

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA
FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL



**LOCALIZACIÓN EVOLUTIVA DE TERREMOTOS EN
TIEMPO REAL**

TESIS

PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO EN CIENCIAS CON
MENCIÓN EN INGENIERÍA ESTRUCTURAL

ELABORADO POR

OLGER UGARTE CONTRERAS

ASESOR

Dr. JAVIER R. PIQUÉ DEL POZO

CO-ASESOR

Dr. JORGE E. ALVA HURTADO

LIMA – PERÚ

2013

LOCALIZACIÓN EVOLUTIVA DE TERREMOTOS EN TIEMPO REAL

Olger Ugarte Contreras

Presentado a la Sección de Posgrado de la Facultad de Ingeniería Civil en cumplimiento
parcial de los requerimientos para el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS CON MENCIÓN EN INGENIERÍA ESTRUCTURAL
DE LA
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

2013

Autor : Olger Ugarte Contreras

Recomendado : Dr. Javier R. Piqué del Pozo
Asesor de Tesis
Dr. Jorge E. Alva Hurtado
Co-Asesor de Tesis

Aceptado por : Dr. Jorge E. Alva Hurtado
Jefe de la Sección de Posgrado

@ 2013; Universidad Nacional de Ingeniería, todos los derechos reservados o el autor
autoriza a la UNI-FIC a reproducir la tesis en su totalidad o en partes.

Dedicatoria:

A mis padres por su gran apoyo durante mis épocas de estudiante, lo cual me brindó las fuerzas y los valores para alcanzar mi desarrollo en el campo profesional.

Agradecimientos:

A mis asesores y revisores de tesis, quienes siempre estuvieron presentes y con mucha disposición de apoyar en la presente investigación.

Índice General

Resumen.....	VI
Summary.....	VI
Lista de Figuras.....	VII
Lista de Tablas.....	X
Lista de Siglas y Símbolos.....	XI
1. Generalidades.....	1
1.1. Introducción.....	1
1.2. Estado del Arte.....	2
1.3. Planteamiento del Problema.....	3
1.4. Justificación.....	3
1.5. Hipótesis.....	4
1.6. Objetivos y Alcances.....	4
1.7. Metodología.....	5
1.8. Organización de la Tesis.....	5
2. Marco Teórico.....	7
2.1. Propagación de Ondas Sísmicas en Medios Elásticos.....	7
2.1.1. Principio de Huygens.....	7
2.1.1.1. Ley de reflexión.....	8
2.1.1.2. Ley de refracción.....	9
2.1.2. Principio de Fermat.....	10
2.1.2.1. Ley de reflexión.....	10
2.1.2.2. Ley de refracción.....	11
2.2. Métodos Gráficos de Localización de Terremotos.....	12
2.2.1. Introducción.....	12
2.2.2. Método de Ubicación Epicentral con los Tiempos S-P.....	20
2.2.3. Método de Ubicación Epicentral con la Hipérbola.....	22
3. Metodología para la Ubicación en Tiempo Real de Terremotos.....	27
3.1. Modelo de Velocidad 1D.....	27
3.2. Cálculo de los Tiempos de Viaje por Diferencias Finitas.....	28
3.2.1. Ecuación Eikonal para el Cálculo de los Frentes de Onda.....	28
3.2.2. Modelo de Lentitud para la Determinación del Campo de Tiempo.....	29
3.2.3. Esténciles Condicionales de Expansión del Frente de Onda Plana.....	30

3.2.4.	Implementación en 2D (Algoritmo).....	36
3.3.	Búsqueda del Vecino más Cercano (Diagramas de Voronoi).....	39
3.4.	Generación de Superficies EDT.....	43
3.5.	Función de Densidad de Probabilidad (PDF).....	45
3.6.	Optimización para la Determinación del Hipocentro más Probable.....	47
3.6.1.	Metropolis Gibbs.....	48
3.6.2.	Oct-Tree.....	48
4.	Aplicación.....	50
4.1.	Geometría de Red Sísmica.....	50
4.1.1.	Red Sísmica Existente.....	50
4.1.2.	Red Sísmica Propuesta.....	52
4.2.	Precisión en el cálculo de los parámetros del hipocentro.....	57
4.3.	Robustez frente a Datos Anómalos.....	61
4.4.	Tiempo de Ejecución.....	64
5.	Conclusiones y Recomendaciones.....	65
5.1.	Conclusiones.....	65
5.2.	Recomendaciones.....	66
	Bibliografía.....	67
	Apéndice A.....	71
	Apéndice B.....	86
	Apéndice C.....	88
	Apéndice D.....	94
	Apéndice E.....	99
	Apéndice F.....	108

Resumen

En el presente trabajo de investigación se propone una metodología probabilística para la determinación en tiempo real de los parámetros de ubicación de un terremoto. Esto constituye un problema inverso, que consiste en calcular el foco más probable a partir de los tiempos de arribo (observados) de las ondas P en el emplazamiento de una red sísmica local. Se exponen métodos como la restricción de la región más probable del foco sísmico con el diagrama de Voronoi; cálculo de los tiempos de viaje usando la ecuación Eikonal; creación de las superficies de igual diferencia de tiempo (EDT), y búsqueda estocástica aplicando el muestreo por importancia (Oct-Tree) para encontrar el hipocentro más probable. Finalmente, se realizan pruebas sintéticas con el fin de aplicar esta metodología. Para lograr esto, se propone una red sísmica con aceptable cobertura azimutal en la zona de mayor actividad sísmica al oeste de la ciudad de Lima, se realizan simulaciones numéricas para inducir incertidumbres en los tiempos observados, y así comprobar la precisión y estabilidad de la metodología propuesta frente a errores en los datos. Se observó una aceptable precisión y robustez al validarlo contra otras metodologías determinística y probabilística presentadas por Lee y Tarantola, respectivamente.

Summary

The present research exposes a probabilistic methodology to obtain in real time the earthquake location parameters. This constitutes an inverse problem, which consists of computing the most likely locus from the observed arrival times of P-waves on the site of a seismic local network. Methods are exposed as constrain of the most likely region of the locus with Voronoi diagram; calculation of travel times using the Eikonal equation; creation of equal differential time surfaces (EDT), and stochastic search applying the importance sampling (Oct-Tree) to get the most likely hypocenter. Finally, synthetic tests are performed in order to implement this methodology. To do this, a seismic network is proposed with acceptable azimuthal coverage in the most seismically active region in west Lima, numerical simulations are performed to induce uncertainties in the observed arrival times in order to verify the precision and stability of the methodology against data errors. An acceptable precision and robustness is observed in validation against other deterministic and probabilistic methodologies proposed by Lee and Tarantola, respectively.

Lista de Figuras

Figura 2.1: Propagación de un frente de onda de acuerdo al Principio de Huygens.....	7
Figura 2.2: Propagación de un frente de onda curvo	8
Figura 2.3: Trayectorias del rayo reflejado según el principio de frente de onda.....	8
Figura 2.4: Trayectoria de los rayos refractados según el principio de frentes de onda ...	10
Figura 2.5: Reflexión según el principio de Fermat.....	11
Figura 2.6: Refracción según el principio de Fermat.....	12
Figura 2.7: Hiperboloide obtenido en el caso de un medio homogéneo (Fuente: Pujol y Smalley, 1990).....	14
Figura 2.8: Hiperboloides obtenidos a partir de distintas velocidades y profundidades (Fuente: CERI University of Memphis).....	15
Figura 2.9: Proceso iterativo para determinar la trayectoria directa a S	16
Figura 2.10: Trayectoria de una onda de cabeza hasta arribar a la estación S.....	17
Figura 2.11: Trayectoria del rayo refractado hasta arribar en la estación S (Fuente: Lee y Stewart, 1981).....	19
Figura 2.12: Comparación entre las curvas de distancia vs tiempo P y S.....	21
Figura 2.13: (a) En el caso de que las estaciones S1, S2 y el epicentro E se encontraran hipotéticamente alineadas, el hipocentro se encontrará en la intersección de los dos círculos. (b) En el caso de añadir una nueva estación cuyo círculo se muestra con líneas de trazos, el epicentro se encontrará dentro de la región determinada por los tres círculos. (Fuente: Pujol, 2004)	21
Figura 2.14: Relación de la distancia entre dos estaciones con los parámetros de la hipérbola	24
Figura 2.15: Diagrama de la hipérbola donde la diferencia de tiempos de viaje a lo largo de las curvas es constante (Fuente: Pujol, 2004).....	25
Figura 3.1: Modelo discreto de lentitud.....	30
Figura 3.2: Elementos de una celda de lentitud constante	30
Figura 3.3: La iluminación del punto c está dada por los rayos que parten de ab hacia arriba. Por otro lado los rayos con signos de interrogación tienen trayectorias que no iluminan el punto c (Fuente: Podvin y Lecomte, 1991).....	31
Figura 3.4: Frente de onda del plano abc.....	33
Figura 3.5: Frente de onda del plano dbc.....	33
Figura 3.6: Frente de onda abd.....	34

Figura 3.7: Frente de onda acd.....	34
Figura 3.8: Punto c ubicado en una zona de sombra respecto de las interfases ab y ad ...	35
Figura 3.9: Difracción en el caso 3D	35
Figura 3.10: Secuencia de cálculo de los tiempos de viaje en los círculos sin relleno	36
Figura 3.11: Subdivisión de la malla para mejorar la precisión al usar el criterio de onda plana cerca de la fuente.....	37
Figura 3.12: Secuencia de cálculo de acuerdo a la presencia del máximo y dos mínimos	38
Figura 3.13: Cálculo del tiempo de viaje del punto por encima del punto mínimo	38
Figura 3.14: Cálculo de los puntos sin relleno considerando el más temprano	38
Figura 3.15: Diagrama de Voronoi de un conjunto de puntos	40
Figura 3.16: Método de expansión del círculo.....	41
Figura 3.17: Red de Voronoi.....	43
Figura 3.18: Sección transversal y vista tridimensional de una superficie EDT	44
Figura 3.19: Volumen generado a partir de un hiperboloide	46
Figura 4.1: Red Sísmica del Perú (Fuente: IGP).....	51
Figura 4.2: Relación de Inoue	53
Figura 4.3: Mapa sismotectónico del Perú (Fuente: Alva & Castillo).....	54
Figura 4.4: Mayoría de sismos ocurridos frente entre las costas de Lima y la fosa marina.	55
Figura 4.5: Ubicación propuesta de las estaciones sísmicas en las costas de Lima (prueba sintética).....	56
Figura 4.6: Precisión de los métodos de ubicación	58
Figura 4.7: Variación de la profundidad	59
Figura 4.8: Precisión de los métodos de ubicación.....	60
Figura 4.9: Profundidades.....	60
Figura 4.10: Función PDF (Lomax).....	62
Figura 4.11: Función PDF (Tarantola & Valette).....	62
Figura 4.12: Función PDF (Lomax).....	63
Figura 4.13: Función PDF (Tarantola&Valette)	63
Figura A.1: Archivos fuente y cabecera del NonLinLoc	71
Figura A.2: Registro del GMT en Lima-Perú por el autor de la tesis.....	72
Figura A.3: Secuencia de ejecución del NonLinLoc	73
Figura D.1: Onda P registrada con incertidumbre	94
Figura E.1: Estaciones sísmicas en un modelo discreto.....	101
Figura E.2: PDF para las coordenadas epicentrales forma regular	102

Figura E.3: PDF para las coordenadas epicentrales (forma irregular)	104
Figura E.4: Cruce de hipérbolas.....	105
Figura E.5: Función de densidad de probabilidad para un <i>tobs6</i> = 5.00s	106
Figura E.6: Función de densidad de probabilidad para un <i>tobs6</i> = 10.00s	106
Figura F.1: Instalación de sismómetros marinos (fuente: www.geomar.de)	108
Figura F.2: Partes de un sismómetro marino (Fuente: www.geomar.de)	109

Lista de Tablas

Tabla 2.1: Número de hipérbolas obtenidas de acuerdo al número de estaciones	26
Tabla 4.1: Red Sísmica Existente	52
Tabla 4.2: Posiciones geográficas de las estaciones sísmicas	57
Tabla 4.3: Enfoques de cálculo de hipocentro	57
Tabla 4.4: Comparación de métodos.....	58
Tabla 4.5: Red sísmica existente (RSE).....	59
Tabla 4.6: Comparación de la robustez.....	61
Tabla D.1: Tiempos observados sintéticos -RSP	95
Tabla D.2: Tiempos de viaje - RSP (A. Lomax).....	95
Tabla D.3: Tiempos de viaje - RSP (Tarantola & Valette).....	96
Tabla D.4: Tiempos de viaje - RSP (Hypo71).....	97
Tabla D.5: Tiempos observados.....	97
Tabla D.6: Tiempos calculados.....	98
Tabla D.7: Tiempos observados sintéticos - RSE.....	98
Tabla D.8: Tiempos de viaje – RSE (Anthony Lomax).....	98
Tabla D.9: Tiempos de viaje – RSE (Tarantola & Valette).....	98

Lista de Siglas y Símbolos

CERI	Centro de Investigación e Información de Terremotos
d	Distancia hipocentral
$D(x,y)$	Distancia epicentral
EDT	Igual Diferencia de Tiempos
h	Profundidad del foco sísmico en un estrato
H	Espesor de un estrato
i'	Ángulo de reflexión
IGP	Instituto Geofísico del Perú
OBS	Sismómetro de fondo marino
PDF	Función de Densidad de Probabilidad
r	Ángulo de refracción
RMS	Raíz Media Cuadrática
RSE	Red Sísmica Existente
RSP	Red Sísmica Propuesta
USGS	Servicio Geológico de los Estados Unidos
α	Velocidad de onda P
β	Velocidad de onda S
$t(x,y)$	Tiempo de arribo o tiempo registrado
t_o	Tiempo de Origen
tt	Tiempo de viaje de una onda sísmica
v	Velocidad de onda sísmica (P ó S)
θ, i	Ángulo de incidencia
ψ	Ángulo de despegue o ángulo con el que un rayo abandona la fuente sísmica para dirigirse a una estación.

1. Generalidades

1.1. Introducción

La ubicación evolutiva en tiempo real del foco sísmico ha sido en los últimos años motivo de muchas investigaciones, ya que representa un apoyo fundamental a los sistemas de alerta temprana de terremotos, así como en la evaluación y mitigación del peligro sísmico en tiempo real [19]. Después de los extraordinarios eventos en Chile, Japón, y recientemente en México, y sumado al prolongado silencio sísmico en ciertas regiones de las costas del Perú, se hace evidente que existe una gran acumulación de energía a punto de ser liberada que amenaza con causar caos y destrucción. El presente trabajo de investigación propone una metodología adecuada para estimar los parámetros de ubicación del terremoto, el cual se pretende pueda servir como base en la construcción de un futuro sistema de alerta temprana a nivel local y regional, tan sofisticado como los existentes en los países mencionados.

El problema inverso, el cual consiste en determinar los parámetros de ubicación del terremoto (Norte, Este, Profundidad y Tiempo de Origen) a partir de los datos observados; es decir, a partir de los tiempos de arribo de las ondas sísmicas generadas por el foco, constituye un problema de gran importancia en exploración geofísica, sensores remotos, tomografía sísmica [13], y en otras ramas de la ciencia y matemáticas para el estudio de la tierra. A continuación se describen las principales etapas de este proceso.

Para plantear el problema de inversión, primero se calcula el campo de tiempo 3D en el que cada nodo de la cuadrícula del modelo discreto tenga la información del tiempo de viaje calculado hacia cada una de las estaciones sísmicas de la red. Para lograr esto, se elige de entre varios el método Eikonal [35], el cual permite obtener los tiempos de viaje del primer arribo de las ondas de cuerpo a las estaciones sísmicas, haciendo uso de los enfoques de Fermat y principalmente de Huygens [13]; estos enfoques aplicados conjuntamente con la resolución por diferencias finitas de la ecuación Eikonal, resulta computacionalmente ideal para los efectos de rendimiento y precisión requeridos por un sistema de alerta temprana. Por consiguiente, cuando se registra el primer arribo en la red sísmica, se determina la restricción del foco usando como punto de partida el diagrama de Voronoi con el fin de identificar la región donde ocurre el primer registro. Posteriormente, cuando más estaciones registren los arribos, el foco se verá restringido por el volumen formado por el cruce de las superficies EDT; cada una de estas superficies representa puntos de igual tiempo de viaje hacia dos estaciones, los cuales adoptan la forma de una superficie hiperbólica (si el modelo de velocidad es constante), y cuyo eje de simetría pasa por las dos estaciones en mención.

Una vez obtenido el volumen de búsqueda por las superficies EDT, se procede a construir la función objetivo, la cual mide las discrepancias entre los tiempos de arribo observados y los calculados a través de un PDF propuesto por Lomax [30]. El PDF creado a partir del volumen de búsqueda puede ser arbitrariamente irregular y contener múltiples máximos, por esa razón, esta función puede ser resuelta a través de un método de optimización no lineal que determine dentro del volumen de búsqueda el hipocentro más probable a nivel global [47]. Cabe mencionar que existen diversos algoritmos de optimización global que pueden ser aplicados, pero en el presente trabajo de investigación se propone el más idóneo que otorgue un mayor tiempo de reacción para un sistema de alerta temprana, ya que se requiere de una estimación lo bastante eficiente y rápida para brindar más tiempo al mensaje de alarma.

Finalmente, el proceso de ajuste de los parámetros del foco se hace más preciso a medida que el volumen de búsqueda se haga más pequeño debido al registro de la señal de más estaciones y converja así a una ubicación EDT estándar. Cabe resaltar que los sistemas de alerta temprana además de informar a la población de la ubicación del hipocentro, también pueden informar acerca de la magnitud con la que el terremoto golpeará ciertas regiones, segundos antes de sentir el impacto. Toda esta información puede ser enviada a través de televisores con señal digital, celulares, radio en línea, etc. a fin de que la población pueda estar preparada para afrontar los daños. Como es de suponer, el sistema de alerta temprana como “sistema” en sí está fuera del alcance del presente trabajo, pero aun así será mencionado en algunas ocasiones para justificar la metodología propuesta.

1.2. Estado del Arte

Actualmente, varios lugares del planeta como California (EEUU), Napoli (Italia), Tokyo (Japón), Santiago (Chile), México y otros [51], [36], [26], [56] cuentan ya con un sistema de alerta temprana en desarrollo. Estos sofisticados sistemas han puesto de manifiesto en la práctica los grandes beneficios frente al alto costo en su inversión. La cultura de la prevención del desastre ha servido en muchos casos para que las clases políticas mediten y tomen las medidas necesarias para aprobar grandes desembolsos en la implementación de tales sistemas. Además, las metodologías y experiencias en la prevención de desastres están siendo compartidas por la comunidad científica a través de diversos simposios, boletines, etc. y sólo hace falta conocer las necesidades relacionadas con estos sistemas para poder implementarlos en países tan sísmicamente activos como el Perú.

En los recientes años han ido apareciendo nuevas metodologías para la ubicación estándar de terremotos, generalmente puestas en práctica cuando se encuentran disponibles la mayoría de los tiempos de arribo del evento. La metodología propuesta tiene como base principal las diversas metodologías que han seguido vigentes a lo largo de los años debido a la buena concepción de sus creadores. Empezando por la formulación de igual diferencia de tiempos (EDT, por sus siglas en inglés) para la ubicación estándar de terremotos. EDT es la generalización del método de la estación maestra de Zhou [55] y el método de las hipérbolas citada por Milne [32], este último conocido como el padre de la sismología moderna al inventar el primer sismógrafo. La ubicación EDT está dada por el punto atravesado por el máximo número de superficies quasi-hiperbólicas, en cada una de las cuales la diferencia de los tiempos de viaje calculados a un par de estaciones es igual a la diferencia de los tiempos de arribo observados por las mismas. La determinación de la ubicación EDT es independiente del tiempo de origen y se reduce a una búsqueda 3D sobre la latitud, longitud y profundidad. Además, EDT es altamente robusta en la presencia de anomalías en los datos. Esta robustez es crítica para el presente problema, porque frecuentemente se trabaja con pequeñas cantidades de datos y pueden existir datos anómalos tales como falsos registros de arribos, registro de otros eventos, y registros erróneamente identificados de fases secundarias de energía.

Muchos trabajos en ubicación de terremotos para sistemas de alerta temprana incluyen novedosos enfoques que permiten ganar restricciones prematuramente y con menos observaciones que para la ubicación estándar. Horiuchi et al. [16] combinan la ubicación de evento estándar de norma L2, ubicación EDT sobre superficies quasi-hiperbólicas, y la información de los datos no arribados para restringir la ubicación del

evento cuando existen apenas dos estaciones que registren el evento. Los tiempos de arribo de estas dos estaciones permiten definir una superficie hiperbólica que contiene la ubicación del evento. Rydelek y Pujol [45], aplicando el enfoque de Horiuchi, muestran que es posible obtener una restricción útil en la ubicación de un evento con sólo dos estaciones. Cua y Heaton [11] generalizan el enfoque de Rydelek y Pujol con el fin de iniciar con solo una estación.

La metodología propuesta en esta investigación está relacionada a la de Horiuchi, la cual es extendida y generalizada por Satriano et al. [47], dejando trazado los últimos avances en ubicación de terremotos dentro del contexto de los sistemas de alerta temprana.

1.3. Planteamiento del Problema

En el Perú aún no se aplica una metodología de cálculo de hipocentros en tiempo real que pueda ser usada en un sistema de alerta temprana de terremotos. Para comenzar, la red sísmica nacional carece de un arreglo con suficientes estaciones sísmicas (ver figura 4.1), tal que pueda ser usado para estudiar mejor los sismos ocurridos cerca de las costas de Lima a nivel local, ya que por el momento se cuenta sólo con 4 estaciones con acceso en tiempo real (Mayorazgo, Ñaña, Ancón y Quilmaná) que son empleadas en conjunto con otras estaciones en el interior del país para la detección de terremotos a nivel regional usando los modelos de velocidad indicados en el apéndice B. Por dicha razón, en ausencia de una red con una geometría adecuada que permita determinar los parámetros del hipocentro de manera eficiente en tiempo real, se trabaja con una red propuesta (ver figura 4.5). Esta red cuenta con suficiente cobertura azimutal entre la costa Peruana y la fosa marina, lugar donde la placa de Nazca se subduce e introduce por debajo de la placa sudamericana y a su vez donde se han producido la mayoría de los terremotos más destructivos para la ciudad de Lima (ver figura 4.3). Por consiguiente, se propone un método de cálculo del hipocentro en tiempo real que sea preciso, robusto y de gran rendimiento, tal que, brinde un amplio tiempo de reacción, y pueda ser implementado y mejorado en futuras investigaciones, tal como se hace en el presente estudio a partir de la referencia [29]. Para terminar, se realiza una simulación numérica para obtener los tiempos observados por las estaciones de la red sísmica propuesta de manera *offline* con el fin de validar la metodología propuesta y se pueda aplicar a un futuro sistema de alerta temprana para la ciudad de Lima.

1.4. Justificación

El cinturón del fuego es una zona formada por los continentes que rodean el océano pacífico y donde se produce el 80% de los terremotos más grandes del mundo. Este lugar abarca países como Perú, Chile, Ecuador, Colombia y Centroamérica donde se concentran algunas de las zonas de subducción más importantes del mundo. Debido a los recientes eventos ocurridos en Perú (Mw=8.0, 2007), Chile (Mw=8.8, 2010), Japón (Mw=8.9, 2011) y Guatemala (Mw=7.2, 2012). Además de un reciente estudio realizado por Vela [52], todo hace suponer que nos enfrentamos un inminente terremoto en Lima, lo cual implica la necesidad de trabajar en un sistema de alerta temprana que detecte un evento a través de una red sísmológica local, antes que las ondas destructivas alcancen la costa (o lugares alejados del epicentro) y brinde información en tiempo real, a fin de contar con suficiente capacidad de reacción para la mitigación de desastres.

1.5. Hipótesis

Se puede obtener la posición del hipocentro con precisión aceptable cuando se cuenta con una red con suficiente cobertura azimutal, mediante la aproximación inicial de su posición con la teoría de polígonos de Thiessen y la búsqueda de una mejor solución con la teoría de Lomax.

Comentario: *En conjunto, la teoría de cálculo de tiempos de viaje propuesta por Podvin & Lecomte [35], la función de densidad de probabilidad (PDF) y la búsqueda por importancia Oct-Tree propuesta por Lomax [29] se conoce en conjunto en el presente trabajo como teoría de Anthony Lomax.*

Nota:

Para una mejor comprensión del concepto de cobertura azimutal se recomienda referirse a [6], correspondiente a la propuesta de optimización de la red sísmica nacional; un concepto intuitivo de este tipo de red es el de una red densa de estaciones alrededor de una fuente sísmica.

La teoría de polígonos de Thiessen, es una teoría propuesta en geometría computacional para encontrar los vecinos naturales más influyentes de un punto en un espacio cartesiano.

1.6. Objetivos y Alcances

El presente trabajo tiene como objetivo proporcionar las metodologías actualmente aceptadas en la detección del origen de terremotos y extraer lo mejor de cada una de ellas para obtener la más robusta que permita determinar en tiempo real la ubicación del hipocentro o foco sísmico. La metodología a proponer se fundamenta en los diversos métodos existentes: gráficos, probabilísticos y determinísticos, sin excluir las bases matemáticas que las sustentan y que a su vez se usan para realizar algunas de las formulaciones presentadas en el presente trabajo.

Se introduce las técnicas de exploración geofísica [1] para comprender cómo se determinan los tiempos de viaje de ondas sísmicas en modelos de velocidad 1D, los cuales son comúnmente usados para resolver el problema inverso. Aquí es donde se establecen las distintas trayectorias de ondas (refractadas, reflejadas, difractadas y de cabeza) que pueden ser aplicadas con cualquiera de los tipos de ondas de cuerpo a ser empleadas en la detección temprana de terremotos, ya sean grandes o pequeños en magnitud.

Se establecen las bases para el diseño de una nueva red sísmica a nivel local que permita captar eficientemente las señales sísmicas y así obtener resultados más precisos. De esta manera los mensajes de alarma serán de mucha utilidad para la mitigación de desastres en tiempo real. Esto se valida en el capítulo 4 al comparar dos redes sísmicas (existente y propuesta) y se demuestra la importancia de una buena geometría para la red sísmológica.

Por último, se informa que el diseño e implementación de un sistema de alerta temprana en sí están fuera del alcance del presente trabajo y se espera que este trabajo sirva como base para construir uno y así poder mejorar la calidad de vida de las personas que viven frente a la zona de subducción de la costa Peruana y cerca de cualquiera de las fallas sísmicas activas en el interior del país.

1.7. Metodología

La metodología se inicia con la delimitación del emplazamiento de la red sobre las costas de Lima. Se genera un modelo rectangular discreto 3D con celdas igualmente espaciadas y se realiza la asignación de las velocidades a cada nodo de acuerdo al modelo de velocidades elegido. Con la ecuación Eikonal se calculan los tiempos de viaje de cada uno de los nodos del modelo hacia cada una de las estaciones sísmicas y de la misma manera los tiempos de viaje de la fuente sintética hacia cada una de las estaciones con una incertidumbre asignada. Luego se construye el diagrama de Voronoi para restringir la ubicación de la fuente en uno de sus polígonos de Thiessen apenas una estación registre el primer arribo. Posteriormente, cuando tres estaciones sísmicas registren los primeros arribos se realiza la construcción de las superficies EDT con el PDF propuesto por Lomax. La intersección de estas superficies se concentra dentro de la región de Voronoi elegida para la primera estación que registra el evento y se realiza un proceso de optimización de esa región a través de un muestreo por importancia con el Oct-Tree para encontrar el hipocentro más probable. Este proceso se repite una y otra vez mientras más y más estaciones registren el evento. Finalmente se considera válida esta metodología al superar las pruebas de precisión y estabilidad frente a errores en los tiempos observados al compararla con las metodologías del Hypo71 y de Tarantola & Valette.

1.8. Organización de la Tesis

La presente tesis está estructurada en cinco capítulos que permiten conceptualizar los elementos necesarios para la comprensión del algoritmo de localización de terremotos en tiempo real basado en la metodología propuesta.

El primer capítulo corresponde a la introducción, estado del arte, los objetivos y alcances del presente trabajo para brindar una idea clara de las metas de esta investigación dentro los límites señalados, así como la metodología para el cumplimiento de la investigación.

El segundo capítulo establece toda la teoría necesaria para la comprensión de la metodología propuesta. Se explican los métodos gráficos que fueron precursores de los métodos actuales en la ubicación del hipocentro. Se explica el método Eikonal de cálculo de viaje de ondas en medios elásticos y se justifica su uso en el presente trabajo.

El tercer capítulo se centra a la explicación de la metodología propuesta. Se explica las bases matemáticas del diagrama de Voronoi y se justifica su aplicación. Se introduce a la generación de superficies EDT y se establecen las restricciones sobre la fuente sísmica. A continuación, se construye el modelo de velocidad discreto conformado por una serie de cuadrículas, donde cada nodo es tratado como un posible foco sísmico. Luego, se formula la función de densidad de probabilidad a ser usada como función objetivo y de esta manera sea posible seleccionar el foco más probable usando un método de optimización no lineal.

El capítulo cuatro expone una prueba sintética. Se asume un foco conocido y se obtienen los tiempos de llegada sintéticamente para así emular el evento sísmico. Se utiliza un programa de cómputo llamado NonLinLoc [29] desarrollado en C para GNU/Linux, para así realizar el proceso de cálculo del hipocentro más probable y se compara con el hipocentro sintético propuesto.

Finalmente en el capítulo cinco se realizan las conclusiones obtenidas por dichas pruebas y las recomendaciones para un futuro sistema de alerta temprana.

2. Marco Teórico

2.1. Propagación de Ondas Sísmicas en Medios Elásticos

2.1.1. Principio de Huygens

El paso de una onda a través de las interfases de medios adyacentes fue explicado por primera vez en el siglo diecisiete por el matemático y físico Christian Huygens, quien formuló un principio para la propagación de la luz como una onda en lugar que como un flujo de partículas visualizado por su gran e influyente contemporáneo Sir Isaac Newton. A pesar de estar derivado de las leyes de la óptica, el principio de Huygens (1678) puede ser aplicado igualmente a cualquier tipo de fenómenos de ondas. La teoría está basada en simples construcciones geométricas y permite calcular la posición futura del frente de onda si se conoce la posición actual. Se puede decir del principio de Huygens que “cada punto en un frente de onda pueden llegar a ser considerado como una fuente secundaria para la producción de nuevas ondas esféricas; el nuevo frente de onda será la superficie tangente (o envolvente) de estas ondículas después de transcurrido un intervalo de tiempo” [43].

Este principio puede ser ilustrado simplemente por un frente de onda plana (figura 2.1); aunque también puede ser aplicado a un frente de onda curvo (figura 2.2).

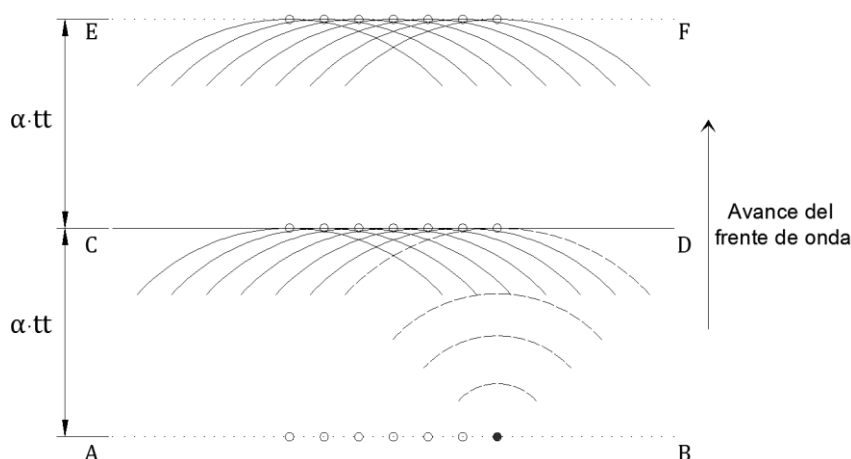


Figura 2.1: Propagación de un frente de onda de acuerdo al Principio de Huygens

Teniendo en cuenta que la posición inicial del frente de onda plana está dada por el segmento AB y los círculos pequeños representan las partículas del material en dicho frente de onda, las partículas son excitadas por dicho arribo y actúan como fuentes secundarias de ondículas. Si la velocidad sísmica del material es α , la distancia recorrida por cada ondícula después de un tiempo tt será $\alpha \cdot tt$ y describirá una pequeña esfera alrededor de su partícula fuente. Además, si el frente de onda original contiene numerosas partículas muy cercanamente espaciadas en lugar de un número discreto, el plano CD tangente a las pequeñas ondículas representará la nueva posición del nuevo frente de onda. Este también será plano, y caerá en una distancia perpendicular $\alpha \cdot tt$ del frente de onda original. En este lugar, las partículas del frente de onda CD actuarán como las fuentes secundarias para las nuevas ondículas, y el proceso se repetirá nuevamente.

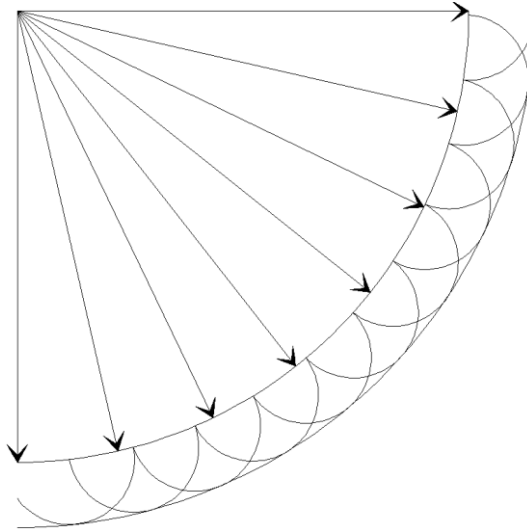


Figura 2.2: Propagación de un frente de onda curvo

2.1.1.1. Ley de reflexión

Esta ley considera lo que sucede a una onda P (o S) que viaja en un medio con velocidad sísmica α_1 cuando esta se encuentra con el límite de otro medio en el cual la velocidad de onda P es α_2 (ver figura 2.3)

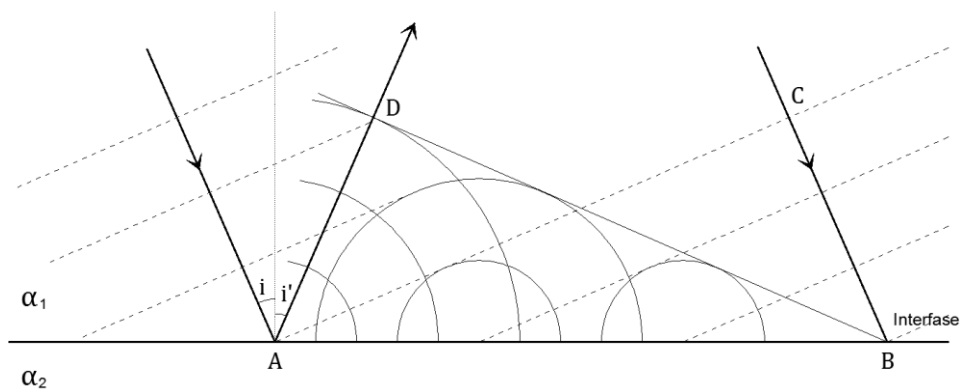


Figura 2.3: Trayectorias del rayo reflejado según el principio de frente de onda

En el límite de dos estratos, parte de la energía de la onda incidente es transmitida al segundo medio, y la energía restante es reflejada hacia el primer medio. Si el frente de onda incidente AC primero hace contacto con la interfase en A; esto excitará las partículas del primer medio en A y simultáneamente las partículas del segundo medio en contacto con el primer medio en A. Las vibraciones de estas partículas provocarán ondas secundarias que viajarán alejándose de A, tanto de regreso al primer medio como una onda reflejada con velocidad α_1 y hacia adelante dentro del segundo medio como una onda refractada con velocidad α_2 .

Al momento que la onda incidente alcanza la interfase en B todas las partículas del frente de onda entre A y B habrán sido excitadas. Aplicando el principio de Huygens, el frente de onda de la perturbación reflejada es el plano tangente a la ondícula secundaria

en el primer medio. En la figura 2.3 esto está representado por la tangente BD desde B al círculo centrado en A, el primer punto de contacto con el límite de los dos medios. Al transcurrir un tiempo tt entre el arribo de la onda plana en A y su arribo en B, el frente de onda incidente viaja una distancia CB y la ondícula secundaria de A viaja la misma distancia AD. Los triángulos ABC y ABD son congruentes. Por consiguiente, se deduce que el frente de onda reflejado hace el mismo ángulo con la interfase que la onda incidente.

Se acostumbra describir la orientación de un plano por la dirección de su normal. El ángulo entre la perpendicular a la interfase y la perpendicular al frente de onda incidente es llamado ángulo de incidencia (i); el ángulo entre la perpendicular a la interfase y la perpendicular al frente de onda reflejado es llamado ángulo de reflexión (i'). Esta aplicación del principio de Huygens a las ondas sísmicas planas muestra que el ángulo de reflexión es igual al ángulo de incidencia:

$$i = i' \quad (2.1)$$

Esto se conoce como la ley de reflexión. Aunque inicialmente fuera desarrollado para haces de luz, esto también es válido para la propagación de ondas sísmicas.

2.1.1.2. Ley de refracción

La discusión de la interacción de la onda incidente con el límite entre dos estratos puede ser extendido para cubrir la parte de la perturbación que viaja dentro del segundo medio (figura 2.4). Esta perturbación viaja con la velocidad α_2 del segundo medio. Sea tt el tiempo que se toma el frente de onda incidente en el primer medio para avanzar de C a B; entonces $BC = \alpha_1 \cdot tt$. En este tiempo todas las partículas del segundo medio entre A y B han sido agitadas y ahora actúan como fuentes para las nuevas ondículas en el segundo medio. Cuando la onda incidente alcance B, la ondícula de A en el segundo medio se habrá extendido hasta el punto E, donde $AE = \alpha_2 \cdot tt$. El frente de onda en el segundo medio es la tangente BE trazada desde B al círculo centrado en A. El ángulo de incidencia (i) se define como antes; el ángulo entre la perpendicular a la interfase y la perpendicular al frente de onda transmitido se llama el ángulo de refracción (r). La comparación de los triángulos ABC y ABE muestran que $BC = AB\text{sen}(i)$, y $AE = AB\text{sen}(r)$. Consecuentemente,

$$\frac{AB\text{sen}(i)}{AB\text{sen}(r)} = \frac{BC}{AE} = \frac{\alpha_1 \cdot tt}{\alpha_2 \cdot tt}$$

$$\frac{\text{sen}(i)}{\text{sen}(r)} = \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \quad (2.2)$$

La ecuación 2.2 es llamada la ley de refracción para ondas sísmicas planas. Es equivalente en óptica a la ley de Snell, en reconocimiento a su descubridor el matemático Willebrod Snellius.

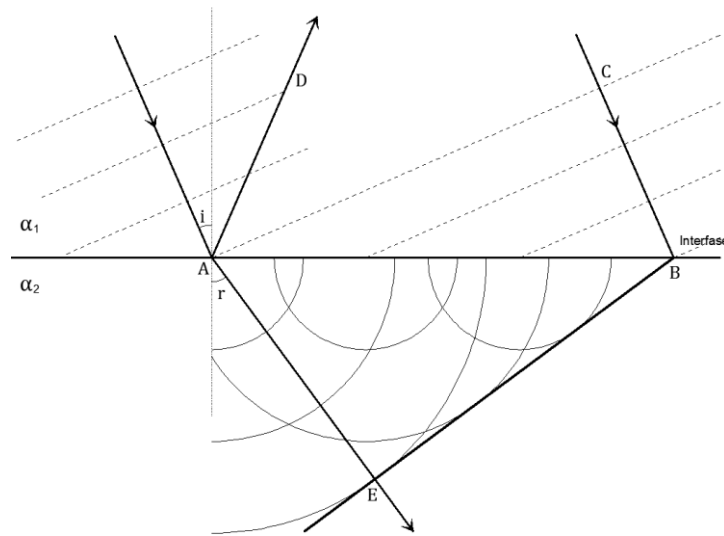


Figura 2.4: Trayectoria de los rayos refractados según el principio de frentes de onda

Para mayor información relacionada al principio de Huygens es posible recurrir a [43], [13], [22] y [46].

2.1.2. Principio de Fermat

El comportamiento de las trayectorias de rayos sísmicos en una interfase es explicado por otro principio de la óptica que fue formulado también en el siglo diecisiete, esta vez por el matemático Pierre Fermat. Tal como se aplica a la sismología, el principio de Fermat establece que de muchas trayectorias posibles entre los puntos A y B, el rayo sísmico sigue la ruta que brinda el tiempo de viaje más corto entre los puntos. Si ds es el elemento de distancia a lo largo de la ruta del rayo y $v(x, y, z)$ es la velocidad sísmica sobre esta distancia corta, entonces el tiempo de viaje tt entre A y B es mínimo. En consecuencia,

$$tt = \int_A^B \frac{ds}{v(x, y, z)} = \text{mínimo} \quad (2.3)$$

Generalmente, cuando la velocidad varía continuamente con la posición, la determinación de la ruta del rayo es bastante complicada. En el caso de un medio estratificado, en el cual la velocidad es constante en cada capa, el principio de Fermat provee un método independiente para la determinación de las leyes de reflexión y refracción.

2.1.2.1. Ley de reflexión

Se considera la reflexión de un rayo sísmico en un medio con velocidad constante α_1 de onda P en el límite de otro medio (figura 2.5). Por conveniencia se toma el límite como si fuera horizontal. Sea A un punto en el rayo incidente en una distancia vertical h del límite y sea B el correspondiente punto sobre el rayo reflejado. Sean C y D los puntos más cercanos sobre el límite desde A y B, respectivamente. Además, sea d la separación horizontal AB, y sea O el punto de reflexión en la interfase en una distancia horizontal x a

partir de C; entonces OD será igual a $(d - x)$ y se podrá escribir para el tiempo de viaje tt desde A hacia B:

$$tt = \frac{AO}{\alpha_1} + \frac{OB}{\alpha_1} = \frac{1}{\alpha_1} \left[\sqrt{h^2 + x^2} + \sqrt{h^2 + (d - x)^2} \right]$$

De acuerdo al principio de Fermat el tiempo de viaje tt debe ser un mínimo. La única variable en la ecuación anterior es x . Para encontrar la condición que da el mínimo tiempo de viaje se derivará tt con respecto de x y el resultado se igualará a cero:

$$\frac{\partial tt}{\partial x} = \frac{1}{\alpha_1} \left[\frac{x}{\sqrt{h^2 + x^2}} - \frac{(d - x)}{\sqrt{h^2 + (d - x)^2}} \right] = 0$$

Por inspección de esta ecuación la relación entre el ángulo de incidencia (i) y el ángulo de reflexión (i') son evidentes. La primera expresión dentro de los corchetes es $\text{sen}(i)$ y la segunda es $\text{sen}(i')$. La condición para el mínimo tiempo de viaje es nuevamente:

$$i' = i$$

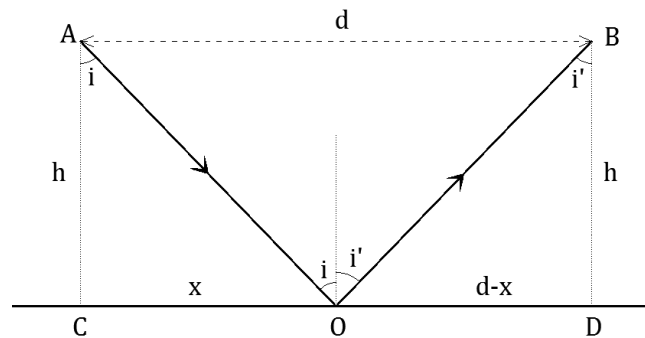


Figura 2.5: Reflexión según el principio de Fermat

2.1.2.2. Ley de refracción

Es posible usar el mismo enfoque para determinar la ley de refracción. Esta vez se considera el paso del rayo sísmico que parte de un medio con velocidad α_1 dentro de un medio con velocidad α_2 (ver figura 2.6). Sea A otra vez un punto sobre el rayo incidente en una distancia vertical h del punto C en la interfase. Sea B ahora un punto sobre el rayo en el segundo medio en una distancia h de D, el punto más cercano sobre la interfase. La distancia CD es d , tal que nuevamente OD sea igual a $(d - x)$. El tiempo de viaje tt el cual se tiene que minimizar está dado por:

$$tt = \frac{AO}{\alpha_1} + \frac{OB}{\alpha_2} = \frac{\sqrt{h^2 + x^2}}{\alpha_1} + \frac{\sqrt{h^2 + (d - x)^2}}{\alpha_2}$$

Se deriva la ecuación anterior con respecto a x y se establece que el resultado igual a cero brindará la condición para el valor mínimo de tt :

$$\frac{x}{\alpha_1 \sqrt{h^2 + x^2}} - \frac{(d-x)}{\alpha_2 \sqrt{h^2 + (d-x)^2}} = 0$$

Es posible escribir esta expresión en términos de senos y cosenos de la incidencia (i) y refracción (r). Esta aplicación del principio de Fermat a las trayectorias de rayos sísmicos brinda nuevamente la ley de refracción que se derivó del principio de Huygens por medio de los frentes de onda, el cual puede ser afirmado como:

$$\frac{\text{sen}(i)}{\alpha_1} = \frac{\text{sen}(i')}{\alpha_2}$$

En este ejemplo se ha asumido que $\alpha_2 > \alpha_1$. Mientras pasa de un medio con baja velocidad a un medio con alta velocidad el rayo refractado es desviado lejos de la perpendicular al límite, dando un ángulo de refracción que es mayor al ángulo de incidencia ($r > i$). Bajo las condiciones opuestas, si $\alpha_2 < \alpha_1$, el rayo refractado es desviado hacia la perpendicular y se obtiene un ángulo de refracción que es menor que el ángulo de incidencia $i > r$.

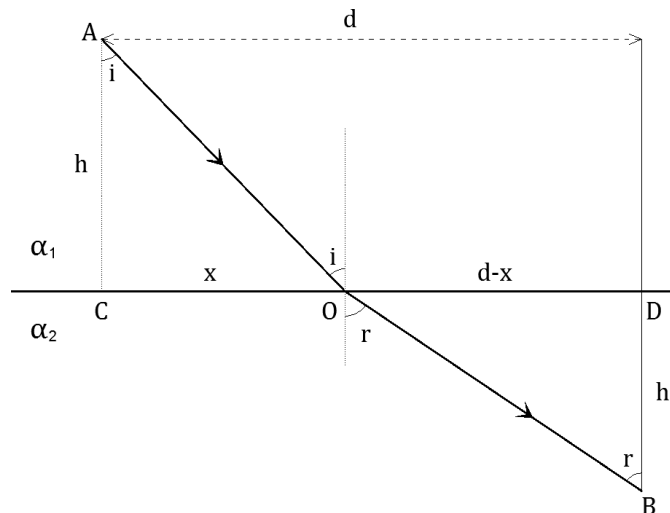


Figura 2.6: Refracción según el principio de Fermat

2.2. Métodos Gráficos de Localización de Terremotos

2.2.1. Introducción

El problema de ubicación de terremotos no es un problema tan simple de resolver aún para el modelo de velocidad más simple. Los terremotos no pueden ser ubicados en un solo paso. Lo que se hace es resolver el problema dentro de un proceso iterativo.

La primera iteración involucra estimar los valores iniciales de las coordenadas del hipocentro y el tiempo de origen. Entonces, se usan estos valores iniciales y el modelo de velocidad para calcular los tiempos de arribo teóricos, calcular sus diferencias con los tiempos observados y usar estas diferencias para conseguir un nuevo estimado de la ubicación y el tiempo de origen. Cada iteración subsecuente usa como estimación inicial

aquella calculada en la iteración anterior. Este proceso iterativo se detiene cuando se cumpla algún criterio de parada. Existe un número de criterios de parada, pero en cualquier caso se mide la calidad de la ubicación calculada por la raíz media cuadrática, definida como:

$$RMS = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^N (t_i^o - t_i^c)^2\right) / N + 1} \quad (2.4)$$

Donde:

t_i^o es el tiempo de arribo observado para la i -ésima estación

t_i^c es el correspondiente tiempo de arribo teórico calculado en la última iteración

N es el número de estaciones

Si se plantea el caso hipotético que el modelo de velocidad se encuentre muy cerca del real y los tiempos de arribo se encuentren libres de error, entonces el RMS debe estar muy próximo a cero, pero afirmar eso no es cierto, ya que en general los modelos de velocidad son aproximados y los tiempos de arribo están afectados por incertidumbres en sus mediciones. En algunos casos, una fuente de error considerable puede provenir de las grandes variaciones laterales de velocidad que ocasionen que el modelo de velocidad 1D deje de ser el adecuado. Se hace necesario recalcar que el objetivo de los programas de ubicación de terremotos no es minimizar los errores de ubicación, sino minimizar el RMS . Los errores de ubicación permanecerán desconocidos siempre que cada terremoto sea ubicado por separado. Por lo tanto, un valor de error relativamente pequeño del RMS no siempre se corresponde con un error pequeño en la ubicación. Esto explica el por qué la determinación más confiable de las ubicaciones de terremotos requiere la determinación simultánea de un modelo de velocidad 3D.

Para simplificar los cálculos y permitir que los métodos gráficos puedan ser aplicados de forma clara y concisa, se representa a la Tierra como un medio homogéneo y se establece a α y β como las velocidades de las ondas P y S, respectivamente. Además, se asume que se está lidiando con distancias epicentrales que no exceden de unos cientos de kilómetros, de esta manera no se tiene que considerar la curvatura de la Tierra y el problema puede ser establecido en coordenadas cartesianas.

De acuerdo a Pujol y Smalley [39] se empieza por definir los parámetros de ubicación del terremoto (x_e, y_e, h) y establecer t_o como el tiempo de origen del evento. Por lo tanto el tiempo de arribo en una estación con coordenadas $(x, y, 0)$ estará dado por:

$$t(x, y) = t_o + \frac{d}{v} = t_o + \frac{\sqrt{(x - x_e)^2 + (y - y_e)^2 + h^2}}{v} \quad (2.5)$$

$$v = \alpha, \beta$$

Donde:

d es la distancia euclidiana o hipocentral (distancia del foco a la estación)

La ecuación 2.5 puede ser re-escrita como:

$$tt^2(x, y) = (t - t_0)^2 = a_1(x^2 + y^2) + a_2x + a_3y + a_4 \quad (2.6)$$

Donde:

tt es el tiempo de viaje

a_i son los coeficientes de la ecuación del hiperboloide centrado en (x_e, y_e)

El ángulo de despegue ψ (*take-off*) en el foco puede definirse como:

$$\psi = \arccos\left(\frac{h}{d}\right)$$

Los tiempos de arribo definen una superficie de revolución centrada en el epicentro del evento, cuya forma depende de la profundidad del evento y la velocidad del medio. La forma de la superficie es independiente del tiempo de origen (ver figura 2.7).

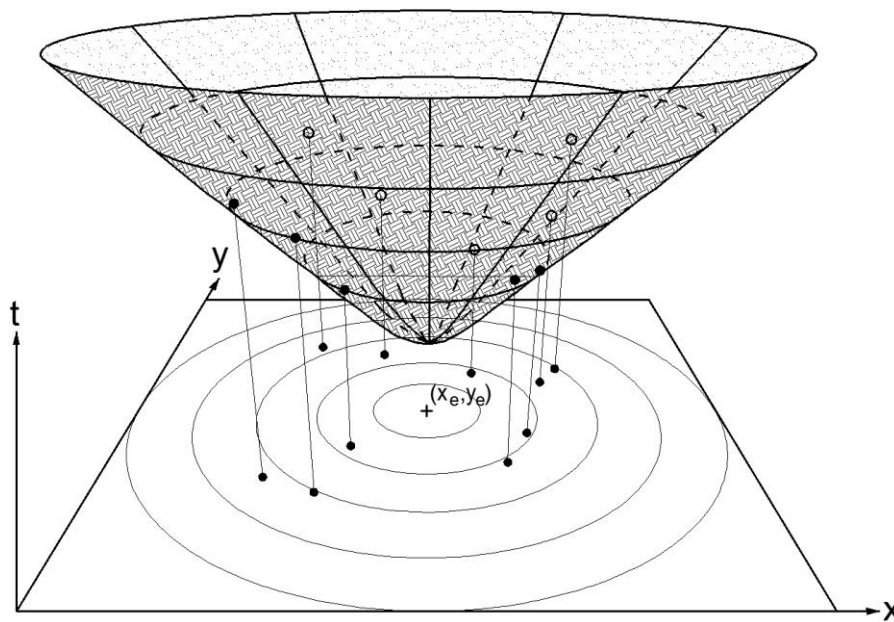


Figura 2.7: Hiperboloide obtenido en el caso de un medio homogéneo (Fuente: Pujol y Smalley, 1990)

La parte inferior de la figura 2.7 muestra el mapa de la disposición de las estaciones de una red sísmica (puntos rellenos), la cruz muestra la posición del epicentro y los círculos concéntricos representan los arribos de igual tiempo. Las coordenadas del epicentro pueden ser halladas a partir de la ecuación 2.6, como las coordenadas del punto más bajo (mínimo) del hiperboloide:

$$x_e = -\frac{a_2}{2a_1}, \quad y_e = -\frac{a_3}{2a_1}$$

La figura 2.8 muestra varios ejemplos correspondientes a los tiempos de viaje de ondas P y S para eventos con diferentes profundidades. Las coordenadas del mínimo de cada hiperboloide coinciden con la ubicación del epicentro.

Pese a que el modelo de velocidad es bastante sencillo, la ecuación 2.6 es importante porque puede ser usada para aproximar las superficies de tiempo de viaje que son obtenidas para modelos en los cuales la velocidad varía con la profundidad. En tal caso las superficies de tiempo de viaje conocidas como hiperbólicas para un medio homogéneo pasarán a ser sólo superficies de revolución en torno a un eje vertical que pasa a través del epicentro. Este hecho fue usado por [39] para desarrollar un método que determine los epicentros sin algún conocimiento del modelo de velocidad. La idea básica es ajustar a una superficie cuadrática los tiempos de arribo observados. Una vez que se determina el hiperboloide de mejor ajuste, las coordenadas de su mínimo son tomadas como las coordenadas del epicentro. Por otro lado, teniendo en cuenta que el tiempo de origen no es conocido, éste puede ser estimado durante el proceso de ajuste.

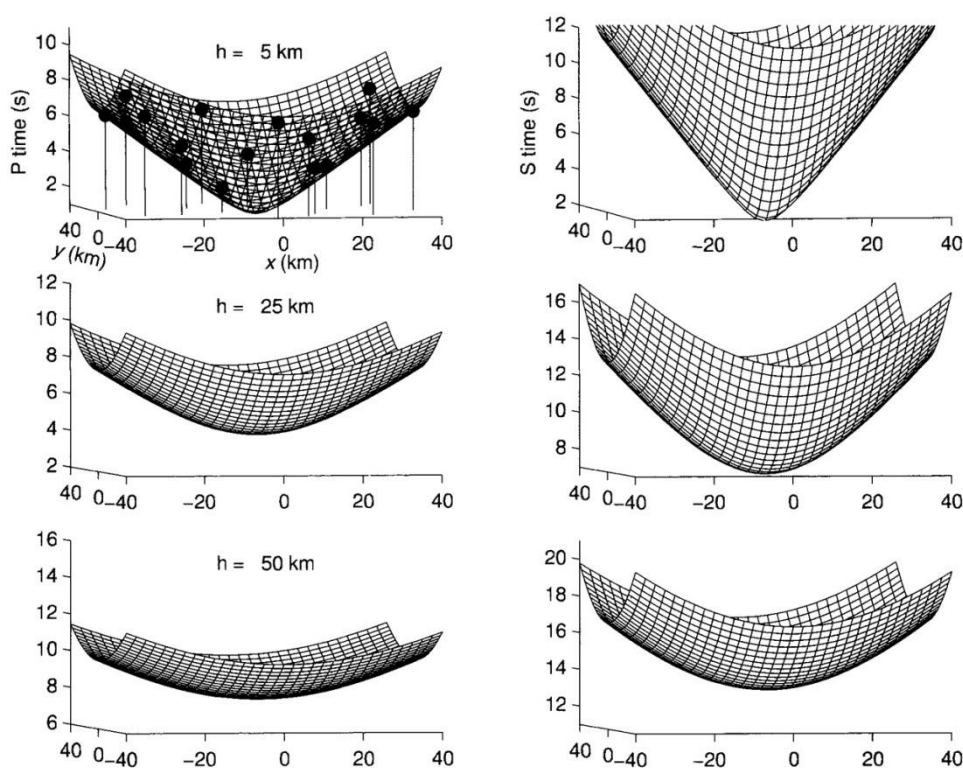
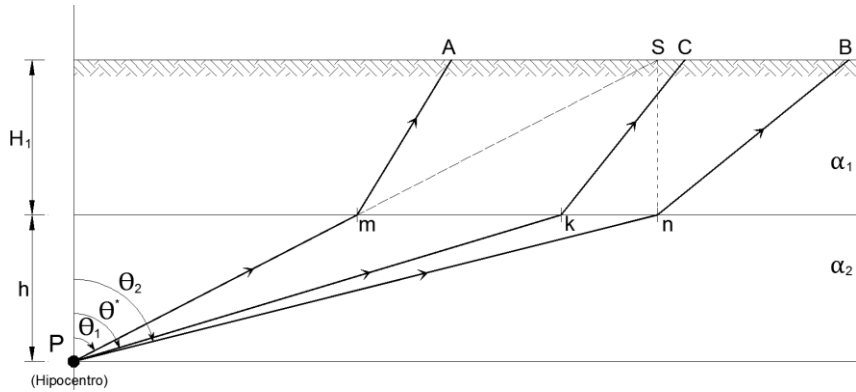


Figura 2.8: Hiperboloides obtenidos a partir de distintas velocidades y profundidades
(Fuente: CERl University of Memphis)

Si la fuente sísmica se encuentra en la segunda capa, no existe una fórmula explícita para calcular el tiempo de viaje de la trayectoria directa. Por esa razón se sigue el procedimiento de acuerdo a Lee y Stewart [28], quienes sugieren que se debe usar un proceso iterativo para encontrar el ángulo θ , de tal forma que su rayo asociado alcance la estación a lo largo de una trayectoria directa. Se considera a continuación un modelo donde la fuente sísmica está en la segunda capa tal como se muestra en la figura 2.9.



$$\alpha_2 > \alpha_1$$

Figura 2.9: Proceso iterativo para determinar la trayectoria directa a S

Se necesita realizar un proceso iterativo para encontrar un ángulo θ cuya trayectoria asociada al rayo alcance la estación en S, según [28]; primero se consideran los límites inferior y superior (θ_1 y θ_2) para el ángulo θ . Si se unen los puntos P y S por una línea recta, entonces \overline{PS} intersectará la línea horizontal de profundidad H en el punto m tal que su distancia está dada por:

$$D(x_m, y_m) = D(x, y) \left(\frac{h}{H_1 + h} \right)$$

Por la ley de Snell y el hecho de que $\alpha_2 > \alpha_1$, este rayo \overline{Pm} emerge a la superficie en un punto con coordenada (x_A, y_A) , el cual siempre es menor que (x_S, y_S) en distancia epicentral. En consecuencia el ángulo θ_1 asociado con el rayo \overline{Pm} puede ser seleccionado como el límite inferior de θ . Para encontrar el límite superior de θ , se establece que n sea el punto directamente debajo de la estación S y sobre la interfase a una profundidad igual a H (con las mismas coordenadas x_S, y_S de la estación). Nuevamente por la ley de Snell y con $\alpha_2 > \alpha_1$, el rayo \overline{Pn} emerge a la superficie en el punto (x_B, y_B) , el cual siempre es mayor que (x_S, y_S) . En consecuencia el ángulo θ_2 asociado al rayo \overline{Pn} puede ser seleccionado como el límite superior de θ .

Para iniciar el proceso iterativo, se considera un rayo de prueba \overline{Pk} y su ángulo de prueba asociado θ^* (ver figura 2.9) tal que la distancia k sea aproximada por:

$$\frac{D(x_k, y_k) - D(x_m, y_m)}{D(x_n, y_n) - D(x_m, y_m)} = \frac{D(x_S, y_S) - D(x_A, y_A)}{D(x_B, y_B) - D(x_A, y_A)}$$

y

$$\theta^* = \arctan(D(x_k, y_k)/h)$$

Por la ley de Snell y conociendo la coordenada (x_k, y_k) , es posible determinar la coordenada (x_c, y_c) a partir del cual el rayo \overline{Pk} emerge a la superficie. Con el fin de que el ángulo de prueba θ^* sea aceptable, el rayo \overline{Pk} deberá emerger a la superficie muy cerca

a la estación con un error $|D(x_S, y_S) - D(x_C, y_C)| < \varepsilon$, donde el límite de error ε es típicamente unas cuantas decenas de metros. Si $|D(x_S, y_S) - D(x_C, y_C)| > \varepsilon$, se seleccionará un nuevo θ^* y se repetirá el mismo proceso hasta que el rayo de prueba emerja cerca de la estación S.

De acuerdo a [28], se puede generalizar el procedimiento a una j -ésima capa. Una vez que el ángulo θ^* de prueba es elegido, es posible usar la ley de Snell para calcular los sucesivos ángulos incidentes en cada capa subyacente hasta que el rayo de prueba alcance la superficie en el punto C con una distancia horizontal dada por:

$$D(x_C, y_C) = D(x_k, y_k) + \sum_{i=j-1}^1 H_i \tan \theta_i \quad (2.7)$$

Donde $\theta_j = \theta^*$. Los ángulos incidentes estarán relacionados por:

$$\frac{\sin \theta_i}{\alpha_i} = \frac{\sin \theta_{i+1}}{\alpha_{i+1}} \quad \forall 1 \leq i \leq j-1 \quad (2.8)$$

Donde:

θ_i, α_i, H_i : es el ángulo incidente, velocidad y profundidad para la i -ésima capa.

También, se puede usar los arribos de otras ondas para ayudar a restringir las ubicaciones de los hipocentros, siempre y cuando sus correspondientes superficies de tiempo tengan propiedades geométricas considerablemente diferentes de aquellas de las superficies de onda P. Si las distancias hipocentrales no son tan grandes, no será posible encontrar el tiempo de origen y/o la profundidad y los cambios epicentrales que simultáneamente unirán las superficies de tiempos de viaje de tipos intrínsecamente diferentes. Un buen ejemplo son las ondas de cabeza P (o refractadas), las cuales se propagan a lo largo de un límite capa. Para un caso simple de una capa sobre un semiespacio, el tiempo de viaje para un evento localizado dentro de la capa es mostrado en la figura 2.10.

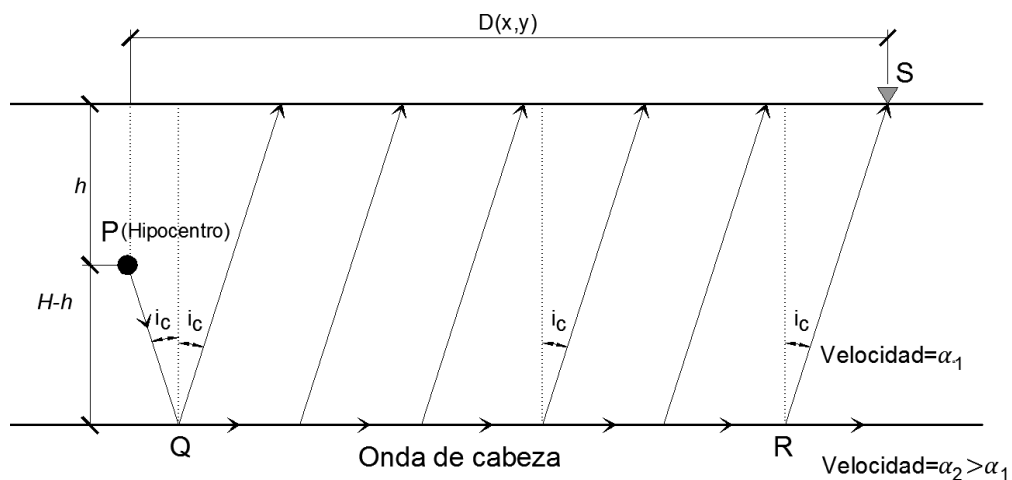


Figura 2.10: Trayectoria de una onda de cabeza hasta arribar a la estación S

$$tt(x, y) = \frac{PQ + RS}{\alpha_1} + \frac{QR}{\alpha_2}$$

$$tt(x, y) = \frac{(2H - h)}{\alpha_1 \cos i_c} + \frac{D(x, y) - ((2H - h)\tan i_c)}{\alpha_2}$$

Reordenando los términos y usando la ley de Snell, $\text{sen } i_c = \alpha_1/\alpha_2$, se obtiene el tiempo de viaje para el rayo refractado:

$$tt(x, y) = \frac{D(x, y)}{\alpha_2} + \frac{(2H - h)}{\alpha_1} \cos i_c$$

Finalmente se obtendrá:

$$tt(x, y) = t - t_o = \frac{1}{\alpha_2} \sqrt{(x - x_e)^2 + (y - y_e)^2} + (2H - h) \frac{1}{\alpha_1 \alpha_2} \sqrt{\alpha_1^2 - \alpha_2^2} \quad (2.9)$$

Donde:

H : es el espesor del estrato.

α_1, α_2 : son las velocidades de onda en la capa y en el semiespacio.

La ecuación 2.9 puede ser rescrita como sigue:

$$tt(x, y) = aD(x, y) + b \quad (2.10)$$

$$a = 1/\alpha_2$$

Donde:

D : es la distancia epicentral (dada por la raíz cuadrada)

b : es una constante igual al segundo término de la mano derecha.

La ecuación 2.10 representa la ecuación de una recta con las variables tt y $D(x, y)$, y la superficie de tiempo de viaje correspondiente es un cono truncado con eje vertical que pasa a través del epicentro. El cono está truncado debido a que las ondas de cabeza existen sólo para distancias $D(x, y)$ que excedan una distancia crítica que dependa de H, h , y las dos velocidades.

Finalmente Lee y Stewart [28] plantean un caso general donde la fuente puede estar en cualquier profundidad arbitraria del modelo como se muestra en la figura 2.11. El tiempo de viaje será calculado de acuerdo al siguiente grupo de ecuaciones:

$$tt(x,y)_{j,k} = \frac{D(x,y)}{\alpha_k} - \frac{h\varphi_{k,j}}{\alpha_j\alpha_k} + \sum_{i=1}^{j-1} \frac{H_i\varphi_{k,i}}{\alpha_i\alpha_k} + 2 \sum_{i=j}^{k-1} \frac{H_i\varphi_{k,i}}{\alpha_j\alpha_k} \quad (2.11)$$

$$\varphi_{k,i} = \sqrt{\alpha_k^2 - \alpha_i^2}; \quad \varphi_{k,j} = \sqrt{\alpha_k^2 - \alpha_j^2} \quad (2.12)$$

$$h = z_p - \sum_{i=1}^{j-1} H_i \quad (2.13)$$

Donde:

$tt(x,y)_{j,k}$: es el tiempo de viaje a lo largo de la k-ésima capa desde una fuente ubicada en la j-ésima capa.

H_i : representa el espesor de la i-ésima capa.

α_i : representa la velocidad en la i-ésima capa.

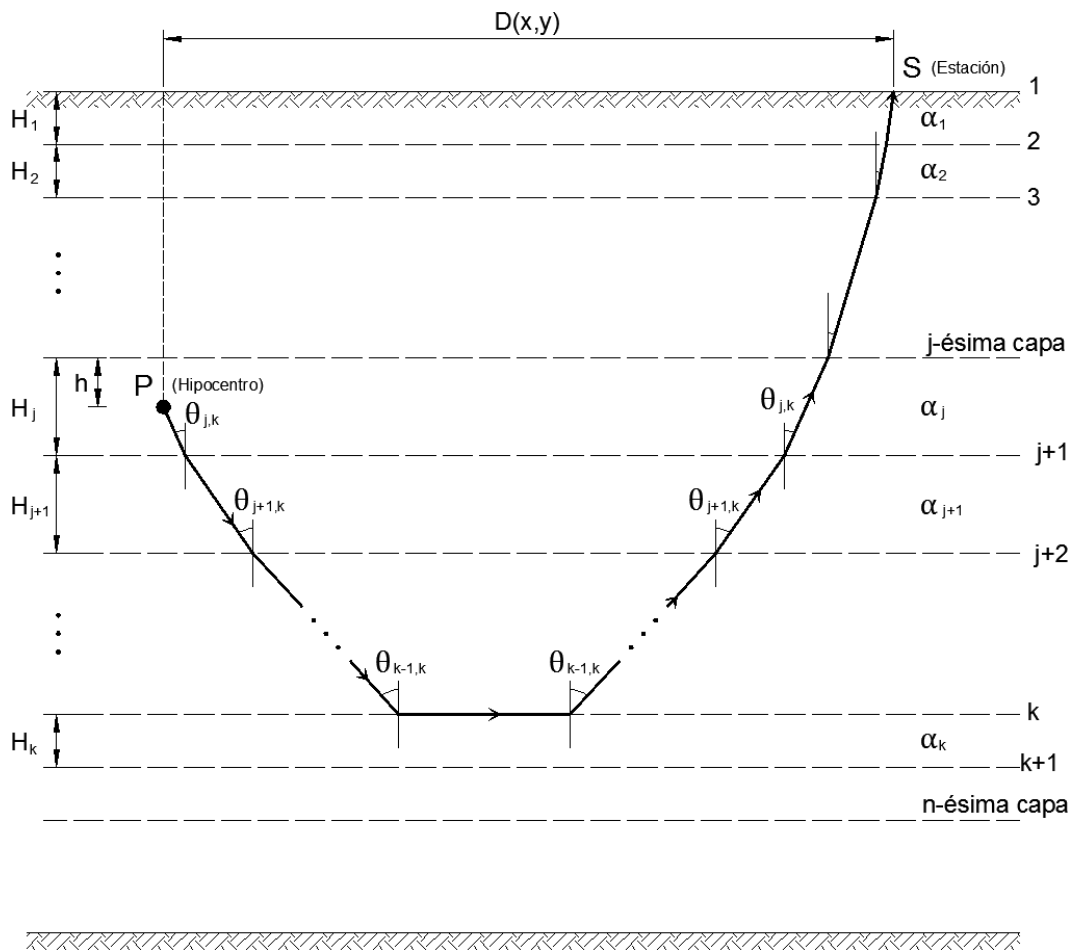


Figura 2.11: Trayectoria del rayo refractado hasta arribar en la estación S (Fuente: Lee y Stewart, 1981)

2.2.2. Método de Ubicación Epicentral con los Tiempos S-P

En sismología es bien sabido que para muchas fuentes sísmicas, las ondas P y S son emitidas desde un volumen concentrado, el cual se puede aproximar como una fuente puntual (hipocentro) y la proyección de éste sobre la superficie como el epicentro. Pujol [38] parte de estas suposiciones y considera un medio homogéneo con tipos de onda P y S, cada uno con valores de velocidad α y β , respectivamente; establece d la distancia entre el hipocentro y una estación dada. Entonces, realiza las siguientes formulaciones:

$$tt_p = \frac{d}{\alpha}; \quad tt_s = \frac{d}{\beta}$$

y

$$tt_s - tt_p = \left(\frac{1}{\beta} - \frac{1}{\alpha}\right) d$$

tal que

$$d = v(tt_s - tt_p) \quad (2.14)$$

con

$$v = \frac{\alpha}{(\alpha/\beta) - 1} \quad (2.15)$$

Considerando un modelo de velocidad constante, el hipocentro está en un punto sobre la superficie del hemisferio con centro en la estación con radio igual a d . Si se consideran dos estaciones que tengan distancias hipocentrales iguales a d_1 y d_2 respectivamente, existirán dos hemisferios intersectantes y el hipocentro será un punto a lo largo de la línea de intersección. Si una tercera estación estuviera disponible, la intersección de los tres hemisferios será el hipocentro. Estas consideraciones indicadas por Pujol [38] son las bases del método de ubicación epicentral de tiempos S-P, el cual es aplicado como sigue.

Paso 1: Para cada estación se calcula $tt_s - tt_p$. Dependiendo de la distancia epicentral esta separación será mayor (ver figura 2.12).

Paso 2: Se convierte la diferencia calculada multiplicándola por la velocidad v que sea apropiada para el área de interés (valor que deberá ser elegido).

Paso 3: Se dibujan los círculos sobre un mapa usando la distancia calculada en el paso anterior como radio.

Cuando se usan varias estaciones, se espera que los círculos se intersecten en un área común que rodee al epicentro. En la figura 2.13 se muestran dos estaciones, las cuales por simplicidad se asumen que están en línea con el epicentro. La proyección de los dos hemisferios en la superficie son dos círculos centrados en las estaciones. Claramente el epicentro no se encuentra en la intersección de los dos círculos, sin embargo se vuelve más cercano a él mientras la profundidad decrece. Si estuviera disponible una tercera estación, la posición del tercer círculo puede ser representada con líneas entrecortadas tal como se muestra en la figura 2.13.

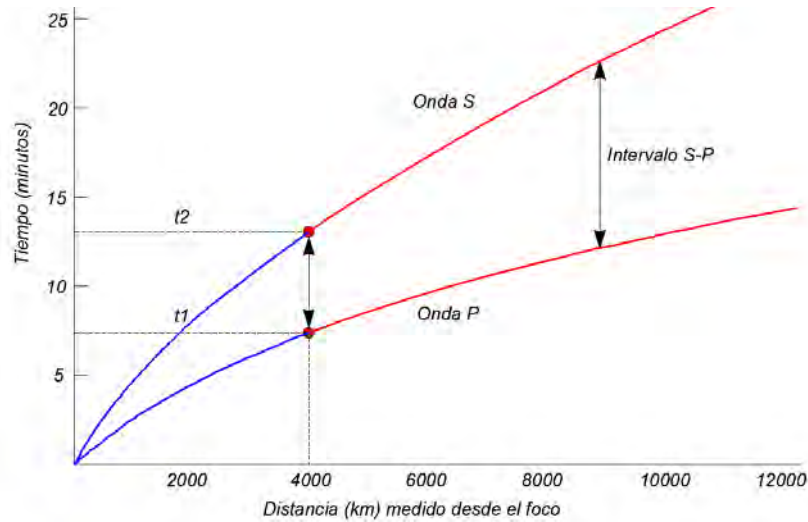


Figura 2.12: Comparación entre las curvas de distancia vs tiempo P y S

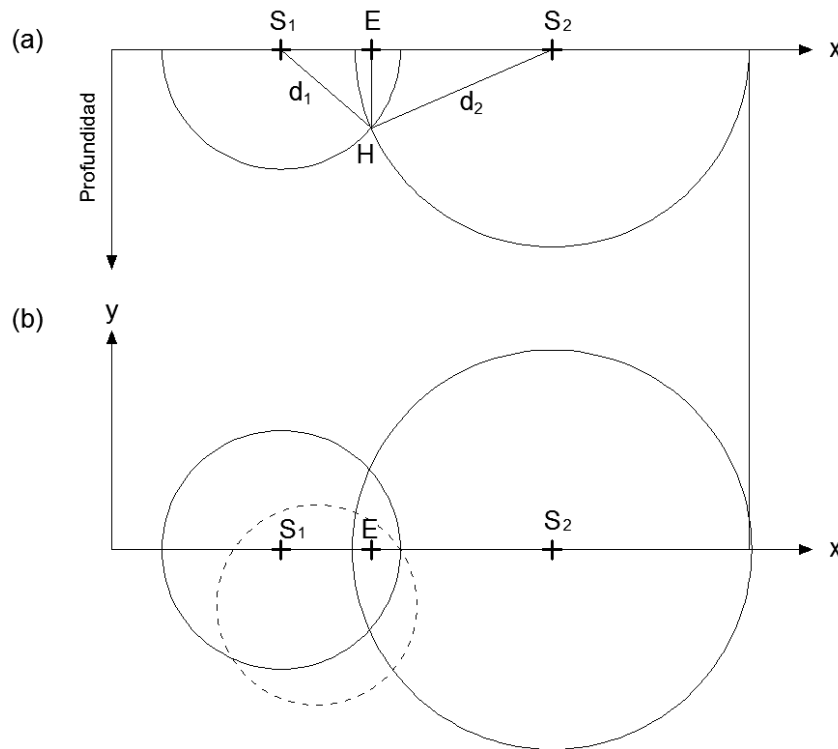


Figura 2.13: (a) En el caso de que las estaciones S_1 , S_2 y el epicentro E se encontraran hipotéticamente alineadas, el hipocentro se encontrará en la intersección de los dos círculos. (b) En el caso de añadir una nueva estación cuyo círculo se muestra con líneas de trazos, el epicentro se encontrará dentro de la región determinada por los tres círculos. (Fuente: Pujol, 2004)

El método fue probado inicialmente con datos reales registrados en la zona sísmica de Nuevo Madrid por las estaciones de la red portable PANDA [40] y con datos sintéticos generados usando las posiciones de las estaciones de la misma red, además de dos modelos de velocidad.

El hecho de que sea posible encontrar una velocidad para el cual los círculos se intersecten en un punto fue observado para muchos eventos que involucraban similares rangos de distancias y fue investigado empíricamente. Se pudieron notar dos cosas. Primero, en cada prueba la curva $tt_s - tt_p$ versus la distancia epicentral (curva tiempo-distancia) es una línea recta. Segundo, la velocidad requerida para la intersección de los círculos es igual a la inversa de la pendiente s de la curva tiempo-distancia. De las ecuaciones 2.9 y 2.10 se puede observar que:

$$tt_s - tt_p = \left(\frac{1}{\beta} - \frac{1}{\alpha}\right) D(x, y) + b_s - b_p \quad (2.16)$$

o

$$tt_s - tt_p - c = \left(\frac{1}{\beta} - \frac{1}{\alpha}\right) D(x, y) \quad (2.17)$$

Donde:

$c = b_s - b_p$ es el tiempo de interceptación.

La ecuación 2.17 puede ser escrita como:

$$D(x, y) = v(tt_s - tt_p) - vc \quad (2.18)$$

Con v igual que en la ecuación 2.15. La ecuación 2.18 puede ser interpretada de dos maneras. Primero, esta es la ecuación de una línea recta con el tiempo y la distancia variables. Segundo, la ecuación 2.18 es también la ecuación de un círculo en el plano xy cuando $D(x, y)$ es un valor fijo. Por lo tanto, a diferencia de la situación descrita en la ecuación 2.14, cuando la ecuación 2.18 se aplica, los círculos se intersectan en un punto sobre la superficie. Además, a partir de la ecuación 2.17 se nota que el tiempo que debe ser usado para dibujar los círculos es realmente $tt_s - tt_p - c$ y no solo $tt_s - tt_p$.

La ecuación 2.18 es válida para ondas de cabeza en modelos arbitrariamente estratificados, siempre y cuando provengan de la misma capa. Para aquellas ondas, la ecuación de tiempo de viaje vs. la distancia es similar a la ecuación 2.10, con a igual a la inversa de la velocidad de las ondas y b una constante que depende de la profundidad del evento, espesores de capas y velocidades.

2.2.3. Método de Ubicación Epicentral con la Hipérbola

Ruff [44] notó que el método de los tiempos S-P era una manera bastante intuitiva para ubicar las fuentes sísmicas, pero que no representa la manera de cómo son ubicados realmente los terremotos y es por esa razón propuso un método más confiable basado en el dibujo de hipérbolas que representen los lugares geométricos del foco sísmico.

Primeramente, para introducir este método se considera la siguiente situación. Una explosión ocurre en una refinería de petróleo y dos sismólogos quienes la escuchan

inmediatamente observan sus cronómetros y registran los tiempos. Los sismólogos en diferentes partes de la ciudad; uno de ellos llama al otro y comparten su información. Esto abre una pregunta sobre cómo calcular el lugar de la explosión, el cual se explica a continuación.

Sean t_A y t_B los tiempos registrados (tiempos de arribo) y d_A y d_B las distancias desde la explosión a los puntos donde fue registrada. En este caso las distancias son desconocidas, pero el sismólogo sabe que:

$$d_A = V(t_A - t_0); \quad d_B = V(t_B - t_0) \quad (2.19)$$

Donde:

V : es la velocidad del sonido.

t_0 : es el tiempo de origen.

Sustrayendo las dos distancias se obtiene:

$$d_A - d_B = V(t_A - t_B) \quad (2.20)$$

El lado derecho de la ecuación 2.20 es conocido. Por lo tanto, la explosión ocurrió a lo largo de la curva que satisface la siguiente condición: La diferencia de distancias de dos puntos fijos (los lugares de registro) a cualquier punto de la curva es constante. Esto es la definición de la hipérbola. A pesar que la hipérbola posee dos ramas, es fácil determinar cuál es la relevante, porque uno de los dos tiempos registrados generalmente será más pequeño que el otro. Si ellos fueran iguales, entonces la explosión estaría a lo largo de la mediatriz a la línea que une los lugares de registro. Una vez que la rama apropiada haya sido identificada, esta puede ser dibujada sobre un mapa. Una persona que camine a lo largo de la hipérbola eventualmente encontrará el lugar de la explosión. Si la explosión fue registrada en tres lugares, entonces los correspondientes tiempos podrían ser combinados para generar tres hipérbolas, y su intersección común sería la ubicación de la explosión.

Estas mismas ideas pueden ser aplicadas al problema de la ubicación de un terremoto. Considerando nuevamente un medio homogéneo y un terremoto registrado en un número determinado de estaciones. Cualquiera de las dos estaciones y el hipocentro definen un plano en el cual es posible aplicar los resultados discutidos para la explosión. Para cada par de estaciones existen en consecuencia un plano a través del hipocentro y una hipérbola asociada que satisfaga una ecuación similar a la ecuación 2.20 con v remplazado por α , y con el hipocentro localizado en el punto donde todas las hipérbolas se encuentran (pueden existir otros puntos donde algunas hipérbolas se encuentren).

Si las hipérbolas son proyectadas sobre una superficie de la Tierra, sus proyecciones también serán hipérbolas (aunque con diferentes ecuaciones) y sus intersecciones en la profundidad se proyectarán en el epicentro del evento. Si la profundidad del evento es mucho más pequeña que las distancias epicentrales, una velocidad en común probablemente hará que todas las superficies de las hipérbolas se intersecten cerca de un punto común, pero esto es improbable que suceda para distancias epicentrales más pequeñas, en cuyo caso existirá un área alrededor del epicentro donde todas las hipérbolas se vuelvan cercanas las unas de las otras.

Construcción de las hipérbolas:

Para el dibujo de cualquier hipérbola se asume un sistema de coordenadas por referencia, donde los focos estarán ubicados en las coordenadas $(-c, 0)$ y $(c, 0)$ respectivamente (ver figura 2.14).

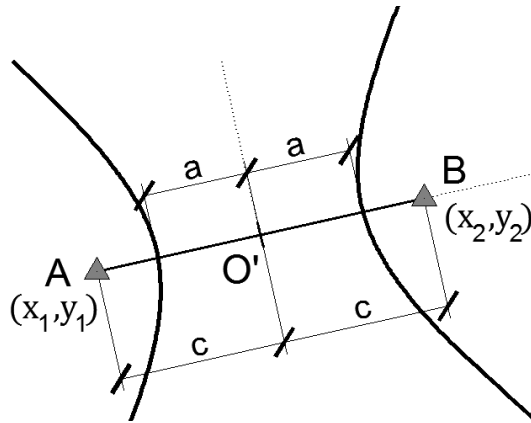


Figura 2.14: Relación de la distancia entre dos estaciones con los parámetros de la hipérbola

Sea:

$$|PA| - |PB| = \pm 2a \quad (2.21)$$

Las barras verticales indican la distancia entre puntos, P es un punto genérico con coordenadas (x', y') , y $2a$ es una constante al igual que el lado derecho de la ecuación 2.20 con una velocidad apropiada. La ecuación 2.21 se puede transformar en:

$$\sqrt{(x' + c)^2 + y'^2} - \sqrt{(x' - c)^2 + y'^2} = \pm 2a \quad (2.22)$$

Reordenando los términos:

$$\frac{1}{a^2} cx' - 1 = \pm \frac{1}{a} \sqrt{(x' - c)^2 + y'^2} \quad (2.23)$$

$$\frac{x'^2}{a^2} - \frac{y'^2}{c^2 - a^2} = 1 \quad (2.24)$$

Luego Johnson y Kiokemeister [21] describieron la ecuación 2.24 obteniendo:

$$y' = (c^2 - a^2) \sqrt{\left(\frac{x'^2}{a^2}\right) - 1} \quad (2.25)$$

Con la ecuación 2.25 se generan los puntos de las dos ramas de la hipérbola en el sistema de coordenadas relativas. Luego se procede a calcular las coordenadas del origen:

$$x_{O'} = \frac{(x_1 + x_2)}{2}; \quad y_{O'} = \frac{(y_1 + y_2)}{2} \quad (2.26)$$

$$\theta = \text{atan} \left(\frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \right) \quad (2.27)$$

Finalmente los puntos a lo largo de la hipérbola en coordenadas absolutas están dados por las siguientes ecuaciones:

$$x = \cos\theta x' + \text{sen}\theta y' + x_{O'}, \quad (2.28)$$

$$y = -\text{sen}\theta x' + \cos\theta y' + y_{O'}$$

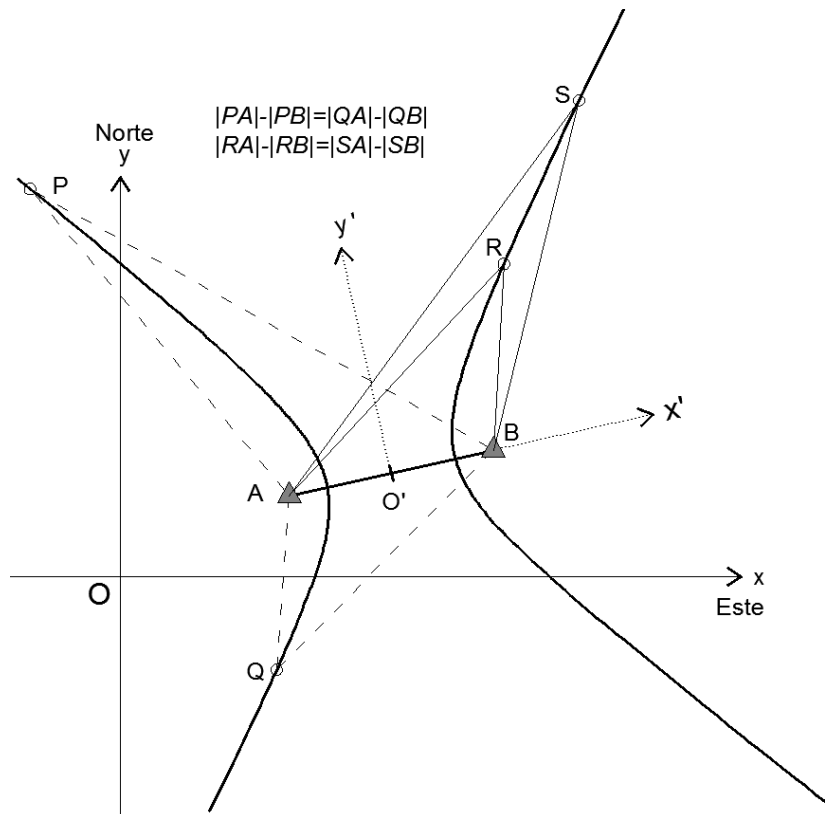


Figura 2.15: Diagrama de la hipérbola donde la diferencia de tiempos de viaje a lo largo de las curvas es constante (Fuente: Pujol, 2004)

El número de hipérbolas diferentes que pueden ser generadas cuando existen N estaciones está dado por:

Estaciones	No. Combinaciones
$N-(N-1), N-(N-2), \dots, 1$	$(N-1)$
...	...
5-4, 5-3, 5-2, 5-1	(4)
4-3, 4-2, 4-1	(3)

3-2, 3-1	(2)
2-1	(1)

Tabla 2.1: Número de hipérbolas obtenidas de acuerdo al número de estaciones

Generalizando:

$$M = 1 + 2 + 3 + \dots + (N - 1) = \sum_{i=1}^{N-1} i = \frac{N(N - 1)}{2} \quad (2.29)$$

3. Metodología para la Ubicación en Tiempo Real de Terremotos

3.1. Modelo de Velocidad 1D

La parte crítica de la ubicación de terremotos es la selección adecuada del modelo de velocidad 1D, ya que un modelo 1D que represente adecuadamente el emplazamiento del terremoto ayudará a restringir de forma más precisa la ubicación del terremoto, convergiendo de esta manera al mínimo local de la solución. En el presente trabajo de tesis no se pretende profundizar en lo relacionado a los procedimientos de obtención del modelo de velocidad 1D ya que de por sí representa una metodología bastante amplia que puede ser abordado en otro trabajo de investigación.

Actualmente existen dos enfoques distintos para la obtención del modelo de velocidad: uno consiste en seleccionar el modelo de referencia considerando toda la información disponible para el emplazamiento (por ejemplo, información de refracción sísmica); el segundo basado en la inversión de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas para calcular el modelo de velocidad 1D que más se ajuste al problema inverso junto con las correcciones de las estaciones.

Para la ubicación de terremotos en tiempo real es necesario como mínimo contar con un modelo estratificado (de ser posible un modelo 2D) que represente el emplazamiento donde se ubicará la red sísmica. Pese a que la topografía del terreno muestre cambios en el relieve del emplazamiento, se debe trabajar con profundidades promedio que mejor representen sus condiciones. Además, el área del emplazamiento debe ser lo suficientemente pequeño para no tener que considerar la curvatura de la tierra como es el caso de las redes sísmicas locales, cuyo modelo discreto es referenciado con el sistema de coordenadas cartesiano. En caso de no ser así, se debe representar la curvatura de la tierra considerando un sistema de coordenadas esférico, el cual representará con mejor precisión una red sísmica regional.

Para la ciudad de Lima, se recomienda contar con un modelo de velocidad 1D a nivel local, o un modelo de velocidad 2D que tome en consideración la subducción producida por la placa de Nazca dentro de la placa Sudamericana para terremotos de gran profundidad como ya lo han realizado países como Puerto Rico y Chile [24]. En el caso de la ciudad de Lima será necesario iniciar con un modelo de velocidad conocido (ver apéndice B) que más se acomode a la red sísmica local a proponer. Es posible realizar los ajustes de este modelo de velocidad haciendo relocalizaciones de eventos pasados, usando la nueva geometría de red sísmica a fin de obtener por inversión de tiempos observados un modelo de velocidad que se mejor se acomode al emplazamiento de la red.

3.2. Cálculo de los Tiempos de Viaje por Diferencias Finitas

3.2.1. Ecuación Eikonal para el Cálculo de los Frentes de Onda

La ecuación de la onda en un medio isotrópico y elástico está regida por:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \quad (3.1)$$

Donde:

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} \frac{\partial u_k}{\partial x_k} + \mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (3.2)$$

u_k : corresponde al desplazamiento de la k-ésima partícula.

ρ : densidad

λ, μ : constantes de Lamé

Para una fuente de onda plana oscilante con frecuencia angular ω y una dispersión integrada en un medio homogéneo, es razonable asumir que los primeros arribos de campo lejano disperso pueden ser aproximados por una función de Green de espacio libre.

$$\vec{u}(\mathbf{r}, \omega) \sim \vec{A}(\mathbf{r}) e^{i\omega\tau_{r0}} \quad (3.3)$$

Donde la dispersión está en el origen, τ_{s0} es el tiempo de viaje a partir de la dispersión al punto en cuestión \mathbf{r} , y $\vec{A}(\mathbf{r})$ es un vector desplazamiento que representa la dispersión y las pérdidas por expansión geométrica.

La ecuación anterior puede ser usada como una solución estimada de la ecuación de onda. Las incógnitas \vec{A} y τ pueden ser calculadas a partir de las ecuaciones 3.3 y 3.1 para dar una ecuación cuadrática en ω . En altas frecuencias, el término de expansión geométrica está gobernado por la ecuación de transporte [48]:

$$-\rho \vec{A} + (\lambda + \mu) (\vec{A} \cdot \nabla \tau) \nabla \tau + \mu |\nabla \tau|^2 \vec{A} = 0$$

Esta ecuación es válida ya sea que se seleccione:

1. $\vec{A} \cdot \nabla \tau = 0$ la cual implica:

$$|\nabla \tau|^2 = \rho/\mu = 1/v_S^2$$

2. $\nabla \tau$ que sea paralelo a \vec{A} para dar:

$$|\nabla\tau|^2 = \rho/(\lambda + 2\mu) = 1/v_p^2$$

Donde v_p y v_s son las velocidades de las ondas P y S respectivamente, cuyas soluciones brindan los tiempos de viaje de los primeros arribos P y S en cualquier lugar dentro de un medio de velocidad heterogéneo.

En general, la Ecuación Eikonal correspondiente a un frente de onda en 3D está dada por la ecuación no lineal:

$$(\nabla t)^2 = s^2 \quad (3.4)$$

Expresada como las gradientes del tiempo respecto de los ejes x_1, x_2, x_3 , es decir, respecto de x, y, z :

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 = s(x, y, z)^2 \quad (3.5)$$

Donde:

$t(x, y, z)$: es el tiempo de arribo de un frente de onda.

$s(x, y, z)$: es el recíproco de la velocidad igual a $1/v(x, y, z)$.

La ecuación 3.5 puede ser usada como una aproximación del cálculo de los tiempos de viaje a través de un medio isotrópico y heterogéneo. La metodología de solución presentada en esta tesis es la desarrollada por Podvin y Lecomte [35] para modelos de velocidad altamente contrastados en velocidad y forma.

El cálculo de los tiempos de viaje consiste en el recojo de los arribos más tempranos de los diferentes modos de propagación: ondas de cuerpo del tipo: directa, difractada y de cabeza. Un método bastante preciso en la solución de la ecuación Eikonal para calcular los primeros tiempos de arribo, se funda en el Principio de Huygens (ver acápite 2.1.1), el cual es usado para realizar la propagación del frente de onda plano de manera local y calcular los tiempos de arribo en un modelo discreto de velocidades.

3.2.2. Modelo de Lentitud para la Determinación del Campo de Tiempo

En la presente tesis la realización de los cálculos de los tiempos de viaje se realizan sobre un modelo discreto de lentitud, al cual se le asignan las lentitudes constantes a cada una de las celdas ya sean cuadradas (2D) o cúbicas (3D) con el fin de aplicar la interpolación por diferencias finitas con espaciamento constante. En la figura 3.1 se muestra un modelo de lentitud 2D de $n_x n_y$ celdas, a partir de las cuales $(n_x + 1)(n_y + 1)$ tiempos deberán ser calculados.

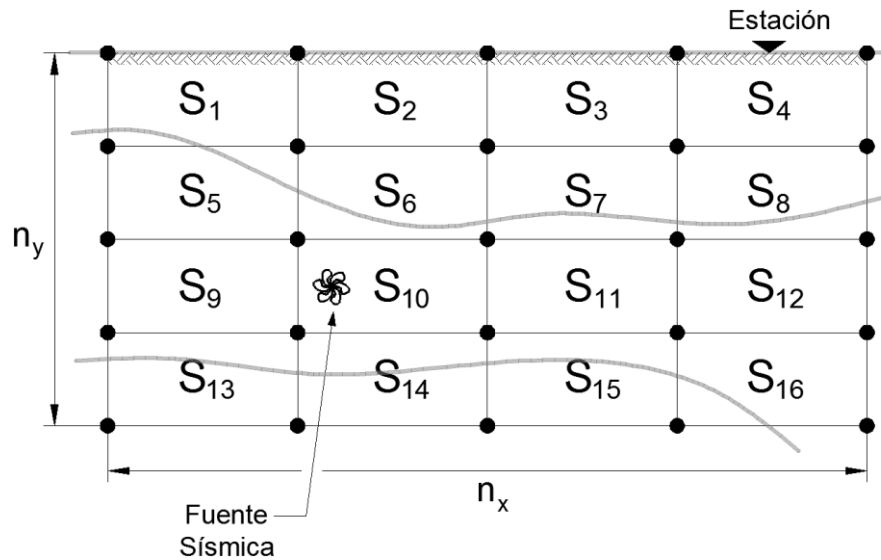


Figura 3.1: Modelo discreto de lentitud

En el caso de 3D se tendrá $n_x n_y n_z$ celdas de lentitud constante (obtenidas a partir del modelo de velocidades como sus recíprocos) y $(n_x + 1)(n_y + 1)(n_z + 1)$ tiempos de arribo a ser calculados de acuerdo a la posición de la fuente sísmica. A continuación se muestra una celda con sus respectivas partes que serán referidas en el transcurso del presente capítulo:

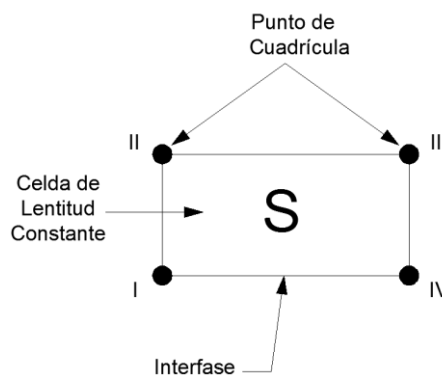


Figura 3.2: Elementos de una celda de lentitud constante

En la figura 3.2 el valor de S es calculado como el promedio de las lentitudes de los cuatro vértices de la celda. Es decir:

$$S = \frac{1}{4} \left(\frac{1}{v_I} + \frac{1}{v_{II}} + \frac{1}{v_{III}} + \frac{1}{v_{IV}} \right)$$

3.2.3. Esténciles Condicionales de Expansión del Frente de Onda Plana

El principio de Huygens visto en el acápite 2.1.1 establece que la propagación del frente de onda se transmite a través de fuentes secundarias de manera local. Este mismo principio es usado para determinar la transmisión por extrapolación a través del método de las diferencias finitas, el cual resulta bastante eficiente computacionalmente ya que la

interpolación lineal se aproxima bastante con la representación del frente de onda plana que se está idealizando. Esto explica por qué no es recomendable trabajar con otras interpolaciones más elaboradas (Por ejemplo, Bezier, polinomial, etc.) ya que suavizan el campo de tiempo local y requieren de demasiado esfuerzo computacional, cosa que no es recomendable para una estimación en tiempo real.

Expansión en 2D:

La expansión se da en torno a la interfase ab (figura 3.3) con la diferencia de tiempos de estos dos puntos hasta arribar al punto c en la parte superior derecha. La condición de iluminación suficiente para asegurar el arribo en el punto c, de acuerdo al principio de Huygens está dada por:

$$0 \leq (t_b - t_a) \leq hs/\sqrt{2} \quad (3.6)$$

Si la condición de la ecuación 3.6 se cumple, entonces es posible calcular el tiempo en el punto c por la ecuación 3.7.

$$t_c = t_b + \sqrt{(hs)^2 - (t_b - t_a)^2} \quad (3.7)$$

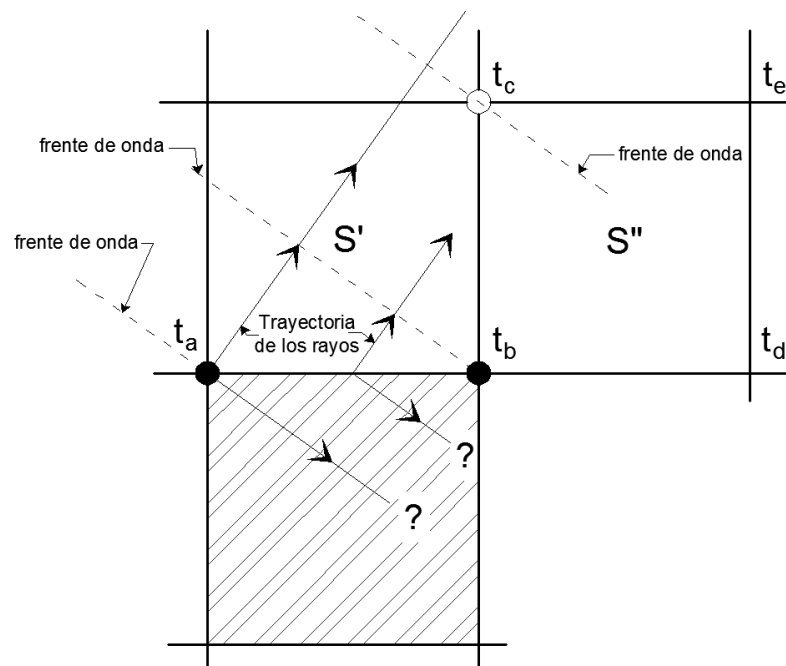


Figura 3.3: La iluminación del punto c está dada por los rayos que parten de ab hacia arriba. Por otro lado los rayos con signos de interrogación tienen trayectorias que no iluminan el punto c (Fuente: Podvin y Lecomte, 1991)

Por otro lado, el principio de Fermat también puede ser usado para confirmar lo innecesario que resulta verificar la condición de iluminación por medio de la inecuación:

$$\frac{\partial t}{\partial y} \geq 0$$

La inecuación anterior es la gradiente del tiempo de arribo respecto del eje y . El que sea positivo implica que los rayos viajan ascendentemente hasta alcanzar el punto c (condición de iluminación).

Expansión en 1D:

La expansión en 1D se da a través de las ondas de cabeza en 2D (refractadas críticamente). En la figura 3.3 el tiempo de arribo en el punto c puede presentarse como una onda de cabeza cuando el ángulo de incidencia de los rayos sobre la interfase bc excede el ángulo crítico. En ese momento aparecerá una onda que viaje de b hacia a , a través del medio más veloz según la ecuación 3.8.

$$t_c = t_b + h \cdot \min(s', s'') \quad (3.8)$$

Este estencil es incondicional porque, como lo explicó el principio de Fermat, si no existe onda de cabeza que se propague desde b hacia c , entonces este tiempo estimado será ciertamente superior al tiempo de arribo más temprano que estamos buscando.

Expansión en 3D:

Los frentes de onda en 3D son representados por planos que se transmiten a través de la mitad de una interfase con el fin de asemejarse a lo que sería un frente de onda plana. Gracias al principio de Fermat no hay necesidad de preocuparse por la derivada $\partial t / \partial z$ (arribo ascendente o descendente) debido a que cada estencil depende de tres tiempos de arribo.

A continuación se definen los 4 estenciles condicionales:

Expansión del frente de onda desde abc hacia e :

$$t_a \leq t_b \quad (3.9)$$

$$t_a \leq t_c \quad (3.10)$$

$$2(t_c - t_a)^2 + (t_b - t_a)^2 \leq (hs)^2 \quad (3.11)$$

$$2(t_b - t_a)^2 + (t_c - t_a)^2 \leq (hs)^2 \quad (3.12)$$

$$(t_b - t_a)^2 + (t_c - t_a)^2 + (t_b - t_a)(t_c - t_a) \geq (hs)^2 / 2 \quad (3.13)$$

$$t_e = t_b + t_c - t_a + \sqrt{(hs)^2 - (t_b - t_a)^2 - (t_c - t_a)^2} \quad (3.14)$$

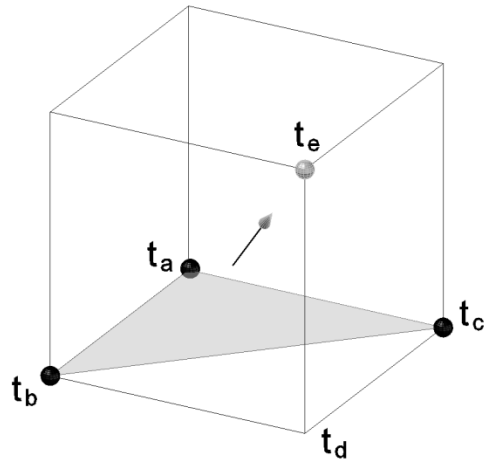


Figura 3.4: Frente de onda del plano abc

Expansión del frente de onda desde dbc hacia e:

$$t_b \leq t_d \quad (3.15)$$

$$t_c \leq t_d \quad (3.16)$$

$$(t_d - t_b)^2 + (t_d - t_c)^2 + (t_d - t_b)(t_d - t_c) \leq (hs)^2/2 \quad (3.17)$$

$$t_e = t_d + \sqrt{(hs)^2 - (t_d - t_b)^2 - (t_d - t_c)^2} \quad (3.18)$$

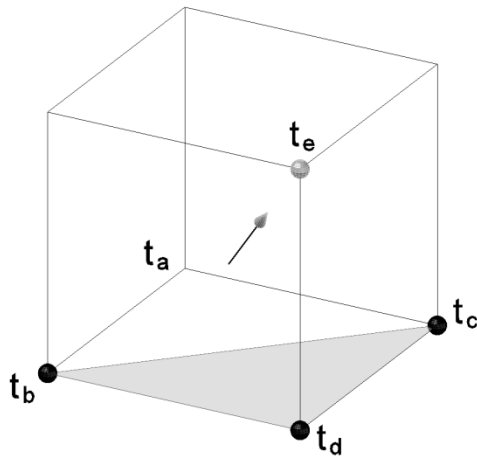


Figura 3.5: Frente de onda del plano dbc

Expansión del frente de onda de abd hacia e:

$$0 \leq (t_b - t_a) \leq (t_d - t_b) \quad (3.19)$$

$$2(t_d - t_b)^2 + (t_b - t_a)^2 \leq (hs)^2 \quad (3.20)$$

$$t_e = t_d + \sqrt{(hs)^2 + (t_d - t_b)^2 - (t_b - t_a)^2} \quad (3.21)$$

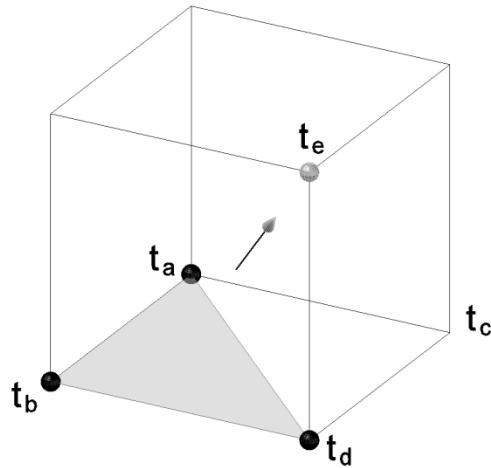


Figura 3.6: Frente de onda abd

Expansión del frente de onda acd hacia e:

$$0 \leq (t_c - t_a) \leq (t_d - t_c) \quad (3.22)$$

$$2(t_d - t_c)^2 + (t_c - t_a)^2 \leq (hs)^2 \quad (3.23)$$

$$t_e = t_d + \sqrt{(hs)^2 + (t_d - t_c)^2 - (t_c - t_a)^2} \quad (3.24)$$

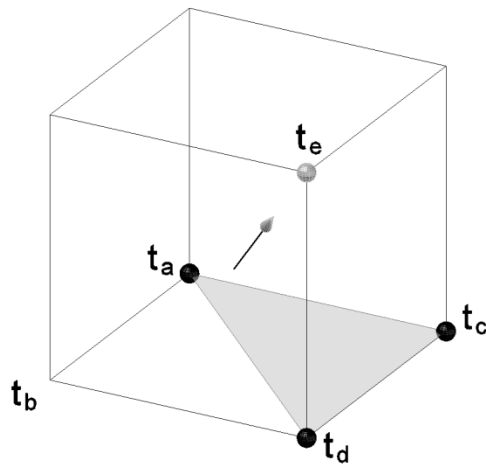


Figura 3.7: Frente de onda acd

La propagación de ondas de cabeza en 3D es la misma que en 2D. Como consecuencia, es posible usar los estenciles 2D y 1D.

Frentes de Ondas Difractados:

La figura 3.8 muestra dos frentes de ondas transmitidas desde las interfases ab y ad, pero ninguna de ellas llega al punto c (no se cumple la condición de iluminación).

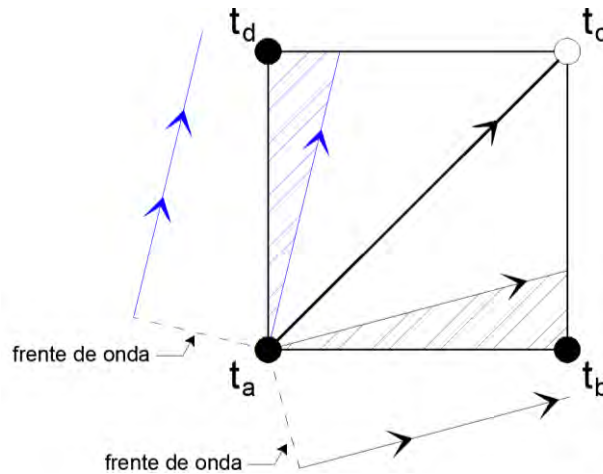


Figura 3.8: Punto c ubicado en una zona de sombra respecto de las interfases ab y ad

Para la verificación en 2D de la existencia de un punto de difracción se tiene que realizar el descarte de los frentes de las expansiones horizontal y vertical (interfases ab y ad) en una celda y de la onda de cabeza (vistas en los estónciles 2D y 1D). Si ninguno de los tres cumple las condiciones de iluminación, entonces se procederá a calcular el arribo en el punto c de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$t_c = t_a + hs\sqrt{2} \quad (3.25)$$

Para el caso de 3D (ver figura abajo) la siguiente fórmula es necesaria para calcular el tiempo de arribo en el punto e:

$$t_e = t_a + hs\sqrt{3} \quad (3.26)$$

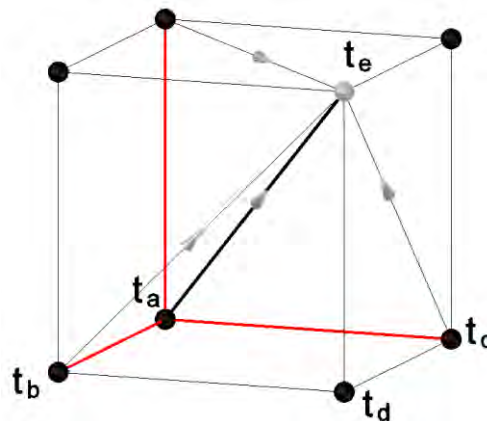


Figura 3.9: Difracción en el caso 3D

Se debe tomar en cuenta una arista de difracción en 3D. En el caso de la figura 3.9 se tienen tres aristas de difracción (remarcadas en color rojo). Los infinitos puntos sobre cada una de las aristas representan una fuente secundaria. A continuación se provee el estóncil que recoge el arribo más temprano para el caso de la arista ab:

$$0 \leq t_b - t_a \leq hs/\sqrt{3} \quad (3.27)$$

$$t_e = t_b + \sqrt{2}\sqrt{(hs)^2 - (t_b - t_a)^2} \quad (3.28)$$

3.2.4. Implementación en 2D (Algoritmo)

Podvin y Lecomte [35] abrieron paso al cálculo de los tiempos de viaje a través de un proceso de relajación en donde cada nodo tiene asignado un procesador (o CPU) para realizar los cálculos mucho más rápido y en paralelo. Los pasos indicados a continuación forman parte del cálculo de tiempos de viaje para un proceso secuencial, como alternativa para su fácil implementación.

Paso 1: La secuencia de cálculo de los tiempos de arribo con esta metodología se realiza por anillos de acuerdo a Vidale [54], todo esto en contraposición a otros procedimientos que imitan la propagación del frente de onda como Qin et al. [41] para los cálculos de los tiempos de arribo y que resultan demasiados engorrosos computacionalmente. La figura 3.10 muestra la secuencia horaria de los cálculos para los cuatro lados de la malla (deberá notarse que los vértices son tratados separadamente). El espaciamiento h es el mismo para todas las celdas.

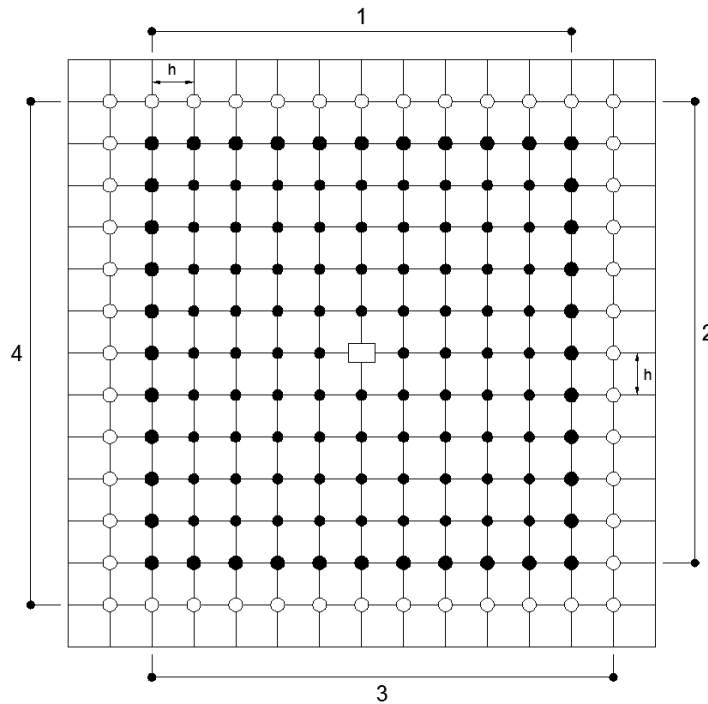


Figura 3.10: Secuencia de cálculo de los tiempos de viaje en los círculos sin relleno

Resulta evidente que en las cercanías de la fuente ($t=0$), la idealización del frente de onda plana para el cálculo de los tiempos de arribo no va a resultar en una buena aproximación. Entonces, bajo dicho contexto se realiza un procedimiento de inicialización, usando arribos directos cuando el medio que rodea la fuente sea homogéneo. La recomendación según Podvin y Lecomte [35] es usar un valor de radio de anillo mayor a $10h$ para evitar los problemas con la idealización del frente de onda plana.

Cuando la fuente se encuentra en un medio heterogéneo, un grupo de celdas (vértices con círculos rellenos) deben ser refinadas dividiendo cada una de ellas en cuatro partes (lado igual a $h/2$), continuando sucesivamente de manera recursiva para asegurar una buena aproximación (ver figura 3.11). Para este caso se recomienda usar un radio de anillo de hasta $10h$.

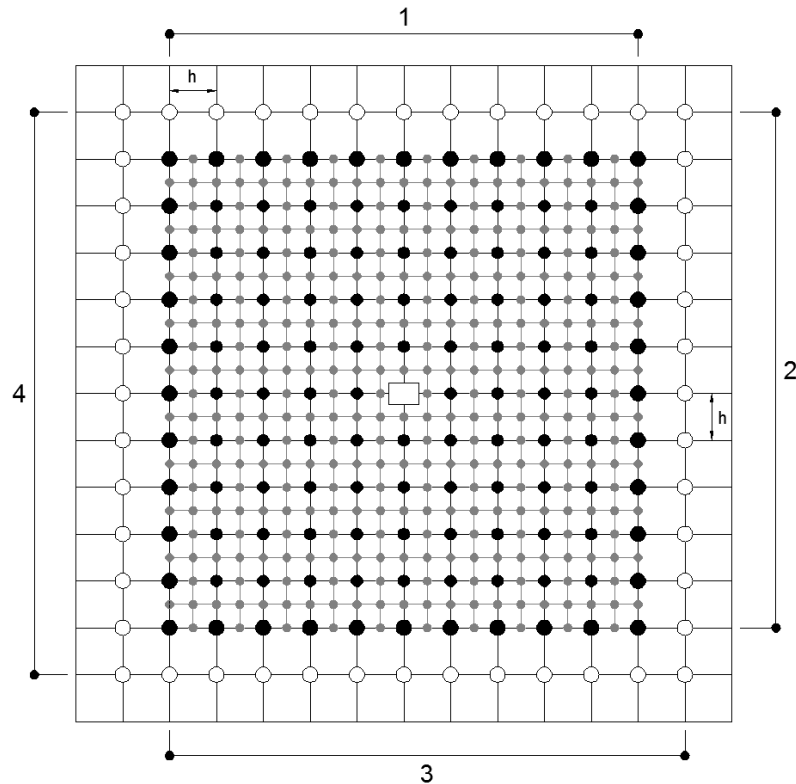


Figura 3.11: Subdivisión de la malla para mejorar la precisión al usar el criterio de onda plana cerca de la fuente

El valor del espaciamiento h debe ser elegido de acuerdo al tamaño de la longitud de onda de la señal real, en un orden de magnitud más pequeño que la longitud de onda de dicha señal, y que a su vez deba ser más pequeña que las dimensiones de las anomalías de lentitud en consideración. El espaciamiento de las cuadrículas es muy importante, ya que de éste dependen los errores numéricos asociados a los algoritmos que resuelven la ecuación eikonal por diferencias finitas. Es posible obtener más información revisando [34] y [35].

Paso 2: Determinar el tiempo de arribo máximo (M) y luego calcular los tiempos de arribo mínimos (m) a ambos lados del máximo (ver figura 3.12). Si el tiempo máximo se encontrara en uno de los extremos del lado, entonces solo se calculará un solo mínimo.

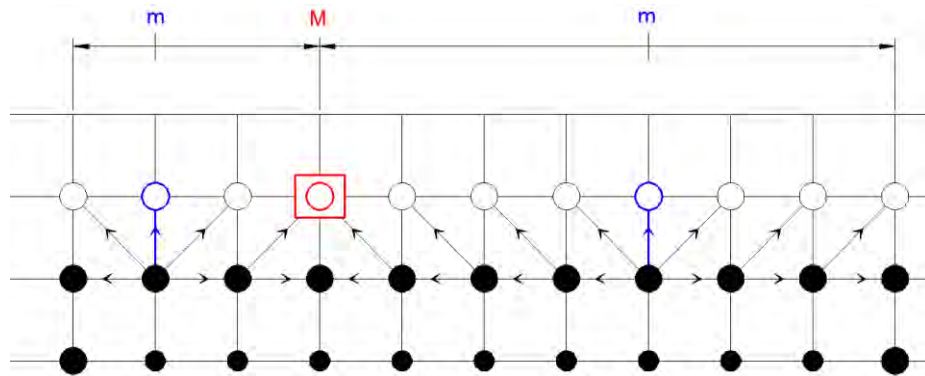


Figura 3.12: Secuencia de cálculo de acuerdo a la presencia del máximo y dos mínimos

Paso 3: Se procede a calcular los tiempos de arribo frente a los mínimos (ver figura 3.13). Debido a que el punto se encuentra en zona de sombra se calcula el tiempo de arribo directamente.

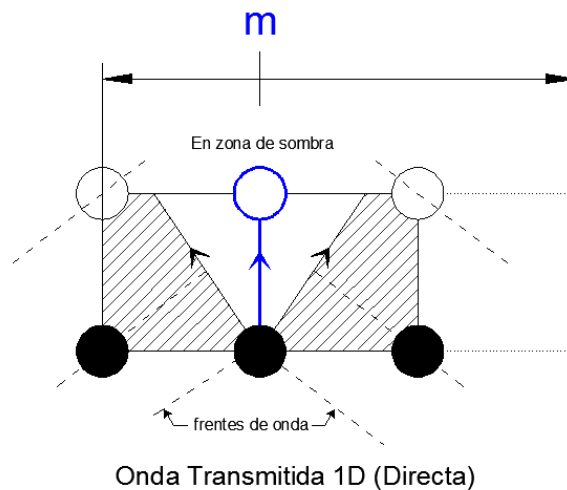


Figura 3.13: Cálculo del tiempo de viaje del punto por encima del punto mínimo

Paso 4: Se calculan todos los tiempos de arribo usando los estenciles anteriormente revisados para 2D y se escoge el tiempo de arribo más temprano.

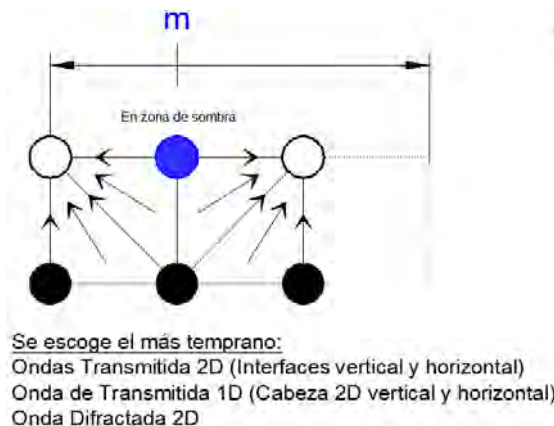


Figura 3.14: Cálculo de los puntos sin relleno considerando el más temprano

Este cálculo se repite para todos los puntos (círculos vacíos) hasta llegar al máximo (M).

Paso 5: Finalmente, una vez que el lado ha sido completamente calculado, se procede a realizar una retro-propagación (propagación reversa) hacia la zona calculada por filas, hasta que no haya más reducción de tiempos de viaje en alguna fila cerca de la fuente sísmica.

3.3. Búsqueda del Vecino más Cercano (Diagramas de Voronoi)

Los diagramas de Voronoi [15] pueden ser usados para establecer la zona en la que se encuentra la posible fuente sísmica ya que delimitan áreas de proximidad a las diferentes estaciones sísmicas. De acuerdo a la metodología propuesta en el presente trabajo, con el primer registro de la señal sísmica por una estación de la red se podrá dar comienzo a la ubicación en tiempo real de la fuente sísmica, encerrando el origen del terremoto dentro de un polígono de Thiessen del diagrama de Voronoi.

Se denota S como un conjunto de puntos ($n \geq 3$) que en nuestro caso son las estaciones sísmicas a, b y c . Para los puntos $a = (a_1, a_2)$ y $x = (x_1, x_2)$, sea $d(a, x) = \sqrt{(a_1 - x_1)^2 + (a_2 - x_2)^2}$ la distancia euclidiana. El segmento de línea de a a b es denotado por \overline{ab} . La clausura de un conjunto A será denotado por \bar{A} .

A continuación se brindan algunas definiciones:

Definición 3.3.1: Para $a, b \in S$ sea $AV(a, b) = \{x | d(p, x) = d(q, x)\}$ el plano bisector de p y q . $B(p, q)$ es la línea perpendicular en el punto medio del segmento \overline{ab} . Esta separa el semiplano $D(a, b) = \{x | d(a, x) < d(b, x)\}$ que contiene a del semiplano $D(b, a)$ que contiene b . Por consiguiente se llamará la región de Voronoi de a con respecto a S :

$$RV(a, S) = \bigcap_{b \in S, b \neq a} D(a, b) \quad (3.29)$$

Finalmente, el diagrama de Voronoi de S es definido por:

$$V(S) = \bigcup_{a, b \in S, a \neq b} \overline{RV(a, S)} \cap \overline{RV(b, S)} \quad (3.30)$$

Por definición, cada región de Voronoi $RV(a, S)$ es la intersección de $n - 1$ semiplanos abiertos conteniendo la estación p . Por lo tanto, $RV(a, S)$ es abierto y convexo. Las diferentes regiones de Voronoi son disjuntas.

El límite común de dos regiones de Voronoi pertenecen a $V(S)$ y es llamado una arista de Voronoi, si ésta contiene más de un punto. Si la arista de Voronoi e limita con las regiones de a y b entonces $e \subset AV(a, b)$ se cumple. Los extremos de las aristas de Voronoi son llamados vértices de Voronoi; ellos pertenecen al límite común de tres o más regiones de Voronoi.

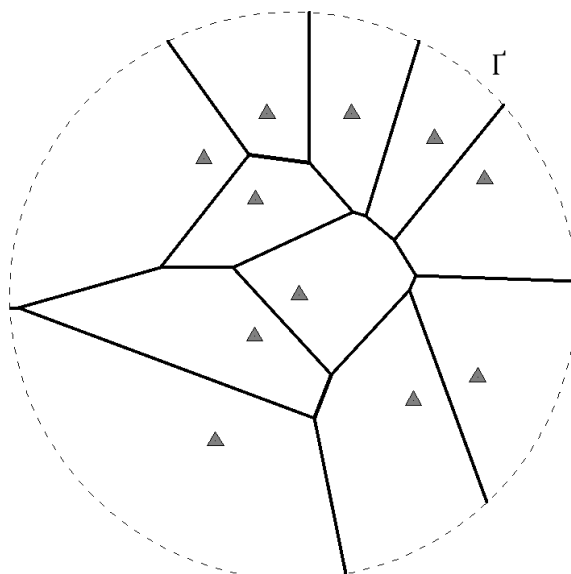


Figura 3.15: Diagrama de Voronoi de un conjunto de puntos

Existe una manera intuitiva de buscar en el diagrama de Voronoi $V(S)$. Sea x un punto arbitrario en el plano. Se centra un círculo, C , en x (posible posición del epicentro) y se agranda el radio a partir de cero. En algún escenario el círculo que se amplía tocará por primera vez una o más estaciones de S . Ahora existen tres casos diferentes de acuerdo a los siguientes lemas:

Lema 3.3.1: Si el círculo C que se expande a partir de x toca exactamente una estación, a , entonces x pertenecerá a $RV(a, S)$. Si C toca exactamente dos estaciones, a y b , entonces x será punto interior de una arista de Voronoi que separa las regiones de a y b . Si C toca tres o más estaciones simultáneamente, entonces x será un vértice de Voronoi adyacente a aquellas regiones cuyas estaciones han sido tocadas.

Demostración: Si sólo la estación a es tocada, entonces a será el único elemento de S más cercano a x . Consecuentemente, $x \in D(a, c)$ cumplirá para cada estación $c \in S$ con $c \neq a$. Si C toca exactamente a y b , entonces x estará contenido en cada semiplano $D(a, r), D(b, r)$, donde $c \notin \{a, b\}$, y en $AV(a, b)$, el límite común de $D(a, b)$ y $D(b, a)$. Por la definición 3.3.1, x pertenecerá a la clausura de las regiones a y b , pero de ninguna otra estación en S . En el tercer caso, el argumento es análogo.

Este lema muestra que las regiones de Voronoi forman una descomposición del plano; vea la figura 3.15.

En el caso inverso, si imaginamos n círculos expandiéndose desde las estaciones con la misma velocidad, el destino de cada punto x del plano será determinado por aquellas estaciones cuyos círculos alcancen primero a x . Estas “ondas expansivas” han sido usadas sistemáticamente por Chew y Drysdale [9].

Los vértices de Voronoi son de grado de al menos tres, por el lema 3.3.1. Los vértices de grado mayor que tres no ocurrirán si las cuatro estaciones no son inscribibles. El diagrama de Voronoi $V(S)$ estará desconectado si todas las estaciones son colineales; en ese caso consistirá de líneas paralelas.

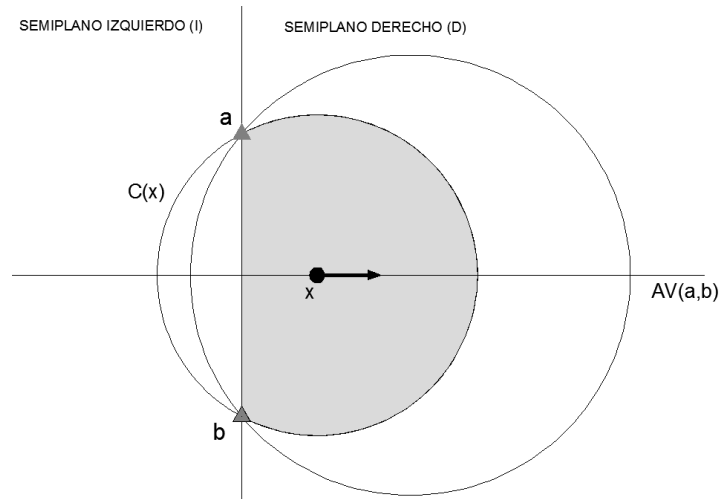


Figura 3.16: Método de expansión del círculo

A partir del diagrama de Voronoi de S es posible derivar fácilmente el casco convexo de S , por ejemplo, el contorno del conjunto convexo más pequeño que contenga S .

Lema 3.3.2: Un punto a de S cae en el casco convexo de S si su región de Voronoi $RV(a, S)$ no está limitada (sin cerrar).

Demostración: La región de Voronoi de p no estará limitada si existe algún punto $q \in S$ tal que $V(S)$ contenga una porción no limitada de $AV(a, b)$ como una arista de Voronoi. Sea $x \in AV(a, b)$ y sea $C(x)$ que denota un círculo que pasa a través de p y q centrado en x , como se el mostrado en la figura 3.16. El punto x pertenecerá a $V(S)$ si $C(x)$ no contiene ninguna otra estación. Mientras x es desplazado hacia la derecha a lo largo de $AV(a, b)$, la parte de $C(x)$ contenida en el semiplano D seguirá creciendo. Si existiera otra estación d en D , esta eventualmente sería alcanzada por $C(x)$, causando que la arista de Voronoi termine en x . De otra forma, todas las otras estaciones de S deberán estar contenidas en la clausura del semiplano izquierdo I . Entonces a y b caerán en el casco convexo de S .

Algunas veces es conveniente imaginar una sencilla curva cerrada Γ alrededor de la parte “interesante” diagrama de Voronoi, tan grande que intersekte sólo las aristas sin límite de Voronoi, vea la figura 3.15. Mientras se camina a lo largo de Γ , los vértices del casco convexo de S podrán ser reportados en orden cíclico. Después de remover las semi-líneas fuera de Γ , Un conectado gráfico plano embebido con $n + 1$ caras resultará. Sus caras serán las n regiones de Voronoi y la cara exterior no limitada Γ . Se llamará a este gráfico el diagrama finito de Voronoi.

Una virtud del diagrama de Voronoi es su pequeño tamaño.

Lema 3.3.3: El diagrama de Voronoi $V(S)$ tiene $O(n)$ muchas aristas y vértices. El número promedio de aristas en el contorno de una región de Voronoi es menor que 6.

Demostración: Por la fórmula de Euler para grafos planos, la siguiente relación se cumple para los números n_v , n_a , n_{ca} y n_{co} de vértices, aristas, caras, y componentes conectados.

$$n_v - n_a + n_{ca} = 1 + n_{co} \quad (3.31)$$

Se aplica la fórmula 3.31 al diagrama finito de Voronoi. Cada vértice posee al menos tres aristas incidentes; sumando se obtiene $n_a \geq 3n_v/2$, porque cada arista es contada dos veces. Sustituyendo esta inequación junto con $n_{co} = 1$ y $n_{ca} = n + 1$ produce:

$$n_v \leq 2n - 2 \text{ y } n_a \leq 3n - 3$$

Sumando los números de aristas contenidas en los contornos de todas las $n + 1$ caras resultará en $2n_a \leq 6n - 6$ porque cada arista es contada dos veces nuevamente. En consecuencia, el número promedio de aristas en un contorno de la región está limitada por $(6n - 6)/(n + 1) < 6$. Los mismos límites son aplicados a $V(S)$.

Pasando a la teselación de Delaunay. En general, una triangulación de S es un gráfico plano con conjunto de vértices S y aristas de líneas rectas, el cual es el máximo en el sentido que ninguna línea adicional puede ser añadida sin cruzar las otras aristas.

Cada triangulación de S contiene las aristas del casco convexo de S . Sus caras limitadas son triángulos, debido a la maximalidad. Sus números iguales $2n - k - 2$, donde k denota el tamaño del casco convexo. Se llama a un subconjunto de aristas de una triangulación una teselación de S si este contiene las aristas del casco convexo, y si cada punto de S posee al menos dos aristas adyacentes.

Definición 3.3.2: La teselación de Delaunay $TD(S)$ es obtenida conectando con un segmento de línea cualquier par de estaciones a y b de S para el cual un círculo C existe que pase a través de a y b y no contenga cualquier otra estación de S en su interior o contorno. Las aristas de $TD(S)$ son llamadas aristas de Delaunay.

La siguiente caracterización equivalente es directamente consecuencia del lema 3.3.1.

Lema 3.3.4: Dos puntos de S son unidos por una arista de Delaunay si sus regiones de Voronoi son adyacentes por una arista.

Ya que cada región de Voronoi tiene al menos dos vecinos, al menos dos aristas de Delaunay deberán emanar de cada punto de S . Por la demostración del lema 3.3.2, cada arista del casco convexo de S es Delaunay. Finalmente, dos aristas de Delaunay pueden intersectarse solo en sus extremos, porque ellas permiten que los circuncírculos cuyos respectivos cierres no contengan otras estaciones. Esto muestra que $TD(S)$ sea de hecho una teselación de S .

Dos regiones de Voronoi pueden compartir a lo sumo una arista de Voronoi, por convexidad. Por lo tanto, el lema 3.3.4 implica que $TD(S)$ sea el gráfico teórico dual de $V(S)$, realizado por las aristas de líneas rectas.

Un ejemplo se muestra en la siguiente figura; el diagrama de Voronoi $V(S)$ es dibujado por líneas sólidas, y $TD(S)$ por líneas entrecortadas. Note que un vértice de Voronoi (como el w) no necesita estar contenido en su cara asociada de $TD(S)$. Las estaciones a ,

b , c , d con inscribibles, dando un aumento de vértices nv de Voronoi de grado 4. Consecuentemente, su correspondiente cara de Delaunay está bordeada por cuatro aristas. Esto no podría pasar si las estaciones de S estuvieran en posición general.

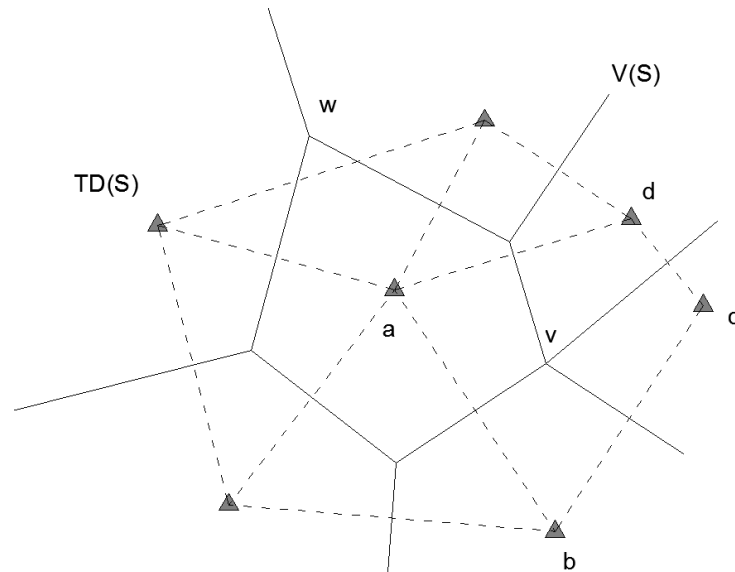


Figura 3.17: Red de Voronoi

Teorema 3.3.1: Si los cuatro puntos de S no fueran inscribibles entonces $TD(S)$, el dual del diagrama de Voronoi $V(S)$, sería una triangulación de S , llamada la triangulación de Delaunay. Tres puntos de S darán lugar a un triángulo de Delaunay si sus circuncírculos no contienen un punto de S en su interior.

3.4. Generación de Superficies EDT

El enfoque de igual diferencia de tiempos [30] (EDT, por sus siglas en inglés) asume que el hipocentro se encuentra teóricamente en un lugar geométrico donde la diferencia de los tiempos de viaje (calculados) y los tiempos de arribo (observados) son iguales para un par de estaciones a y b . Para un modelo de velocidad constante (medio homogéneo), este lugar geométrico cumplirá con ser un semi-hiperboloide (porción del hiperboloide dentro del terreno que es cóncavo hacia arriba) cuyo eje de revolución será la recta que une dichas estaciones (ver figura 3.18). En un medio heterogéneo, la superficie EDT será una superficie semi-hiperbólica deformada, cuyo eje de simetría aproximadamente pase por las dos estaciones. En consecuencia, en términos del modelo de campo de tiempo, la diferencia de tiempos de viaje de un punto (i, j, k) de la cuadrícula a las estaciones a y b , deberá ser igual a la diferencia de tiempos registrados por las mismas estaciones (ecuación 3.32)

$$(tt_b - tt_a)_{i,j,k} = t_b - t_a \quad ; b \neq a \quad (3.32)$$

En el acápite 2.2.3 se analizó geométricamente a través de construcción de hipérbolas, la manera de determinar las ubicaciones epicentrales usando la mayor cantidad de intersecciones entre hipérbolas generadas entre cada par de estaciones. Este método de ubicación fue propuesto inicialmente por Milne [32] en el año 1886 y recientemente con el gran poder de cálculo que poseen las computadoras, este enfoque puede ser usado como base para la determinación de hipocentros en sistemas de alerta temprana de terremotos.

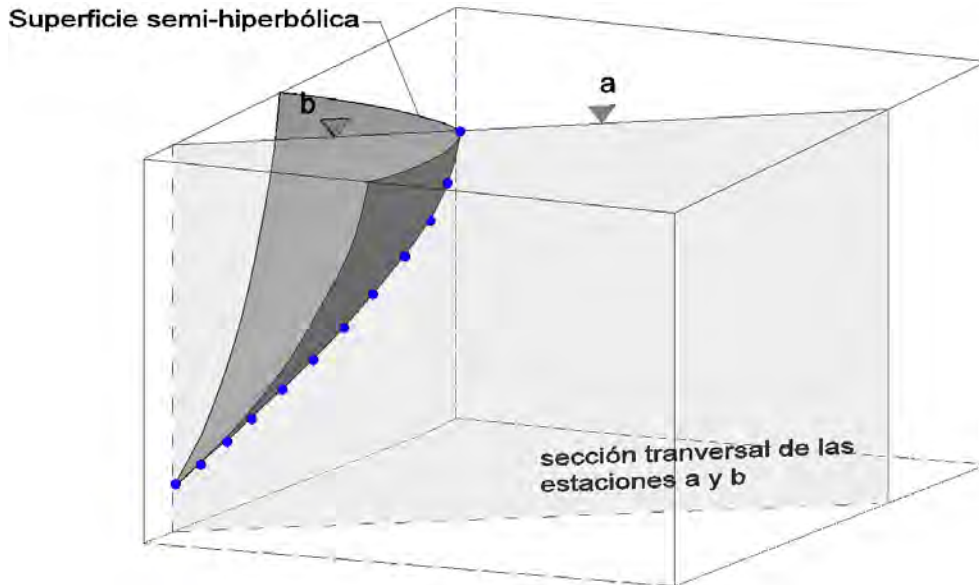


Figura 3.18: Sección transversal y vista tridimensional de una superficie EDT

Es posible ir más allá del presente trabajo de investigación y establecer las superficies EDT en dos tipos: reales y condicionales de acuerdo a la referencia [47]. Las reales son aquellas generadas a partir de los tiempos de arribo de la onda sísmica a dos estaciones físicamente activas. Por otro lado, las superficies condicionales son aquellas superficies generadas a partir del arribo de una estación alcanzada por la onda sísmica y el arribo virtual asumida igual al tiempo en que se está realizando el control (t_{ahora}). El t_{ahora} ayudará a reducir el “volumen de búsqueda” de manera evolutiva hasta que la onda sísmica alcance la siguiente estación.

Cuando la onda sísmica alcanza la primera estación a ($t_{ahora} = t_a$), se puede establecer algunos límites a la ubicación del evento solo para dicha estación. Si se considera un medio homogéneo con velocidad constante, es posible aplicar la definición 3.3.1, sólo que en lugar de distancias se pueden usar los tiempos de viaje:

Sea para el modelo discreto tridimensional:

$$TT(a, c) = \{i, j, k | (tt_a)_{i,j,k} < (tt_c)_{i,j,k}\} \\ (tt_c - tt_a)_{i,j,k} \geq 0 ; \quad c \neq a \quad (3.33)$$

La ecuación anterior representa todos los puntos (i, j, k) dentro del semiespacio que contiene a la estación a . Las ecuaciones 3.29 y 3.30 pueden ser aplicadas para generar las regiones y diagrama de Voronoi respectivamente.

Mientras el tiempo avanza, y antes de que la onda alcance la segunda estación, es posible determinar una superficie EDT condicional que optimice la restricción a la fuente sísmica usando el tiempo t_{ahora} como el tiempo de arribo a una estación virtual. Esta estación virtual tendrá un tiempo de viaje con $tt_c > tt_{ahora}$, esto permitirá establecer una inequación que cumpla:

$$(tt_c - tt_a)_{i,j,k} \geq t_{ahora} - t_a ; c \neq a$$

Llegado el momento en que la onda sísmica alcance la segunda estación, entonces será posible aplicar la ecuación 3.33 para establecer la superficie real que restrinja la posición del hipocentro.

El procedimiento antes descrito corresponde al estudio realizado por

3.5. Función de Densidad de Probabilidad (PDF)

Los terremotos pueden ser ubicados usando diferentes técnicas o métodos que van desde las técnicas de linealización a técnicas probabilísticas empleando búsquedas directas del espacio solución, desde la ubicación de simples eventos a ubicaciones conjuntas de múltiples eventos, desde ubicaciones absolutas a ubicaciones relativas. Cada técnica se basa en ciertas asunciones y posee sus fortalezas y debilidades.

La metodología propuesta en la presente tesis usa un enfoque probabilístico robusto basado en la técnica EDT. Esta técnica está basada en la diferencia entre los tiempos de viaje de diferentes fases en la misma estación o las diferencias entre los tiempos de viaje en diferentes estaciones [55]. El enfoque original fue modificado por [12] y un enfoque probabilístico fue propuesto por [30] tomando como base el enfoque probabilístico de [49]. Cada par de tiempos de viaje permite que el hipocentro sea ubicado sobre un hiperboloide. En la formulación probabilística, tal hiperboloide se convierte en una región de máxima probabilidad. Los hiperboloides de diferentes pares de tiempos de viaje se intersectan en un volumen, donde el verdadero hipocentro será probablemente localizado. La ventaja del enfoque EDT es que los valores atípicos productos de errores no afectarán significativamente la distribución espacial del volumen de máxima de probabilidad. A continuación se presentan las siguientes funciones de densidad de probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés) para un punto cualquiera (i, j, k) del volumen de búsqueda:

Enfoque de Tarantola & Valette:

$$pdf(i, j, k) = K \cdot \exp \left[-\frac{1}{2} \cdot \sum_{a=1}^N \frac{\{(tt_a)_{i,j,k} - t_a\}^2}{\sigma_a} \right] \quad (3.34)$$

Enfoque de Anthony Lomax:

$$pdf(i, j, k) = K \left[\sum_{a=1}^N \sum_{b=1}^{a-1} \left(e^{-\frac{\{(tt_b - tt_a)_{i,j,k} - (t_b - t_a)\}^2}{\sigma_a^2 + \sigma_b^2}} / \sqrt{\sigma_a^2 + \sigma_b^2} \right) \right]^N \quad (3.35)$$

$$a \neq b$$

Donde:

σ_a, σ_b : es la incertidumbre en el recojo de la señal en las estaciones a y b.

K: es una constante de normalización.

N: es el número de observaciones.

La forma del volumen obtenido entre dos estaciones usando la ecuación 3.35 sería:

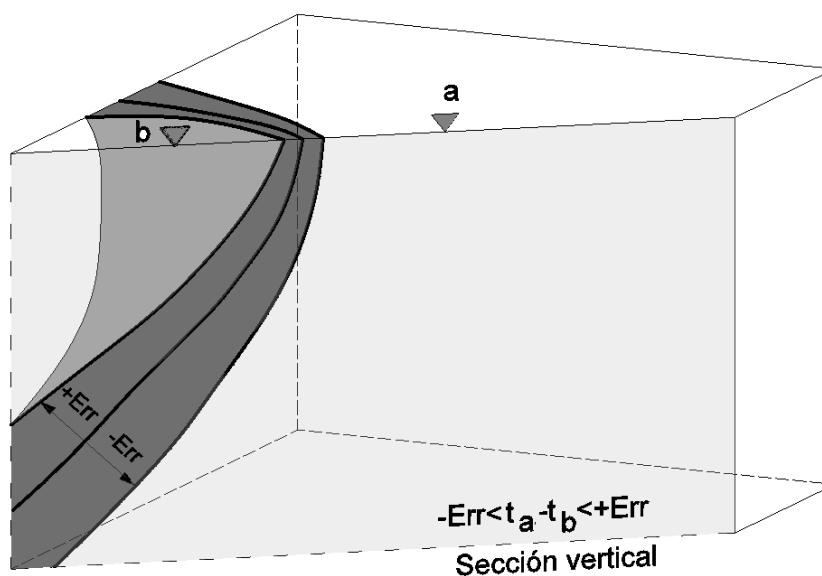


Figura 3.19: Volumen generado a partir de un hiperboloide

En el caso de la forma de la función de densidad de probabilidad de la ecuación 3.35 para la ubicación del hipocentro dentro de la celda (i, j, k) puede ser bastante irregular y tener múltiples máximos.

En el apéndice E se adjuntan códigos en MATLAB con los resultados de usar los enfoques de las ecuaciones 3.34 y 3.35 en una versión bastante simplificada preparada por el autor del presente trabajo para el cálculo del epicentro en una red sísmica.

3.6. Optimización para la Determinación del Hipocentro más Probable

Las primeras técnicas de ubicación formales de terremotos usando la información de tiempos de arribo a partir de las fases sísmicas, aplicaron los procedimientos de búsqueda directa tal como los métodos gráficos (sección 2.2) o simples búsquedas en cuadrículas (grid search). Uno de los métodos gráficos descritos por [32] puede ser visto como una generalización de usar los círculos basados en los tiempos de arribo S-P, en el cual los radios de los círculos están dados por los correspondientes tiempos de arribo S-P. Posteriormente, en los años 70 las primeras computadoras digitales permitieron el uso de métodos iterativos, linealizados basados principalmente en el método de Geiger [8]. Ejemplos bien conocidos son Hypo71 o HYPOELLIPSE. Finalmente, con el incremento aún mayor del poder de cálculo de las computadoras de las últimas décadas se ha hecho factible los métodos de búsqueda directa a gran escala tales como las cuadrículas y las estocásticas para la ubicación de terremotos.

Por otro lado, el término “no lineal” es usado ambiguamente en geofísica para referirse a los métodos linealizados y no lineales. En el presente trabajo se usa ese término para referirse a los métodos de búsqueda global que no usan derivadas parciales ya que los métodos linealizados también pueden ser tomados en cuenta para la no linealidad iterando sobre la solución linealizada.

Los métodos linealizados en ubicación de terremotos están basados en la expansión de las series de Taylor alrededor de un primer estimado (o supuesto). Usando sólo los dos primeros términos de la serie de Taylor se obtiene una relación lineal para el tiempo de arribo [25].

Los métodos de ubicación no lineales no requieren del cálculo de las derivadas parciales. En su lugar, estos métodos están basados en búsquedas determinísticas o estocásticas, las cuales pueden ser exhaustivas, directas y evolutivas. Debido a que ellos son muy frecuentemente definidos como métodos de ubicación de búsqueda directa, estos métodos exploran o mapean funciones que pueden ser simplemente funciones de ajuste medio cuadrático (ecuación 2.4) o funciones de probabilidad más sofisticadas como la dada por (ecuación 3.35). Cuando estas búsquedas recopilan y conservan información globalmente a través de la función de densidad de probabilidad previa, ellas pueden producir una ubicación pdf completa. Por otra parte, estas búsquedas pueden determinar un máximo global o local del pdf de la ubicación, o puede explorar la vecindad alrededor de estos puntos óptimos para estimar localmente el pdf y obtener la información de la incertidumbre. Las búsquedas usadas en los métodos de ubicación no lineal pueden ser agrupadas en búsquedas regulares, determinísticas, directas y muestreo por importancia. Las búsquedas regulares determinísticas incluyen búsquedas en cuadrículas, búsquedas anidadas en cuadrículas, y estocásticas. Ya que ellas usan un muestreo global y bien distribuido del espacio del modelo, estas búsquedas pueden estimar la ubicación completa del pdf. Ellas son, sin embargo, computacionalmente demandantes para problemas con muchas incógnitas, espacios del modelo muy grandes o cálculos con grandes consumos de tiempo. Las técnicas de búsqueda directa y estocástica incluyen métodos de búsqueda global evolutiva, adaptativa tal como los algoritmos genéticos y simulated annealing [7]. La mayoría de estos métodos fueron desarrollados para optimización o para la identificación de algunas buenas soluciones, lo cual es equivalente a identificar un máximo global o local de pdf de la ubicación. En general, estos métodos no exploran primero el pdf en una manera que pueda producir soluciones probabilísticas completas a

problemas inversos. Sin embargo, las búsquedas directas son útiles para la ubicación del terremoto debido a su eficiencia.

El muestreo por importancia trata de escoger una densidad de muestreo que siga la función objetivo tan cerca como sea posible para permitir un muestreo eficiente de la solución probabilística completa. El desafío del muestreo por importancia radica en el hecho de que la función objetivo es desconocida, y consecuentemente la distribución del muestreo por importancia óptima no puede ser determinada de antemano. El muestreo por importancia Oct-Tree ha sido implementado en el software NonLinLoc para calcular eficientemente la solución probabilística completa para el problema de ubicación de terremotos.

3.6.1. Metropolis Gibbs

El algoritmo Metropolis o Metropolis Hastings es similar al simulated annealing [7] pero con un parámetro de temperatura constante. El algoritmo de Metropolis realiza un recorrido aleatorio en el espacio del modelo, probando en cada paso del recorrido muestras cercanas las cuales son aceptadas o rechazadas después de la evaluación del problema directo de acuerdo a la función pdf. Mosegaard y Tarantola [33] muestran que este algoritmo muestrea a partir de un pdf posterior del problema y es por lo tanto un método de muestreo por importancia. Ellos muestran que en el límite de un gran número de pruebas, este método no se quedará atrapado en cerca de un máximo local y consecuentemente producirá una solución global.

3.6.2. Oct-Tree

Este método de muestreo por importancia [29] usa subdivisión recursiva y muestreo de celdas rectangulares en el espacio tridimensional para generar una estructura en cascada de celdas muestreadas, tal que la densidad de las celdas espaciales muestreadas sigan los valores de la función pdf objetivo. La probabilidad relativa de que una ubicación de terremoto se encuentre en alguna celda i dada es aproximadamente:

$$P_r = V_r \cdot pdf(i, j, k) \quad (3.36)$$

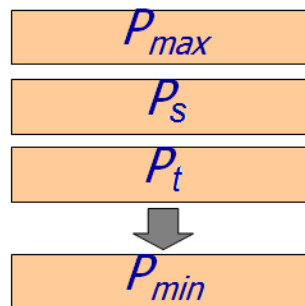
Donde:

V_r : es el volumen de celda.

Algoritmo

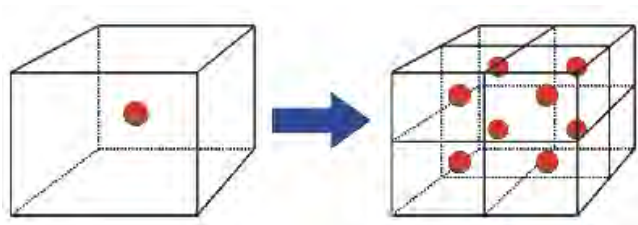
Paso 1: El polígono de Thiessen (diagrama de Voronoi) explicado en la sección 3.3 es un buen punto de partida (semilla) para inicializar el volumen de búsqueda donde se encuentra el hipocentro más probable. Dado que el muestreo por importancia sólo funciona con formas rectangulares, se especifica un volumen de búsqueda rectangular envolvente al polígono de Thiessen y se inicializa la búsqueda dividiendo dicho volumen rectangular en un número determinado de celdas a lo largo de los ejes X, Y, Z.

Paso 2: Se crea una lista ordenada L_P con las probabilidades calculadas para cada celda usando la ecuación 3.36.



Se escoge la celda $C_{m\acute{a}x}$ de máxima probabilidad.

Paso 3: La celda $C_{m\acute{a}x}$ es dividida en 8 nuevas celdas.



Se calcula el pdf y P_j para cada una de las celdas creadas.

Paso 6: Las nuevas 8 celdas son insertadas en la lista ordenada L_P de acuerdo a su P_r .

Paso 7: Se repite todo desde el paso 3.

4. Aplicación

De acuerdo a [39] cualquier programa de ubicación automatizado deberá satisfacer al menos tres condiciones:

- a) Deberá producir un conjunto consistente de tiempos de viaje de fase (P o S). En otras palabras que no estén contaminados por errores graves ocasionados por el contraste de velocidades entre estratos.
- b) Si la red va a registrar eventos con un gran rango de epicentros (regionales y locales) y profundidades (eventos de corteza y en la zona de Benioff), el programa deberá discriminar entre ellos.
- c) Para análisis de datos en tiempo real el programa deberá ser muy rápido y preciso.

El caso del programa NonLinLoc [29] cumple con estos tres requisitos mínimos y permite implementar la metodología propuesta en este trabajo de investigación a fin de validar su uso en un sistema de alerta temprana.

4.1. Geometría de Red Sísmica

El objetivo de la presente sección es establecer una Red Sísmica Propuesta en base a criterios básicos como espaciamiento de estaciones, cobertura azimutal en la zona más activa de la ciudad de Lima, proponiendo estaciones sísmicas de fondo marino (OBS) para aumentar la cobertura y destacar las desventajas de la Red Sísmica Existente.

4.1.1. Red Sísmica Existente

De acuerdo a [6]: “La Red Sísmica del Perú es de tipo regional, siendo la primera estación instalada en 1907 en la ciudad de Lima y posteriormente en 1931 en Huancayo equipada con 6 sismómetros (3 de periodo corto y 3 de periodo largo) y en 1962, estaciones sísmicas similares fueron integradas a la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standard Network). En general, la Red Sísmica Nacional (RSN) tuvo sus inicios en la década de los 80s, fecha en que estuvo constituida por 20 estaciones de periodo corto instaladas cerca de la costa en las regiones Norte y Centro del Perú”. Actualmente según el IGP, se cuenta con 51 estaciones sísmicas, de las cuales, 29 son de banda ancha (15 con transmisión por satélite, 6 por Internet y 8 con almacenamiento in situ). Además, 22 son de periodo corto con transmisión por Internet y telemetría.

En el presente estudio se enfoca en la red sísmica en tiempo real requerido para un futuro sistema de alerta temprana para la ciudad de Lima. Según la figura 4.1 se cuentan con 4 estaciones sísmicas con acceso en tiempo real (3 de banda ancha y una de periodo corto).



Figura 4.1: Red Sísmica del Perú (Fuente: IGP)

La geometría de la red sísmica frente a las costas de Lima es irregular y no dispone de una cobertura azimutal sobre la zona de mayor actividad sísmica, punto que se pondrá en evidencia, en la sección 4.2.

RED SÍSMICA EXISTENTE				
Estación	Localidad	Longitud	Latitud	Cota (msnm)
ANC	Ancón	77°09'00.00"O	11°46'33.60"S	78
NNA	Ñaña	76°50'20.40"O	11°59'13.20"S	575
MAY	Mayorazgo	76°57'30.00"O	12°04'00.00"S	286
QUI	Quilmaná	76°26'20.40"O	12°56'45.60"S	600

Tabla 4.1: Red Sísmica Existente

4.1.2. Red Sísmica Propuesta

En la presente tesis se propone una red sísmica en el margen convergente del Perú donde ocurren la mayor parte de los eventos sísmicos (figura 4.3), para propósitos de registrar eventos futuros en tiempo real. Esto incluye instalar estaciones de fondo marino, debido a que la cobertura azimutal de estaciones sismológicas es necesaria para una determinación hipocentral robusta [18]. Lima carece de cobertura azimutal hacia el oeste, motivo por el cual se propone instalar una red sísmica usando sismómetros marinos como los presentados en el apéndice F. Cabe añadir que la importancia de la cobertura azimutal y de implementación de más estaciones sísmicas en el Perú están contempladas en las conclusiones de [6] quien refiere: “Una buena red sísmica depende del número y de la cobertura azimutal de las estaciones que la conformen. Asimismo, el potencial del tipo de la red dependerá del tamaño mínimo del sismo que se quiera registrar (red local, regional o mundial)”.

Según la experiencia de los investigadores japoneses, la metodología para determinar la distribución espacial de un arreglo de estaciones sísmicas es la propuesta por Inoue [20] a través de la siguiente relación:

$$0.85M - 2.5 = \log A + 1.7 \log r \quad (4.1)$$

Donde:

M: Es la magnitud del sismo a registrarse.

A: Amplitud máxima de onda S (cm/seg) para el sismo de magnitud ML.

r: Distancia entre estaciones (km)

Considerando que la amplitud de onda P debe ser aproximadamente 1/3 de la amplitud de S; además la amplitud de S debe ser el doble que el del ruido. Teóricamente la amplitud del ruido es de 20 micrones (cm/seg). Entonces para registrar sismos con magnitudes ML de orden de 2.5, se asume que la amplitud de onda P es de 40E-06 micrones y de la ondas S es de 120E-06 micrones. Con esa información es posible crear el siguiente gráfico:

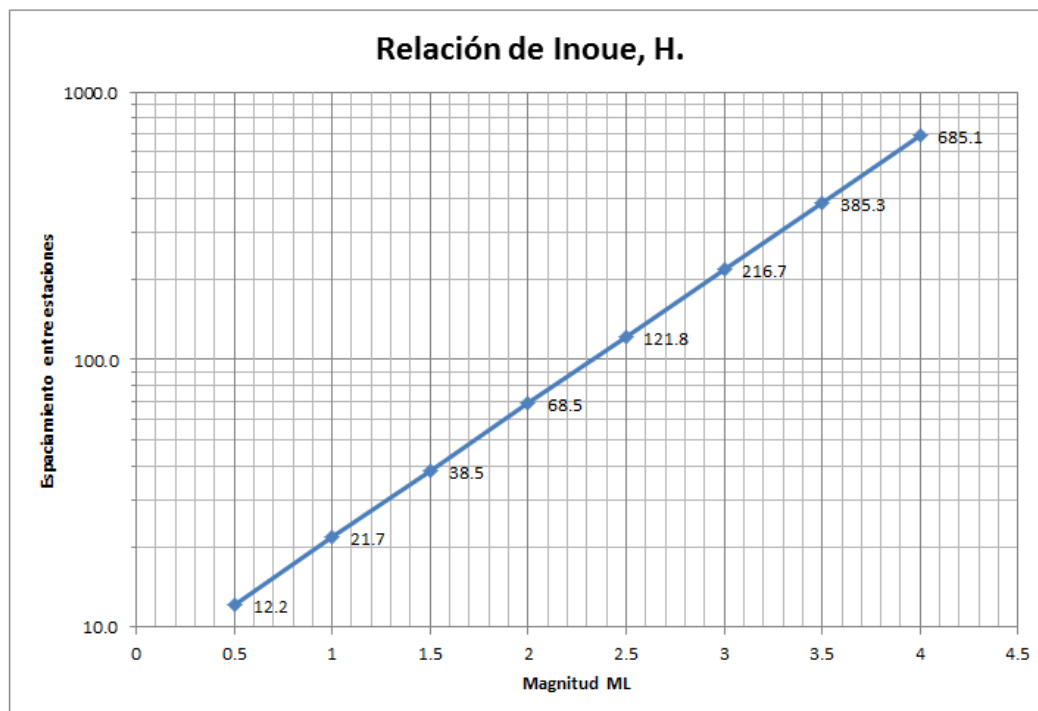


Figura 4.2: Relación de Inoue

Si se considera usar una magnitud de 2.0, el espaciamiento mínimo de estaciones sería de 68.5 km. En el presente estudio asumiremos un espaciamiento de estaciones de 50 km de tal forma que podamos registrar magnitudes incluso menores de 2.0 ML.

La figura 4.3 muestra el mapa del Perú con los principales sismos ocurridos hasta el año 1990. Se puede notar que la mayoría de los sismos más destructivos (poco profundos e intermedios) se encuentra entre la costa y la fosa marina. Esta observación permite notar lo importante que es tener una cobertura hacia el oeste no sólo para estudiar el comportamiento de la zona de subducción, sino para detectar los terremotos con umbral de magnitud importante dentro de un sistema de alerta temprana.

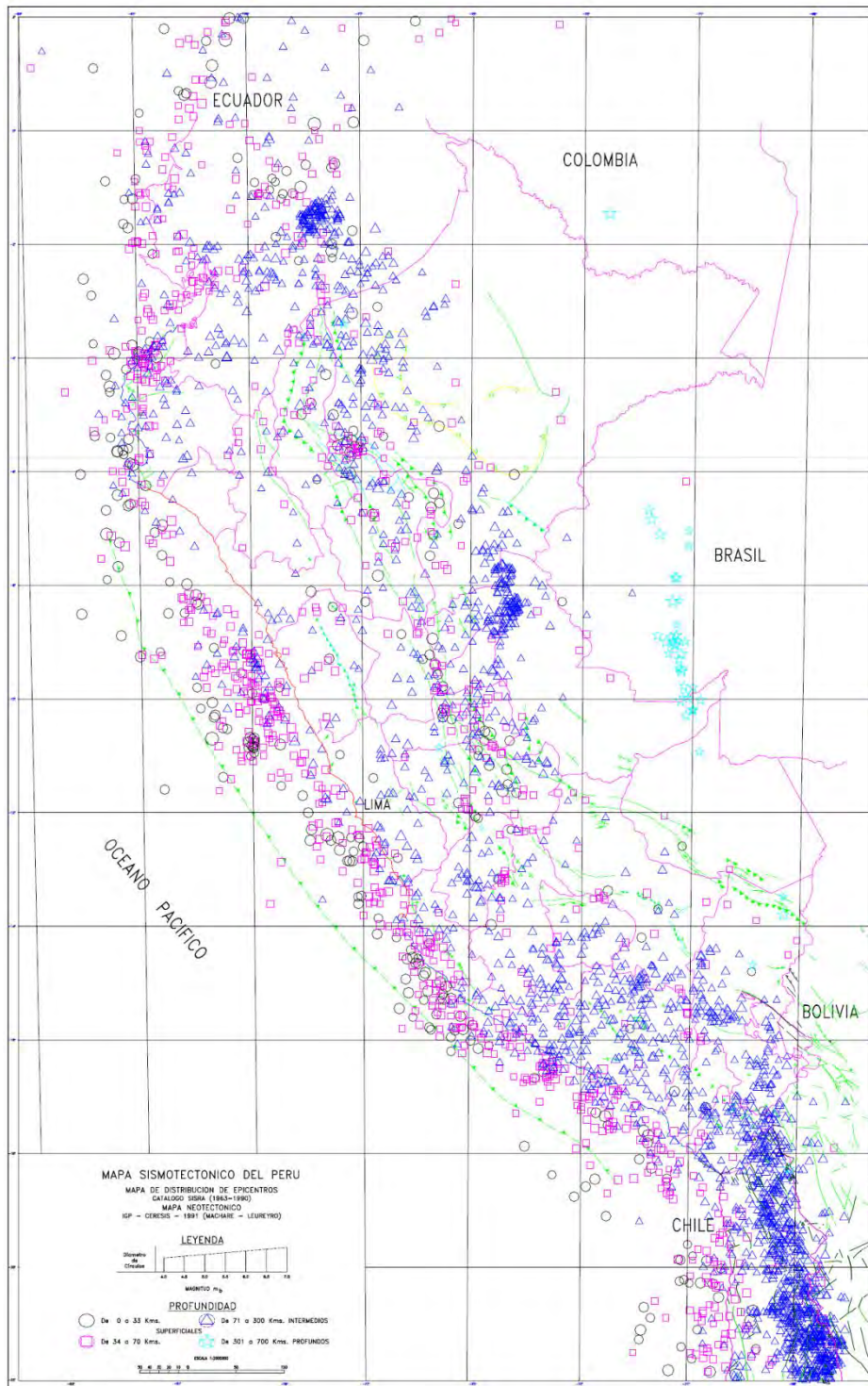


Figura 4.3: Mapa sismotectónico del Perú (Fuente: Alva & Castillo)

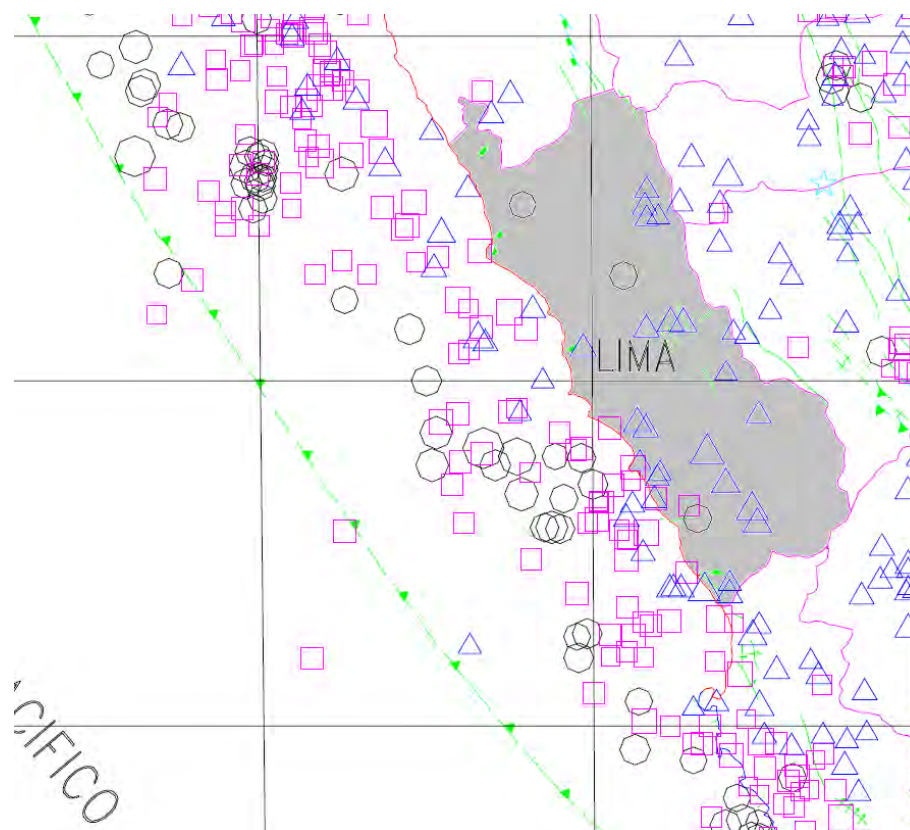


Figura 4.4: Mayoría de sismos ocurridos frente entre las costas de Lima y la fosa marina.

Teniendo en cuenta que la cobertura azimutal es muy necesaria para una determinación hipocentral robusta y que la geometría de la red sísmica de Perú no cuenta con la cobertura en el Pacífico se planteará un arreglo de estaciones sísmicas a escala local frente a las costas de Lima.

Para asegurar la precisión y óptima búsqueda del hipocentro en tiempo real, es necesario tejer la red de triángulos de Delaunay y asegurarse que entre estación y estación los triángulos formados no contenga ángulos obtusos. Esto es un requisito para la creación de los polígonos de Thiessen (Diagrama de Voronoi) cuyo concepto se explica en la sección 3.3. Esta distribución será eficiente, ya que será posible determinar con sólo el primer arribo a una estación sísmica de la red [47], la región donde podrá encontrarse el hipocentro y permitirá a cualquier programa de búsqueda estocástica tener un punto de partida (semilla) para iniciar la búsqueda del punto más probable dentro de una cuadrícula 3D, en lugar de emplear el tiempo buscando en toda la región de la red enmarcado por el rectángulo rojo (ver figura 4.5).



Figura 4.5: Ubicación propuesta de las estaciones sísmicas en las costas de Lima (prueba sintética)

La siguiente tabla muestra las posiciones geográficas y profundidades de las estaciones sísmicas para la prueba sintética:

RED SÍSMICA PROPUESTA				
Estación	Localidad	Longitud	Latitud	Cota (msnm)
E-01	Huaral	77°46'1.69"O	10°45'12.98"S	45
E-02	Ventanilla	77°32'25.68"O	11°10'59.03"S	159
E-03	Chaclacayo	77°11'21.43"O	11°35'44.13"S	107
E-04	Pachacamac	76°55'7.66"O	12° 4'7.68"S	529
E-05	Asia	76°41'43.09"O	12°32'32.91"S	133
E-06	Cañete	76°27'40.20"O	12°54'54.21"S	264
E-07	Chíncha	76°15'32.52"O	13°17'9.66"S	117
E-08	Océano	78°13'22.72"O	10°58'15.70"S	-367
E-09	Océano	77°59'45.55"O	11°23'44.80"S	-264
E-10	Océano	77°39'35.70"O	11°51'6.40"S	-156
E-11	Océano	77°23'24.33"O	12°17'37.80"S	-169
E-12	Océano	77° 6'23.30"O	12°42'3.51"S	-285

E-13	Océano	76°53'21.55"O	13° 6'26.15"S	-309
E-14	Océano	76°39'16.32"O	13°30'27.53"S	-0.156
E-15	Océano	78°39'24.68"O	11° 9'36.21"S	-1.878
E-16	Océano	78°25'15.90"O	11°36'50.60"S	-1.533
E-17	Océano	78° 8'22.18"O	12° 2'56.33"S	-2.026
E-18	Océano	77°52'7.48"O	12°27'50.64"S	-1375
E-19	Océano	77°32'29.11"O	12°53'59.64"S	-1494
E-20	Océano	77°18'24.21"O	13°18'7.67"S	-1303
E-21	Océano	77° 4'20.32"O	13°42'6.90"S	-1877

Tabla 4.2: Posiciones geográficas de las estaciones sísmicas

Coordenadas del foco sísmico sintético:

Latitud= 12° 27' 33"S

Longitud= 77° 40' 00"O

Profundidad=25 km

4.2. Precisión en el cálculo de los parámetros del hipocentro

En esta sección se calculan los parámetros del hipocentro usando tres metodologías (2 probabilísticas y una determinística) las cuales son comparadas para validar la precisión del método probabilístico propuesto.

Aspecto	Anthony Lomax	Tarantola & Valette	Hypo71
Enfoque	Probabilístico	Probabilístico	Determinístico
Método	Optimización no lineal	Optimización no lineal	Regresión estadística
Solución	Global	Global	Local
Enfoque de cálculo de tiempos	Frente de onda	Frente de onda	Trayectoria de rayos

Tabla 4.3: Enfoques de cálculo de hipocentro

El modelo de velocidad escogido en el presente estudio es propuesto por Woollard (ver anexo B) con $v_p/v_s = 1.78$:

Si bien es cierto que la Red Sísmica Existente es descrita antes que la Propuesta, por razones de una clara explicación de la precisión a través de las metodologías de ubicación de hipocentros, se considera apropiado primero analizar la Red Sísmica Propuesta y posteriormente la Existente.

Red Sísmica Propuesta

Los cálculos de los tiempos observados sintéticos y los tiempos de viaje calculados se encuentran en el anexo D. Luego de aplicar las tres metodologías para las distintas incertidumbres se obtiene la tabla 4.4 con los parámetros del hipocentro y los errores obtenidos:

RED SÍSMICA PROPUESTA								
Brecha Azimutal=105.021°								
Método		σ (seg)						
		0.0	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60
Anthony Lomax	Lat.	12°27.56'	12°27.56'	12°27.95'	12°28.18'	12°28.55'	12°28.96'	12°29.36'
	Long.	77°39.92'	77°39.85'	77°39.80'	77°39.80'	77°39.86'	77°39.86'	77°38.96'
	Prof.	24.96	24.34	23.83	23.52	23.52	23.52	23.36
	RMS	0.0048	0.0832	0.1692	0.2567	0.3481	0.4426	0.5381
Tarantola & Valette	Lat.	12°27.56'	12°27.70'	12°27.83'	12°27.97'	12°28.10'	12°28.35'	12°28.37'
	Long.	77°39.92'	77°39.82'	77°39.68'	77°39.58'	77°39.51'	77°39.41'	77°39.31'
	Prof.	24.96	24.34	23.63	23.48	23.09	22.62	22.46
	RMS	0.0048	0.0846	0.1674	0.2502	0.3355	0.4226	0.5076
Hypo71	Lat.	12°27.94'	12°28.22'	12°28.65'	12°28.98'	12°29.35'	12°29.99'	12°30.67'
	Long.	77°40.58'	77°40.62'	77°40.65'	77°40.96'	77°40.35'	77°40.69'	77°41.13'
	Prof.	25.28	25.82	27.00	26.84	26.54	30.00	32.77
	RMS	0.1655	0.1987	0.2759	0.3534	0.4388	0.5764	0.7252

Tabla 4.4: Comparación de métodos

Se realiza una comparación de la precisión de cada uno de los métodos frente a las incertidumbres en los tiempos observados y se observa (figura 4.6) que las metodologías probabilísticas tienen un crecimiento del RMS de forma lineal, mientras que el error para la metodología determinística tiene un crecimiento exponencial esto muestra la alta sensibilidad de la metodología determinística frente a los errores en los tiempos observados.

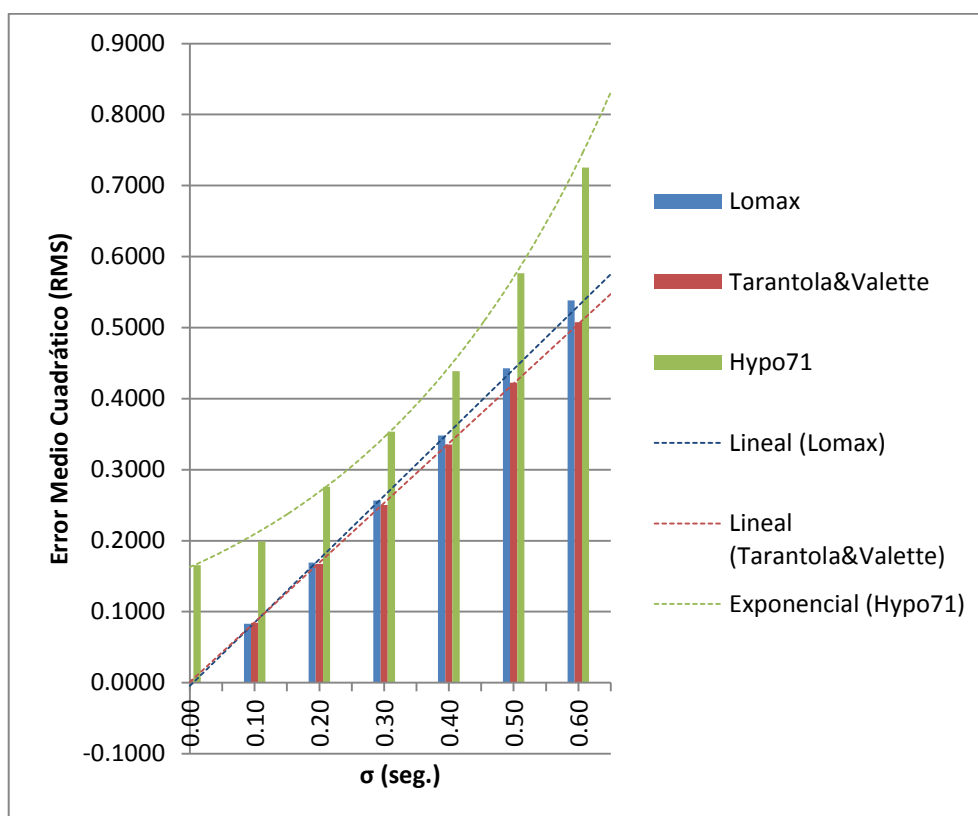


Figura 4.6: Precisión de los métodos de ubicación

La variación de la profundidad (figura 4.7) también sigue aproximadamente el mismo patrón que para la figura 4.6.

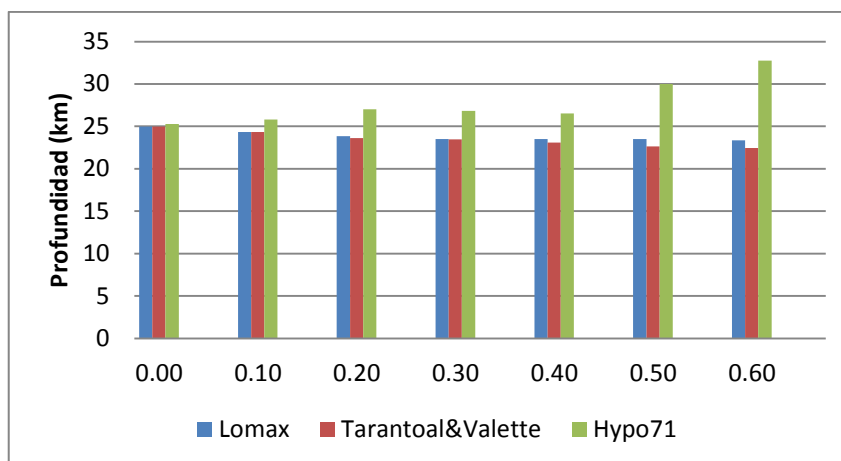


Figura 4.7: Variación de la profundidad

Red Sísmica Existente

La red sísmica con acceso real disponible en las costas de Lima como ya se pudo notar en la figura 4.1 posee una forma irregular y es usada para calcular los parámetros del mismo hipocentro sintético usado en la Red Sísmica Propuesta.

La tabla 4.5 muestra los resultados obtenidos para las 4 estaciones sísmicas con acceso en tiempo real que podrían utilizarse a fin de determinar el hipocentro. Puede notarse que el RMS es mayor que al de la Red Sísmica Propuesta en cada una de las incertidumbres aplicadas.

RED SÍSMICA EXISTENTE								
Brecha Azimutal=285.027°								
Método		σ (seg)						
		0.0	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60
Anthony Lomax	Lat.	12°27.51'	12°27.11'	12°27.52'	12°28.34'	12°26.15'	12°25.87'	12°25.61'
	Long.	77°39.56'	77°39.98'	77°41.20'	77°43.65'	77°34.66'	77°03.58'	77°33.31'
	Prof.	24.69	39.38	39.69	39.69	25.94	25.94	30.31
	RMS	0.0656	0.0735	0.6977	0.6977	0.9292	1.1130	1.2679
Tarantola & Valette	Lat.	12°27.52'	12°27.25'	12°27.25'	12°27.52'	12°27.29'	12°27.79'	12°28.06'
	Long.	77°39.83'	77°40.39'	77°40.39'	77°41.20'	77°42.02'	77°42.02'	77°42.93'
	Prof.	25.31	39.69	39.69	39.69	39.69	39.69	39.69
	RMS	0.0276	0.0195	0.0782	0.2524	0.4381	0.4877	0.6745

Tabla 4.5: Red sísmica existente (RSE)

La figura 4.8 muestra que la tendencia de crecimiento del RMS para la Red Sísmica Existente es lineal al igual que para la Red Sísmica Propuesta. Por otro lado, en la prueba de precisión se puede notar la ausencia de la metodología del Hypo71, ya que debido a la pobre geometría y gran brecha azimutal ($GAP=258.027^\circ$) de la red no es posible obtener soluciones consistentes.

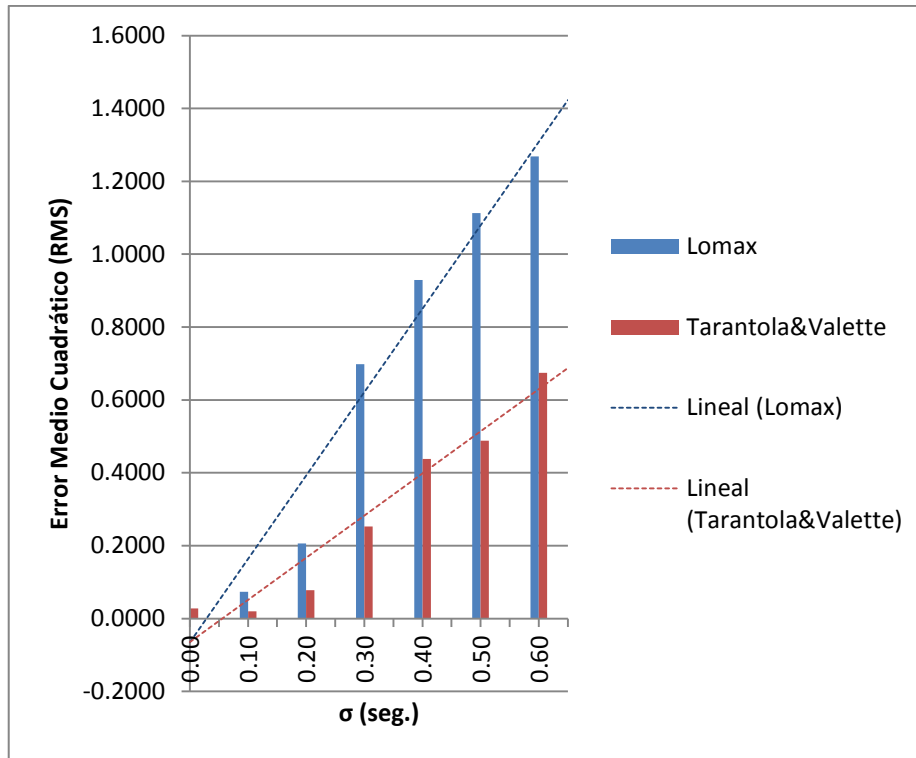


Figura 4.8: Precisión de los métodos de ubicación

La figura 4.9 muestra que las profundidades para el caso de Lomax varían irregularmente a lo largo de las incertidumbres. En el caso de Tarantola&Valette la profundidad se queda atrapada en 40 km de profundidad. Todo esto hace suponer que existe una falta de robustez, pero esta vez por el lado de la geometría de la red y de su cobertura azimutal.

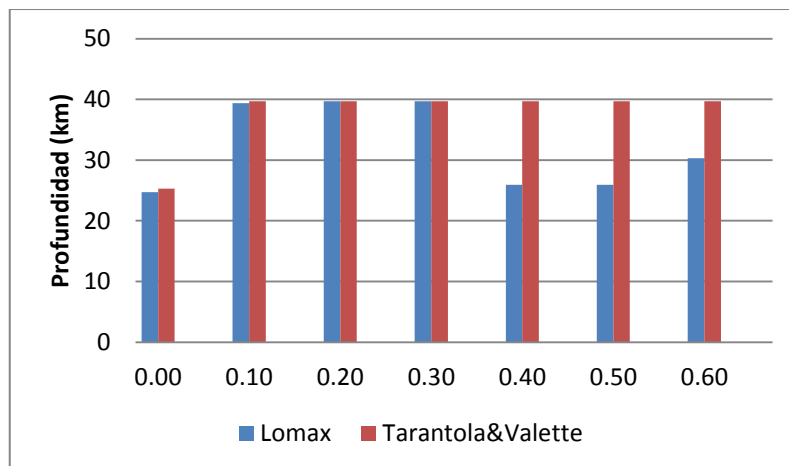


Figura 4.9: Profundidades

4.3. Robustez frente a Datos Anómalos

La robustez de la metodología es muy importante cuando se debe reportar los parámetros del hipocentro en tiempo real dentro de un sistema de alerta temprana, ya que se requiere que la información sea confiable y que la metodología sea estable frente a falsos registros de señales sísmicas (movimientos sísmicos artificiales) o a malos registros de estas.

Ante la evidencia de la sección 4.2 para la Red Sísmica Propuesta que demuestra que el enfoque determinístico es inestable frente a errores en los datos, sólo queda comparar los métodos del enfoque probabilístico (Lomax y Tarantola).

Método		$\sigma = 0.1$ (sin datos anómalos)	$\sigma = 0.1$ (con un dato anómalo en la estación E-12 con error= 20σ)
Anthony Lomax	Lat.	12°27.56'	12°27.56'
	Long.	77°39.85'	77°39.92'
	Prof.	24.34	24.96
	EMC	0.0832	0.5227
Tarantola & Valette	Lat.	12°27.70'	12°27.83'
	Long.	77°39.82'	77°38.42'
	Prof.	24.34	21.99
	EMC	0.0846	0.6205

Tabla 4.6: Comparación de la robustez

Las siguientes figuras muestran los resultados en un sistema de coordenadas referencial cartesiano, donde las coordenadas del hipocentro hipotético son: $X=145$, $Y=170$, $Z=25$.

Pruebas con $\sigma = 0.1$ sin incluir dato anómalo

En el presente experimento se trabajan con datos de tiempos observados con una incertidumbre en el recojo de 0.1 y se muestran para el caso de Lomax y Tarantola&Valette los puntos más representativos de las muestras de esparcimiento obtenidos por el Oct-Tree.

La figura 4.10 muestra la función PDF usando el enfoque de Lomax. Note que las coordenadas se aproximan notablemente a las planteadas para el hipocentro sintético:

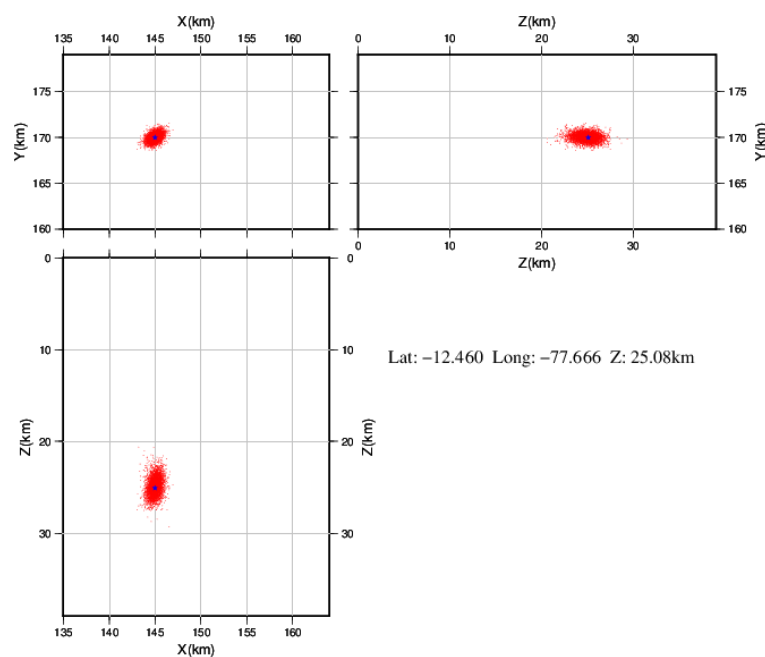


Figura 4.10: Función PDF (Lomax)

La figura 4.11 muestra la función PDF usando el enfoque de Tarantola & Valette, (aunque con mayor dispersión) también con una excelente precisión respecto del hipocentro sintético.

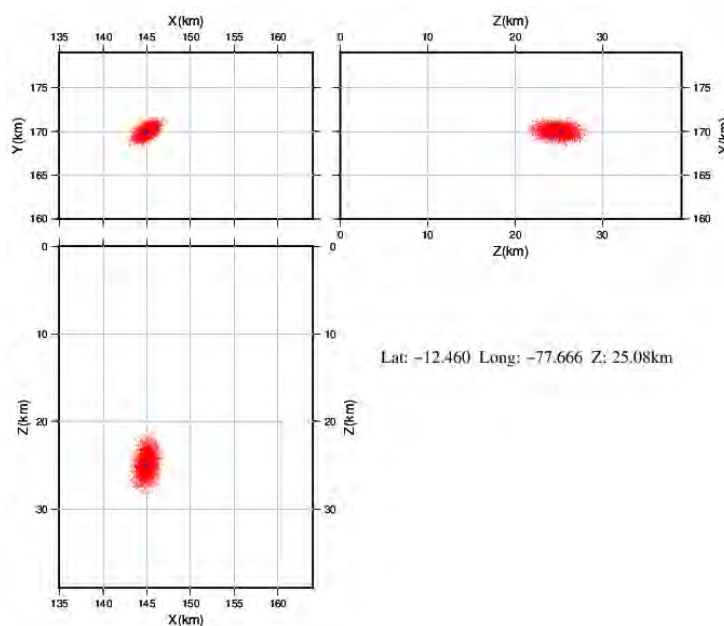


Figura 4.11: Función PDF (Tarantola & Valette)

Pruebas con $\sigma = 0.1$ incluyendo dato anómalo con error= 20σ

Luego de introducir un dato anómalo en la estación E-12, se puede notar que el resultado obtenido por Lomax es casi idéntico a la figura 4.10 manteniendo su estabilidad frente al dato mal registrado por la estación E-12.

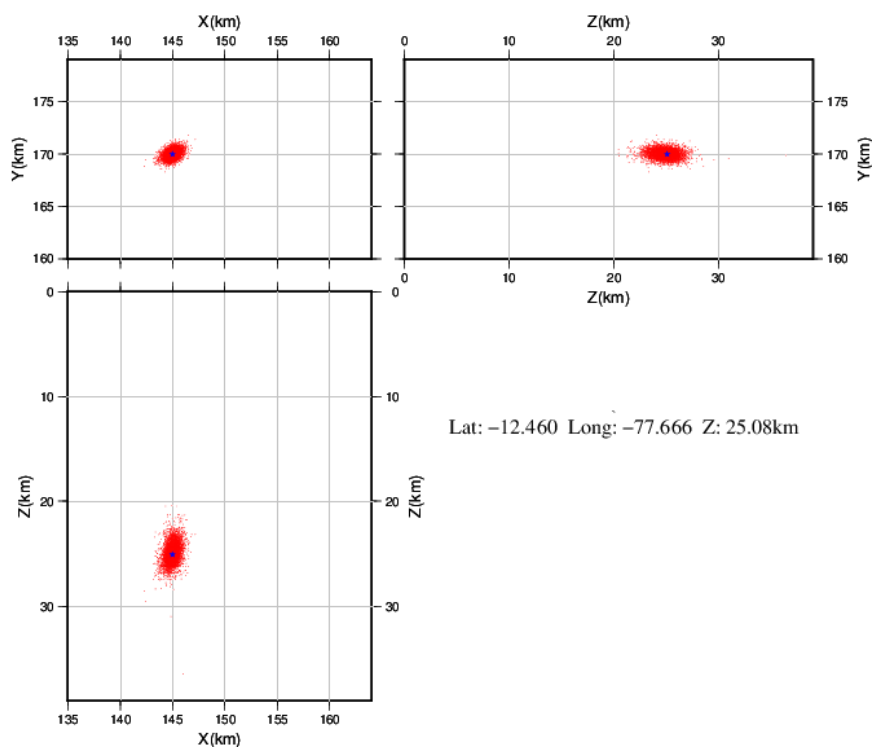


Figura 4.12: Función PDF (Lomax)

En el gráfico 4.13 puede notarse un ligero desplazamiento hacia la derecha de la posición original del epicentro y la profundidad se ve afectada notablemente al subir de su posición original.

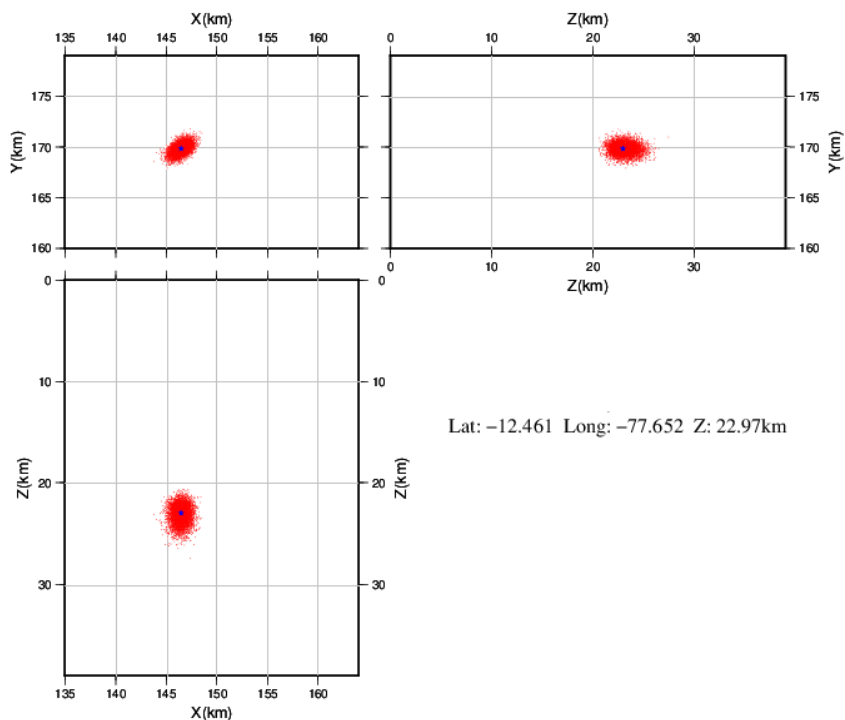


Figura 4.13: Función PDF (Tarantola&Valette)

4.4. Tiempo de Ejecución

Un programa automatizado de ubicación de terremotos no puede estar completo si no posee un método de optimización eficiente que pueda ser usado en tiempo real. La mayoría de los métodos modernos de ubicación de terremotos están basados en búsquedas determinísticas y estocásticas las cuales pueden ser exhaustivas, directas y evolutivas. Estas búsquedas son usadas para explorar o mapear funciones de densidad de probabilidad tales como las dadas en las ecuaciones 3.34 y 3.35 siguiendo el algoritmo explicado en el acápite 3.6.2. El siguiente cuadro muestra el resultado de la búsqueda en el modelo presentado para la ciudad de Lima.

Número de cuadrículas	Tiempo de Cálculo (seg.)
330x380x50 (ver apéndice C) = 6'270,000	0.82 seg

Esto quiere decir que es posible realizar un reporte del hipocentro cada 1 segundo hasta que se alcance la última estación sísmica de la red local.

5. Conclusiones y Recomendaciones

5.1. Conclusiones

Sobre la red sísmica:

La geometría de la red sísmica es importante para fines de obtener las mejores restricciones del hipocentro al momento que las estaciones registren las señales sísmicas, por esa razón independientemente de la metodología de ubicación de hipocentros que se utilice, la cobertura azimutal y un modelo de velocidad preciso son importantes. Por otro lado, en la red sísmica propuesta (ver figura 4.5) es posible utilizar el método del vecino más cercano para construir la red de Voronoi (polígonos de Thiessen) y así determinar áreas de influencia que puedan delimitar de forma satisfactoria la primera zona probable del hipocentro, a fin de acelerar el proceso de búsqueda dentro de la red.

Sobre la precisión de los métodos:

Programas de ubicación de hipocentros con enfoques determinísticos como el Hypo71 son bastante sensibles a incertidumbres en los datos ingresados y los errores crecen exponencialmente (figura 4.6). Además requieren que se le suministre una profundidad tentativa a través de pruebas de ensayo y error a fin de obtener la mejor solución posible de carácter local. Esto los hace menos idóneos para los requerimientos de un sistema de alerta temprana ya que no pueden ser automatizados.

Programas de ubicación con enfoques probabilísticos (Lomax y Tarantola & Valette) como el NonLinLoc muestran una aceptable precisión frente a las incertidumbres en los datos suministrados (figura 4.6) y la variación de la profundidad es mucho menor (figura 4.7) si se tiene en cuenta que la profundidad del foco es el parámetro de mayor incertidumbre cuando se compara con los resultados del Hypo71.

La falta de cobertura azimutal experimentada por la Red Sísmica Existente provoca que programas con metodología determinística como el Hypo71 no sean capaces de brindar soluciones factibles, sobre todo en lo que respecta al valor de la profundidad. Metodologías con enfoque probabilístico como el Lomax y Tarantola&Valette muestran grandes incertidumbres en el cálculo de las profundidades (ver figura 4.9), pese a que los valores de RMS son relativamente moderados (tabla 4.5).

Sobre la robustez de los métodos:

Al medir la estabilidad de los enfoques probabilísticos al incluir un dato anómalo en la estación E-12 se nota la diferencia de precisión y estabilidad de los dos enfoques, esto es debido a que la función PDF (Tarantola & Valette) satisface todas las observaciones, mientras que la función PDF (A. Lomax) satisface la mayoría de todos los pares de observaciones (en el caso del presente estudio de las 210 hiperboloides, 190 darían la estabilidad al cálculo del hipocentro). Finalmente, de lo observado se elige al enfoque de A. Lomax para ser usado en la metodología del cálculo del hipocentro en tiempo real ya que brinda robustez frente a posibles falsos arribos o datos anómalos.

Sobre el rendimiento del método:

El método de búsqueda por importancia Oct-tree es el algoritmo más eficiente cuando se trata de buscar la solución global dentro de un volumen de búsqueda para

encontrar el hipocentro más óptimo. La buena precisión y rapidez en los cálculos lo convierte en una herramienta importante para la metodología propuesta, ya que con el resultado obtenido en la sección 4.4 es posible reportar el estado del hipocentro al segundo.

5.2. Recomendaciones

De acuerdo a los resultados obtenidos en la sección 4.2 es necesario contar con una red sísmica local para la ciudad de Lima, a fin de poder monitorear los eventos sísmicos con buena precisión, lo cual lleva posteriormente a determinar con mejor exactitud los mecanismos de falla al contar con una buena cobertura azimutal.

En un escenario post terremoto es factible usar el enfoque de Tarantola&Valette para realizar una relocalización de los parámetros del terremoto, a fin de validar la solución obtenida por el enfoque de Lomax. Es decir, esto es factible después de realizar las correcciones necesarias en los datos recogidos por las estaciones sísmicas.

La sección 3.2 de la tesis presenta una metodología de cálculo de tiempos de viaje. Esto es aplicable a modelos 2D e incluso 3D. Cabe señalar que a diferencia de otras metodologías como la del Hypo71 que solo trabaja con modelos de velocidad 1D, la metodología probabilística presentada en esta investigación puede obtener mejores resultados ante la presencia de modelos más refinados (2D y 3D)

Un modelo de velocidad óptimo es indispensable para la buena predicción del hipocentro en una red sísmica local y regional, teniendo en cuenta la ubicación y distribución de las estaciones empleadas en la red sísmica que se proponga. Esto puede ser obtenido a través de la inversión de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas y determinar de esta manera también las correcciones que pudieran ser necesarias aplicar a las estaciones sísmicas.

Para un mejor desempeño de los cálculos se recomienda trabajar con sistemas de procesamiento en paralelo (supercomputadoras) para una rápida predicción del foco sísmico, brindando así mayor tiempo de reacción ante los eventos extraordinarios. Esto es un punto importante para una buena concepción de un sistema de alerta temprana.

Bibliografía

- [1] Aguilar Z. “Curso: Geofísica Aplicada a la Ingeniería Civil”. Posgrado FIC-UNI. Lima. 2001.
- [2] Allen R. V. “Automatic Earthquake Recognition and Timing from Single Traces”. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol 68, No 5, 1521-1532, 1978.
- [3] Antayhua Y. y Tavera H. “Volcanes y Sismicidad en la Región del Volcán Sabancaya (Arequipa)”. IGP, 57-64, Lima, 2003.
- [4] Baecher G. y Christian J. “Reliability and Statistics in Geotechnical Engineering”. Wiley, New Jersey, 2003.
- [5] Baer M. y Kradolfer U. “An Automatic Phase Picker for Local and Teleseismic Events”. *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol 77, No 4, 137-148, 1987.
- [6] Bernal E. “Propuesta de Optimización de la Red Sísmica Nacional”. IGP: Compendio de Trabajos de Investigación, Vol 3, No 1, 137-148, 2002.
- [7] Billings S. “Simulated Annealing for Earthquake Location”. *Research School of Earth Sciences (Australian University)*, Vol 118, No 3, 680-692, 1994.
- [8] CCuno I. “Cálculo de Hipocentros: Método de Geiger y Elaboración de Domocronas”. CNDG: Compendio de Trabajos de Investigación, Vol 5, No 1, 113-122, 2004.
- [9] Chew P. y Dyrsdale R. “Voronoi Diagrams Based on Convex Distance Functions”. *Proceedings of the First Annual Symposium on Computational Geometry*, 235-244, 1985.
- [10] Chong E. y Zak S. “An Introduction to Optimization”. Wiley Interscience, New Jersey, 2008.
- [11] Cua G. y Heaton T. “The Virtual Seismologist (VS) Method: a Bayesian Approach to Earthquake Early Warning”. *Earthquake Early Warning Systems*, Springer, 97-132, 2007.
- [12] Font Y., Kao H., Lallemand S., Liu C.S. y Chiao L.Y. “Hypocentre Determination Offshore of Eastern Taiwan using the Maximum Intersection Method”. *Geophysical Journal International*, Vol 158, No 2, 655-675, 2004.
- [13] Gadallah M. y Fisher R. “An Introduction to Exploration Geophysics”. Springer. Berlín. 2009.
- [14] Gasparini P., Manfredi G. y Zschau J. “Earthquake Early Warning Systems”. Springer. Berlín. 2007.
- [15] Hjelle Ø. and Dæhlen M. “Triangulations and Applications”. Springer. Berlín. 2006.

- [16] Horiuchi S., Negishi H., Abe K., Kamimura A. y Fujinawa Y. "An Automatic Processing System for Broadcasting Earthquake Alarms". Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 95, No 2, 708-718, 2005.
- [17] Husen S. y Hardebeck J. "Theme IV – Understanding Seismicity Catalogs and their Problems". Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, 1-35.
- [18] Husen S., Kissling E., Flueh E. y Asch G. "Accurate Hypocentre Determination in the Seismogenic Zone of the Subducting Nazca Plate in Northern Chile Using a Combined On Offshore Network". Geophysical Journal International, Vol 138, No 3, 687-703, 1999.
- [19] Iervolino I., Convertito V., Massimiliano G., Manfredi G. y Zollo A. "Real-Time Risk Analysis for Hybrid Earthquake Early Warning Systems". Journal of Earthquake Engineering, Vol 10, No 6, 867-885.
- [20] Inoue H. "Instrumentation and Observation Seismology Design". IEEE, Vol 1, No 1, 49p, 2001.
- [21] Johnson R. y Kiokemeister F.L. "Calculus with Analytic Geometry". William C Brown Pub. Boston. 1978.
- [22] Kearey P., Brooks M. y Hill I. "An Introduction to Geophysical Exploration". Wiley-Blackwell. 2002.
- [23] Kramer S. "Geotechnical Earthquake Engineering". Prentice Hall. New Jersey. 1996.
- [24] Lange D. "The South Chilean Subduction Zone between 41° and 43.5°S: Seismicity Structure and State of Stress". Tesis Doctoral. Potsdam. 2008.
- [25] Lay T., Wallace T. "Modern Global Seismology". Academic Press. London. 1995.
- [26] Lee H. y Espinoza J. "Earthquake Early Warning Systems: Current Status and Perspectives". CIRES, Vol 1, 1-22, 1998.
- [27] Lee W. y Lahr J. "A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and first Motion Pattern of Local Earthquakes". USGS. California. 1975.
- [28] Lee W. y Stewart S. "Seismic Ray Tracing for Minimum Time Path". Dentro de: "Principles and Applications of Microearthquake Networks". Academic Press, 76-104, New York, 1981.
- [29] Lomax A. "NonlinLoc". Último acceso: el 1 de junio de 2012 desde <http://alomax.free.fr/nlloc/index.html>.
- [30] Lomax A. "The Equal Differential Time (EDT) Likelihood Function". 2006.
- [31] Lowrie W. "Fundamentals of Geophysics". Cambridge University Press. New York. 2007.
- [32] Milne J. "Earthquake and Other Movements (Reimpresión 2011)". Cambridge. New York. 1886.

- [33] Mosegaard K. y Tarantola A. "Montecarlo Sampling of Solutions to Inverse Problems". *Journal of Geophysical Research*. Vol 100, No B7, 1-18, 1995.
- [34] Nowack R.L. "Wavefronts and Solutions of the Eikonal Equation". *Geophysical Journal International*, Vol 110, No 1, 55-62, 1992.
- [35] Podvin P. y Lecomte I. "Finite Difference Computation of Traveltimes in Very Contrasted Velocity Models: A Massively Parallel Approach and its Associated Tools". *Geophysical Journal International*, Vol 105, No 1, 271-284, 1991.
- [36] Prensa del Gobierno de Chile. Último Acceso: 28 de Marzo de 2011. <http://www.gob.cl/informa/2011/03/28/gobiernos-de-japon-y-chile-presentan-sistema-de-alerta-masiva-para-emergencias-que-operara-en-el-pai.htm>.
- [37] Press W., Teukolsky S., Vetterling W. y Flannery B. "Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing". Cambridge University Press. New York. 2007.
- [38] Pujol J. "Earthquake Location Tutorial: Graphical Approach and Approximate Epicentral Location Techniques". *Seismological Research Letters*, Vol 75, No 1, 63-74, 2004.
- [39] Pujol J. y Smalley R. "A Preliminary Earthquake Location Method Bases on a Hyperbolic Approximation to Travel Times". *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol 80, No 6, 1629-1642, 1990.
- [40] Pujol J., Herrmann R., Chiu S. y Chiu J.M. "Constrained Joint Location of New Madrid Seismic Zone Earthquakes". *Seismological Research Letters*, Vol 69, No 1, 56-68, 1998.
- [41] Qin F., Luo Y., Olsen K.B., Cai W. y Schuster G. "Finite-difference Solution of the Eikonal Equation Along Expanding Wavefronts". *Geophysics*, Vol 57, No 3, 478-487.
- [42] Raggi E., Thomas K., Parsons T., Channelle A. y Vugt S.V. "Beginning Ubuntu Linux". Apress. New York. 2010.
- [43] Reynolds J. "An Introduction to Applied and Environmental Geophysics". John Wiley & Sons. New York. 1997.
- [44] Ruff L. "How to Locate Earthquakes". *Seismological Research Letters*, Vol 72, No 2, 197, 2001.
- [45] Rydelek P. y Pujol J. "Real-Time Seismic Warning with a Two-Station Subarray". *Bulletin of Seismological Society*, Vol 94, No 4, 1546-1550, 2004.
- [46] Sarria A. "Terremotos e Infraestructura". Universidad de los Andes. Colombia. 2008.
- [47] Satriano C., Lomax A. y Zollo A. "Optimal Real-time Earthquake Location for Early Warning" Dentro de: "Earthquake Early Warning Systems", 85-96.

- [48] Schuster G. "Traveltime Calculation by Solution of Eikonal Equation" Dentro de "Basics of Seismic Wave Theory". 63-74, UTAM, Salt Lake, 2007.
- [49] Tarantola A. "Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation". SIAM, Philadelphia, 2004.
- [50] Thurber C. y Rabinowitz N. "Advances in Seismic Event Location". Advisory Board. New Jersey. 2007.
- [51] USGS. "U. S. Geological Survey". Último acceso: 11 de Junio de 2012, <http://earthquake.usgs.gov/research/earlywarning>.
- [52] Vela C. "Subdivisión de la Placa de Nazca en tres Nuevas Placas Tectónicas y su Incidencia con la Sismicidad Peruana Actual". Instituto de Investigaciones FIGMMG, Vol 12, No 23, 77-87.
- [53] Venkataraman P. "Applied Optimization with MATLAB Programming". Wiley. New Jersey. 2009.
- [54] Vidale J. "Finite-difference Calculation of Travel Times". Bulletin of Seismological Society, Vol 78, No 6, 2062-2076, 1988.
- [55] Zhou H.W. "Rapid 3D Hypocentral Determination Using Master Station Method". Journal of Geophysical Research, Vol 99, No B8, 439-455, 1994.
- [56] Zollo A., Iannaccone G., Convertito V., Elial L., Iervolino I., Lancieri M., Lomax A., Martino C., Weber E. y Gasparini P. "Earthquake Early Warning System in Southern Italy". Geophysical Research Letters, Vol 36, No 7, 1-6, 2009.

Apéndice A

1. Programa en C/GNU Linux para el cálculo probabilístico del hipocentro en tiempo real (NonLinLoc)

Este programa es desarrollado y mantenido por el francés Anthony Lomax [29] (Ph.D. en Geofísica, Universidad de California en Berkeley, USA), retroalimentado y financiado por el:

- Instituto de Protección Radiológica y Seguridad Nuclear (IRSN) – Francia.
- Proyecto Europeo TomoVes.
- Massachusetts Institute of Technology (MIT) - USA
- Instituto Federal Suizo de Tecnología de Zurich (ETH Zürich) – Alemania.
- y el Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología (INGV Rome) – Italia.

Está desarrollado específicamente para trabajar en Linux [42], Sun Solaris o Mac OS, por esa razón no se encuentra enlazado y compilado. Está compuesto por una serie de archivos fuente (.c) y cabecera (.h), los cuales forman parte de varios módulos que deberán ser vinculados y compilados adecuadamente para crear los comandos que podrán ser ejecutados a través del terminal de Linux.

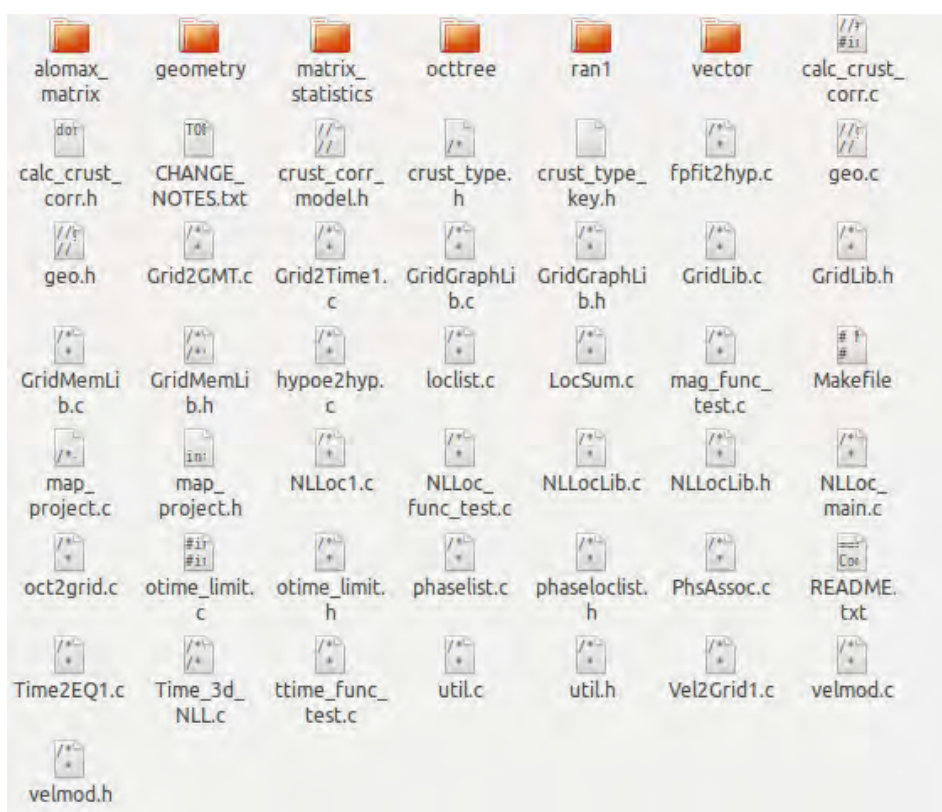


Figura A.1: Archivos fuente y cabecera del NonLinLoc

Cabe añadir que en la presente tesis el autor ha implementado dos archivos adicionales Voronoi.c y Voronoi.h (polígonos de Thiessen) como parte de su aporte a la presente investigación incentivado por el trabajo conjunto de [47].

Luego de un debido enlace y compilación se obtuvo los respectivos ejecutables cada uno con un conjunto de comandos:

NLLoc, Vel2Grid, Grid2Time, Time2EQ, LocSum, Grid2GMT y Voronoi.

Otro aporte en la presente investigación fue la implementación de las herramientas de mapeo del paquete GMT que se encuentra disponible en <http://gmt.soest.hawaii.edu/> y que muestra con puntos amarillos en un mapa mundial (usuarios registrados) el uso que se le da a esta herramienta en la comunidad científica en todo el mundo. Esta herramienta resulta muy útil para el NonLinLoc.

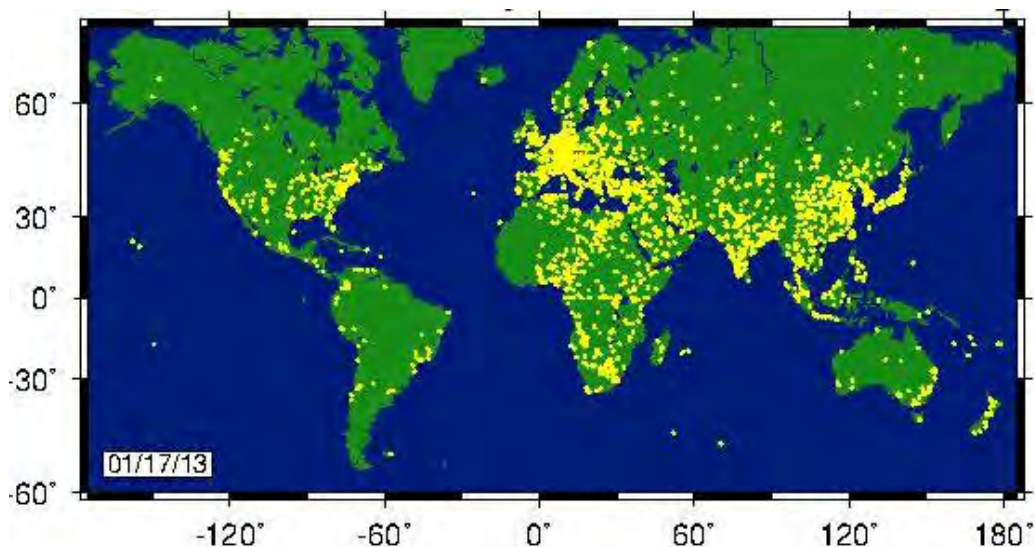


Figura A.2: Registro del GMT en Lima-Perú por el autor de la tesis

Finalmente, la tarea que resulta es de integrar los módulos con los respectivos comandos para crear una metodología de ubicación de terremotos y para mejorar el cálculo en tiempo real se implementa un nuevo módulo llamado Voronoi.

Módulos Creados para seguir la Metodología Propuesta

La siguiente figura muestra el proceso de cálculo del NonLinLoc realizado por el autor para aplicar la metodología propuesta para la ubicación evolutiva en tiempo real:

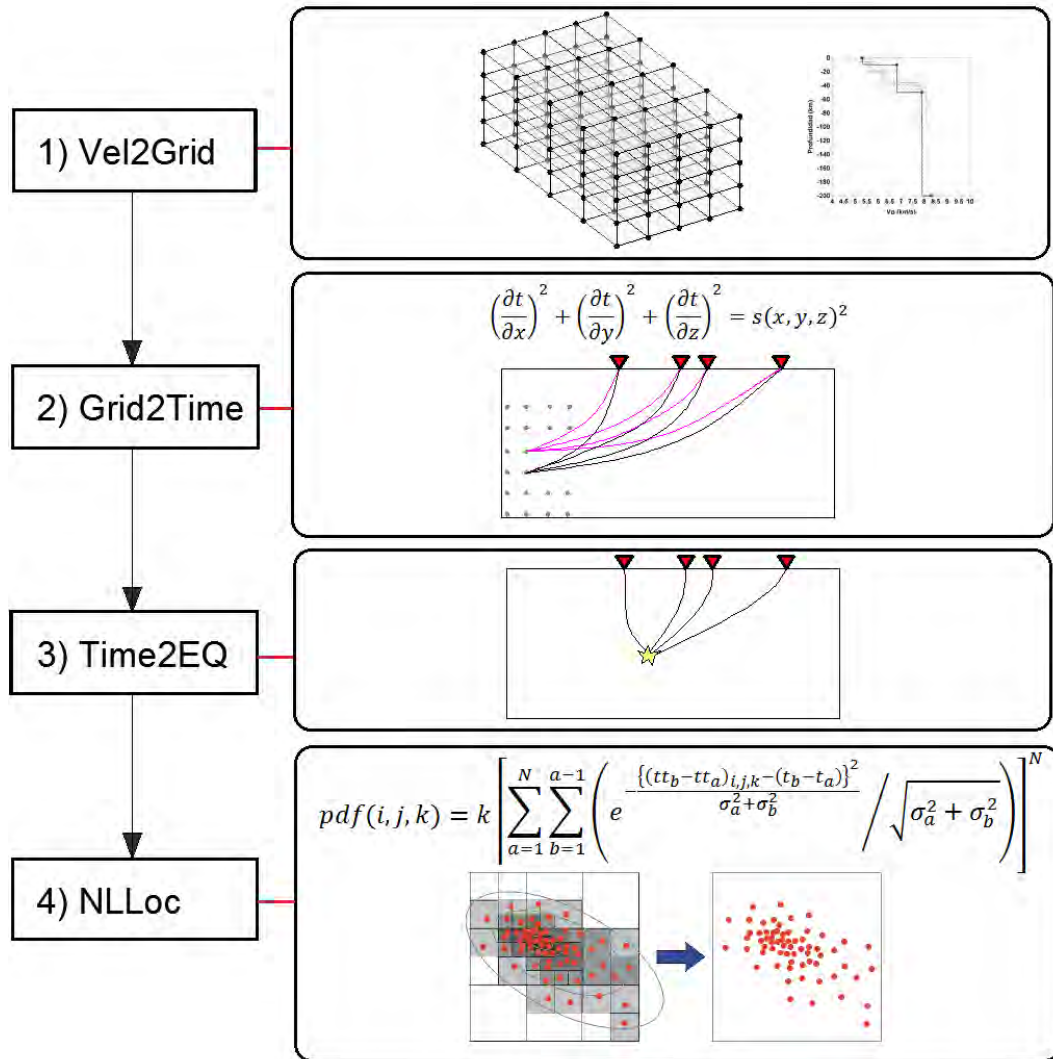


Figura A.3: Secuencia de ejecución del NonLinLoc

- 1) Módulo Vel2Grid.- Crea un modelo de cuadrículas 3D a partir de una descripción de un modelo de velocidades 1D. También es posible usar modelos de velocidad 2D y 3D.
- 2) Módulo Grid2Time.- Dado un modelo de cuadrículas 3D y una red sísmica, calcula los tiempos de viaje de cada punto dentro de la cuadrícula 3D a todas las estaciones de la red sísmica, a este conjunto de valores le denominaremos como campo de tiempo. La teoría aplicada para el cálculo de los tiempos de viaje proviene de la solución de la ecuación Eikonal y su resolución por diferencias finitas centrales expuesta detalladamente en la sección 3.2 para el cálculo de los primeros tiempos de llegada.
- 3) Opcionalmente también calcula los ángulos de lanzamiento (take-off) dentro de la cuadrícula 3D.
- 4) Módulo Time2EQ (simulador numérico).- Dada la ubicación de un hipocentro sintético y el campo de tiempo calcula las observaciones sintéticas de las estaciones sísmicas.
- 5) Módulo NLLoc.- Determina la ubicación para uno o más eventos dentro de una cuadrícula 3D usando un método sistemático de búsqueda grid-search,

estocástico, Metrópolis Gibbs, o el híbrido Oct-Tree. La función de ajuste será la función pdf propuesta en la ecuación 3.35 o una variante de ella.

- 6) Módulo Voronoi (implementado por el autor de la presente investigación).- Crea una semilla a través de un polígono de Thiessen para iniciar el proceso de búsqueda del hipocentro. Esta herramienta de optimización sumada a la del Octree (muestreo por importancia) permitirá reducir considerablemente el tiempo de cálculo de los parámetros del hipocentro.

Documentación de los Comandos Creados para el NonLinLoc

1. Comandos Genéricos del Control de Archivo

Los diversos programas del NonLinLoc usan la misma sintaxis del archivo de control y comparten algunas sentencias de control genéricas. Las sentencias de control del NonLinLoc para este proyecto son combinadas en un archivo de tal forma que no existan conflictos. En otras palabras, esto resulta en un script de comandos que de otra manera resultaría tedioso realizarlo directamente en el terminal de Linux para seguir la metodología línea a línea una y otra vez. A continuación se describen cada una de las sentencias que pueden ser incluidas en este archivo:

INCLUDE	Opcional: Sí Repetible: Sí
Inserta texto de otro archivo en la posición actual del archivo de control. Sintaxis: INCLUDE includeFile <i>includeFile</i> (tipo cadena) es una variable que indica la ruta y el nombre del archivo a incluir.	
CONTROL	Opcional: Sí Repetible: No
Establece varios parámetros generales de control. Sintaxis: CONTROL messageFlag randomNumberSeed <i>messageFlag</i> (tipo entero): Establece el nivel de verbosidad para los mensajes impresos en el terminal (-1: completamente silente, 0: sólo mensajes de error, 1: alto nivel de advertencias y mensajes de progreso, 2: ...)	
TRANS	Opcional: No Repetible: No
Establece los parámetros de transformación de coordenadas. La opción GLOBAL establece el modo esférico para redes sismológicas regionales o telesísmicas sin transformación geográfica. Las opciones SIMPLE, SDC y LAMBERT realizan transformaciones de coordenadas geográficas en un sistema rectangular cartesiano. Sintaxis 1: TRANS GLOBAL Sintaxis 2: TRANS SIMPLE LatOrig LongOrig rotAngle Sintaxis 3: TRANS NONE Sintaxis 4: TRANS SDC latOrig LongOrig rotAngle Sintaxis 5: TRANS LAMBERT refEllipsoid latOrig longOrig firstStdParal secondStdParal rotAngle <i>latOrig</i> (tipo flotante, mín:-90, máx:90): latitud en grados del origen de coordenadas rectangular.	

longOrig(tipo flotante, mín:-180, máx:180): longitud en grados del origen de coordenadas rectangular.

rotAngle(tipo flotante, mín:-360, máx:360): ángulo de rotación en sentido horario del norte geográfico en grados respecto del eje Y del sistema de coordenadas rectangular.

refEllipsoid (selección: WGS-84 GRS-80 WGS-72 Australian Krasovsky International Hayford-1909 Clarke-1880 Clarke-1866 Airy Bessel Hayford-1830 Sphere): nombre del elipsoide de referencia.

firstStdParal secondStdParal (tipo flotantes, mín:-90.0, máx:90.0): primer y segundo paralelo estándar (meridianos) en grados decimales.

rotAngle (tipo flotante, mín:-360.0, máx:360.0): ángulo de rotación en sentido horario del norte geográfico relativo al eje Y del sistema de coordenadas rectangular.

2. Módulo Vel2Grid

Dentro del módulo Vel2Grid existen una serie de comandos que pueden ser invocados, cuyos nombres van precedidos por VG y son descritos a continuación con sus respectivos parámetros:

VGOUT	Opcional: No Repetible: No
Especifica la ruta y nombre de archivo (sin extensión) para la salida de la cuadrícula de velocidad.	
Sintaxis: VGOUT fileRoot	
<i>fileRoot</i> (tipo Cadena): ruta completa o relativa y nombre del archivo (sin extensión) para la salida.	
VGTYPE	Opcional: No Repetible: Sí
Especifica el tipo de onda física para una cuadrícula de velocidad.	
Sintaxis: VGTYPE waveType	
<i>waveType</i> (opción: P S): tipo de onda	
VGGRID	Opcional: No Repetible: No
Especifica el tamaño y tipo de cuadrícula de velocidad 3D.	
Sintaxis: VGGRID xNum yNum zNum xOrig yOrig zOrig dx dy dz gridType	
<i>xNum</i> , <i>yNum</i> , <i>zNum</i> (tipo entero, mín:2): número de nodos de cuadrícula en las direcciones x, y, z.	
<i>xOrig</i> , <i>yOrig</i> , <i>zOrig</i> (tipo flotante): ubicación x, y, z de la ubicación del origen en kilómetros relativo al origen geográfico.	
<i>dx</i> , <i>dy</i> , <i>dz</i> (tipo flotante): espaciamiento de los nodos de la cuadrícula en kilómetros a lo	

largo de los ejes x, y, z.	
<i>gridType</i> (opción: VELOCITY VELOCITY_METERS SLOWNESS VEL2 SLOW2 SLOW_2_METERS SLOW_LEN): cantidad física a almacenar en la cuadrícula (VELOCITY = km/s, VELOCITY_METERS = m/s, SLOWNESS = s/km, VEL2 = vel ² , SLOW2 = (s/km) ² , SLOW_2_METERS = slow ² ((s/m) ²), SLOW_LEN = slow*dx (sec)).	
LAYER	Opcional: Sí Repetible: Sí
Especifica una capa de velocidad constante o con gradiente.	
Sintaxis: LAYER depth VpTop VpGrad VsTop VsGrad rhoTop rhoGrad	
<i>depth</i> (tipo flotante): profundidad para la parte superior de la capa (usar valores negativos para capas encima de z=0)	
<i>VpTop VsTop rhoTop</i> (tipo flotante): velocidad P y velocidad S en km/s y densidad en kg/m ³ /km en la parte superior de la capa.	
<i>VpGrad VsGrad rhoGrad</i> (tipo flotante): gradientes lineales de velocidad P y S en km/s/km y gradiente de densidad en kg/m ³ /km incrementándose directamente hacia abajo a partir de la parte superior de la capa.	

3. Módulo Grid2Time

Este grupo de comandos se deberá combinar adecuadamente para generar un modelo de velocidad o lentitud de acuerdo a las necesidades del integrador del proyecto.

GTFILES	Opcional: No Repetible: No
Especifica la ruta y nombre de archivo (sin extensión) y el identificador de tipo de onda para la entrada de la cuadrícula de velocidad y salidas de cuadrículas de tiempo.	
Sintaxis: GTFILES ttimeFileRoot outputFileRoot waveType iSwapBytesOnInput	
<i>ttimeFileRoot</i> (tipo cadena): ruta completa o relativa y nombre sin extensión para la entrada de la cuadrícula de velocidad (generado por el módulo Vel2Grid)	
<i>outputFileRoot</i> (tipo cadena): ruta completa o relativa y nombre sin extensión para la salida de las cuadrículas de tiempo de viaje y ángulos de despegue (take-off)	
<i>waveType</i> (opción: P S): tipo de onda.	
<i>iSwapBytesOnInput</i> (tipo entero, mín:0, máx:1, defecto:0): indicador de tipo bandera que indica si bytes altos y bajos del archivo de cuadrícula de velocidad deben ser cambiados.	
GTMODE	Opcional: No Repetible: No
Especifica varios modos de ejecución del programa.	
Sintaxis: GTMODE gridMode angleMode	

<i>gridMode</i> (opción: GRID3D GRID2D): tipo de cuadrícula (GRID3D para una cuadrícula $N_x*N_y*N_z$ o GRID2D para una cuadrícula $2*N_y*N_z$)	
<i>angleMode</i> (opción: ANGLE_YES ANGLE_NO): establece si los ángulo de despegue (take-off) serán calculados y una cuadrícula de ángulos es la salida.	
GTSRCE	Opcional: No Repetible: No
Especifica una ubicación de fuente sísmica. Una cuadrícula de tiempos y una cuadrícula de ángulos (si es requerido) será generada para cada fuente.	
<i>Sintaxis 1: GTSRCE label XYZ xSrce ySrce zSrce elev</i>	
<i>Sintaxis 2: GTSRCE label LATLON latSrce longSrce zSrce elev</i>	
<i>Sintaxis 3: GTSRCE label LATLONDM latDegSrce latMinSrce latDir longDegSrce longMinSrce longDir zSrce elev</i>	
<i>Sintaxis 4: GTSRCE label LATLONDS latDegSrce latMinSrce latSecSrce latDir longDegSrce longMinSrce longSecSrce longDir zSrce elev</i>	
<i>label</i> (tipo cadena): etiqueta de la fuente (por ejemplo: un código de estación ABC)	
<i>xSrce ySrce</i> (tipo flotante): posiciones x, y relativos al origen geográfico en kilómetros para la fuente.	
<i>zSrce</i> (tipo flotante): posición z de la cuadrícula (profundidad, positivo hacia abajo) en kilómetros para la fuente.	
<i>elev</i> (tipo flotante): elevación encima de la posición z de la cuadrícula (positiva hacia arriba) en kilómetros para la fuente.	
<i>latSrce</i> (tipo flotante, mín:-90, máx:90): latitud en grados para la fuente (posición=Norte)	
<i>longSrce</i> (tipo flotante, mín:-180, máx=180): longitud en grados para la fuente (posición=Este)	
<i>latDegSrce latMinSrce latSecSrce</i> (tipo flotante): latitud en grados, minutos y segundos para la fuente.	
<i>longDegSrce longMinSrce longSecSrce</i> (tipo flotante): longitud en grados, minutos y segundos para la fuente.	
<i>latDir</i> (opción: N S): dirección geográfica	
<i>longDir</i> (opción: W E): dirección geográfica	
GT_PLFD	Opcional: No Repetible: No
Seleccione el método de diferencias finitas de Podvin y Lecomte y especifica los parámetros del método.	
<i>Sintaxis: GT_PLFD hs_eps_init message_flag</i>	
<i>hs_eps_init</i> (tipo flotante, mín:0.0): fracción (típicamente 1.0E-3) que define la tolerancia de la inhomogeneidad del modelo para la inicialización exacta. Una tolerancia mayor que 0.01 potencialmente generará errores mayores que aquellos envueltos por el esquema de	

diferencias finitas sin alguna inicialización exacta.

Message_flag (tipo entero, mín:0, máx:2): bandera de mensaje (0: silente, 1: pocos mensajes, 2:verboso)

4. Módulo Time2EQ

Este módulo resulta importante en la presente investigación porque permite simular los tiempos de observación de la red sísmica con acceso en tiempo real propuesta para hacer las pruebas en modo *offline*.

EQFILES	Opcional: No Repetible: No
Especifica la ruta y nombre de archivo (sin extensión) para la entrada de las cuadrículas de tiempo, y la ruta y nombre de archivo para el archivo de salida de fase/observación.	
Sintaxis: EQFILES <i>ttimeFileRoot outputFileName</i>	
<i>ttimeFileRoot</i> (tipo cadena): ruta completa o relativa y nombre sin extensión para la entrada de las cuadrículas de tiempo (generado por el módulo Grid2Time)	
<i>outputFileName</i> (tipo cadena): ruta completa o relativa y nombre para el archivo de salida fase/observación	
EQEVENT	Opcional: No Repetible: No
Parámetros del hipocentro.	
Sintaxis: EQEVENT <i>label xEvent yEvent zEvent originSeconds</i>	
<i>label</i> (tipo cadena): etiqueta de identificación del evento.	
<i>xEvent yEvent zEvent</i> (tipo flotante): coordenadas de cuadrícula x, y, z del hipocentro.	
<i>originSeconds</i> (tipo flotante): tiempo de origen en segundos.	
EQSTA	Opcional: No Repetible: Sí
Especifica una estación, fase y error del tiempo a usar para generar una lectura sintética de fase.	
Sintaxis: EQSTA <i>label phase errorType error errorReportType errorReport probActive</i>	
<i>label</i> (tipo cadena): etiqueta de estación (por ejemplo un código de estación ABC)	
<i>phase</i> (tipo cadena): tipo de fase (por ejemplo P o S)	
<i>errorType</i> (opción GAU BOX FIX NONE): tipo de error de tiempo calculado aleatoriamente (GAU para desviación normal con media cero y varianza = error, o BOX para desviación boxcar con media cero y ancho=2*error, o FIX para un error estático = error, o NONE para un error estático = 0)	
<i>error</i> (tipo flotante): magnitud del error en segundos.	

<p><i>errorReportType</i> (opción: GAU): tipo de error del tiempo a escribir al archivo de salida de observación de fase.</p> <p><i>errorReport</i> (tipo flotante): magnitud del error en segundos a escribir en el archivo de salida de observación de fase.</p> <p><i>probActive</i> (tipo flotante, defecto:1.0): probabilidad (0-1) que un tiempo para esta fase de estación debe ser creado.</p>	
EQSRCE	Opcional: Sí Repetible: Sí
<p>Especifica una ubicación de archivo, el cual puede estar en cuatro formatos: XYZ (coordenadas rectangulares de cuadrícula), LATLON (grados para latitud/longitud), LATLONDM (grados+minutos con decimales para la latitud y longitud) y LATLONDS (grados+minutos+segundos con decimales para latitud y longitud)</p> <p>Sintaxis 1: EQSRCE label XYZ xSrce ySrce zSrce elev Sintaxis 2: EQSRCE label LATLON latSrce longSrce zSrce elev Sintaxis 3: EQSRCE label LATLONDM latDegSrce latMinSrce latDir longDegSrce longMinSrce longDir zSrce elev Sintaxis 4: EQSRCE label LATLONDS latDegSrce latMinSrce latSecSrce latDir longDegSrce longMinSrce longSecSrce longDir zSrce elev</p> <p><i>label</i> (tipo cadena): etiqueta de la fuente (por ejemplo ABC)</p> <p><i>xSrce ySrce</i> (tipo flotante): posición de cuadrícula x, y relativas al origen geográfico en kilómetros para la fuente.</p> <p><i>zSrce</i> (tipo flotante): posición de cuadrícula z (profundidad, positiva hacia abajo) en kilómetros para la fuente.</p> <p><i>latSrce</i> (tipo flotante): latitud en grados con decimales para la fuente (pos = Norte)</p> <p><i>longSrce</i> (tipo flotante): latitud en grados con decimales para la fuente (pos = Este)</p> <p><i>latDegSrce latMinSrce latSecSrce</i> (tipo flotante): latitud en grados, minutos y segundos para la fuente.</p> <p><i>longDegSrce longMinSrce longSecSrce</i> (tipo flotante): longitud en grados, minutos y segundos para la fuente.</p> <p><i>latDir</i> (opción: N S): dirección geográfica.</p> <p><i>longDir</i> (opción: W E): dirección geográfica.</p>	
EQMODE	Opcional: Sí Repetible: No
<p>Seleccione el cálculo de los tiempos de una sola fuente a múltiples estaciones, o de múltiples fuentes a una sola estación. Las etiquetas de fase en el archivo de salida de observación de fase son establecidas a las etiquetas de estación o a las etiquetas de fuente, dependiendo del modo.</p> <p>Sintaxis: EQMODE mode</p>	

<i>mode</i> (opción: SRCE_TO_STA STA_TO_SRCE, por defecto: SRCE_TO_STA): SRCE_TO_STA para una fuente a múltiples estaciones o STA_TO_SRCE para una estación a múltiples fuentes.	
EQQUAL2ERR	Opcional: No Repetible: No
Especifica el mapeo del error para la calidad del recojo de fase en formato de archivo de Hypo71 (el cual no incluye incertidumbres de tiempo) (es decir, incertidumbres de tiempo en segundos (por ejemplo, 0.01 o 0.5) a calidad 0, 1, 2, 3 o 4)	
Sintaxis: EQQUAL2ERR Err0,	
<i>Err0 ... ErrN</i> (tipo flotante, mín:0.0): un valor de incertidumbre de tiempo para cada nivel de calidad que puede ser la salida al archivo de observación de fases. Los errores sintéticos menores o iguales al primer valor Err0 son salidas con calidad 0, menores o iguales que el segundo son salidas con 1, etc.	
EQVPVS	Opcional: Sí Repetible: No
Especifica la relación de la velocidad P y S para calcular los tiempos de viaje de la fase S.	
Sintaxis: EQVPVS VpVsRatio	
<i>VpVsRatio</i> (tipo flotante): relación de velocidad P y S. Si $VpVsRatio > 0.0$ entonces sólo las cuadrículas de tiempos de viaje de la fase P serán leídas y $VpVsRatio$ será usada para calcular los tiempos de viaje de la fase S. Si $VpVsRatio < 0.0$ entonces las cuadrículas de tiempos de viaje de la fase S serán usadas.	

5. Módulo NLLoc

Este módulo permite acceso a las herramientas de optimización más importantes de la presente investigación y que son únicas en su género ya que no pueden ser encontradas en programas comerciales como MATLAB o Mathematica y que resultan en hitos del estado del arte en el área de optimización.

LOGSIG	Opcional: Sí Repetible: No
Identificación de un individuo, institución u otra entidad a ser escrita en algunos archivos de salida.	
Sintaxis: LOGSIG signature	
<i>signature</i> (línea): texto de firma.	
LOCCOM	Opcional: Sí Repetible: No
Comentario acerca de las corridas de la ubicación escrito en algunos archivos de salida.	
Sintaxis: LOCCOM comment	
<i>comment</i> (línea): texto de comentario.	
LOCFILES	Opcional: No Repetible: No

Especifica el nombre de archivo y el directorio para los archivos de observación de fases, y los nombres de ruta de archivo (sin extensión) para los archivos de entrada y salida de las cuadrículas de tiempo.

Sintaxis: *LOCFILES obsFiles obsFileType ttimeFileRoot outputFileRoot iSwapBytes*

obsFiles (tipo cadena): ruta completa o relativa y nombre para los archivos de observación de fases.

obsFileType (opción NLLOC_OBS HYPO71 HYPOELLIPSE NEIC CSEM_ALERT SIMULPS HYPOCENTER HYPODD SEISAN NORDIC NCSN_Y2K_5 NCEDC_UCB ETH_LOC RENASS_WWW RENASS_DEP INGV_BOLL INGV_BOLL_LOCAL INGV_ARCH): tipo de formato para los archivos de observación de fase.

ttimeFileRoot (tipo cadena): ruta completa o relativa y nombre raíz de archivo (sin extensión) para la entrada de cuadrículas de tiempo (generado por Grid2Time, edu.sc.seis.TauP.TauP_Table_NLL, u otro software)

outputFileRoot (tipo cadena): ruta completa o relativa y nombre raíz de archivo (sin extensión) para los archivos de salida.

iSwapBytes (tipo entero, mín:0, máx:1, defecto:0): bandera que indica si bytes altos y bajos de archivos de entrada de cuadrículas de tiempo deberán ser intercambiados. Permite leer las cuadrículas de tiempo de viaje desde diferentes arquitecturas de computadoras durante el modo de ubicación TRANS GLOBAL.

LOCHYPOUT

Opcional: Sí
Repetible: No

Especifica los tipos de archivos a ser usados para la salida.

Sintaxis: *LOCHYPOUT fileType1*

fileType1 ... fileTypeN (opción: SAVE_NLLOC_ALL SAVE_NLLOC_SUM NLLOC_FORMAT_VER_2 FILENAME_DEC_SEC SAVE_HYPOELL_ALL SAVE_HYPOELL_SUM SAVE_HYPO71_ALL SAVE_HYPO71_SUM SAVE_HYPOINV_SUM SAVE_HYPOINVERSE_Y2000_ARC SAVE_NLLOC_OCTREE, default:SAVE_NLLOC_ALL SAVE_HYPOINVERSE_Y2000_ARC): tipos de formatos de archivo que pueden ser usados como salida.

LOCSEARCH

Opcional: No
Repetible: No

Especifica el tipo de búsqueda y los parámetros de búsqueda. Los posibles tipos de búsqueda son GRID (búsqueda en cuadrículas), MET (metropolis), y OCT (Octtree).

Sintaxis 1: *LOCSEARCH GRID numSamplesDraw*

Sintaxis 2: *LOCSEARCH MET numSamples numLearn numEquil numBeginSave numSkip stepInit stepMin stepFact probMin*

Sintaxis 3: *LOCSEARCH OCT initNumCells_x initNumCells_y initNumCells_z minNodeSize maxNumNodes numScatter useStationsDensity stopOnMinNodeSize*

numSamplesDraw (tipo entero): especifica el número de muestras de dispersión a dibujar

a partir de cada cuadrícula PDF almacenada (por ejemplo, con `gridType=PROB_DENSITY` y `saveFlag=SAVE`). Ninguna de las muestras será dibujada si `saveFlag<0`.

numSamples (tipo entero, mín:0): número total de muestras aceptadas a obtener.

numLearn (tipo entero, mín:0): número de muestras aceptadas para la etapa de aprendizaje de la búsqueda.

numEquil (tipo entero, mín:0): número de muestras aceptadas para la etapa de equilibrio de la búsqueda.

numBeginSave (tipo entero, mín:0): número de muestras aceptadas después de comenzar a guardar el escenario de la búsqueda, denota el fin de la etapa equilibrio.

numSkip (tipo entero, mín:1): número de muestras aceptadas a saltar entre guardados (`numskip:1` guarda cada muestra aceptada)

stepInit (tipo flotante): tamaño inicial del paso en kilómetros para la etapa de aprendizaje (`stepInit<0.0` brinda la selección automática del tamaño de paso. Si la búsqueda toma demasiado tiempo, el tamaño inicial del paso puede ser muy grande; esto puede ser el caso si la región de búsqueda es muy grande respecto al volumen de la región de alta confianza para las ubicaciones)

stepMin (tipo flotante, mín:0.0): mínimo tamaño de paso permitido durante cualquier escenario de búsqueda (este parámetro no debe ser crítico, asígnesele un valor bajo)

stepFact (tipo flotante, mín:0.0): factor de escala del tamaño de paso durante la etapa de equilibrio (pruebe un valor de 8.0 para empezar)

probMin (tipo flotante): valor mínimo de la máxima probabilidad que deberá ser encontrada por el fin de la etapa de aprendizaje. Si este valor no es alcanzado entonces se abortará la búsqueda.

initNumCells_x initNumCells_y initNumCells_z (tipo entero): número inicial de las celdas octree en las direcciones x, y, z.

minNodeSize (tipo flotante): longitud a procesar más pequeña del lado del nodo octree, la búsqueda octree es finalizada después de que es generada un nodo con un lado más pequeño que esta longitud.

maxNumNodes (tipo entero): número total de nodos a procesar.

numScatter (tipo entero): número a dibujar de muestras de esparcimiento a partir de los resultados del octree.

useStationsDensity (tipo entero, mín:0, máx:1, defecto:0): bandera, si es 1 los valores de pesos de las celdas de probabilidad octree son usados para subdividir la decisión en proporción al número de estaciones en la celda octree; brinda una alta prioridad de búsqueda a las celdas que contienen estaciones, establece la convergencia a eventos locales cuando se usa la búsqueda global con grupo denso de estaciones locales.

stopOnMinNodeSize (tipo entero, mín:0, máx:1, defacto:1): bandera, si es 1 la búsqueda se detendrá cuando el primer `min_size_node` sea alcanzado, si es 0 la subdivisión se

detendrá en una celda dada cuando se alcance <code>min_node_size</code> .	
LOCMETH	Opcional: No Repetible: No
Especifica el método de ubicación (algoritmo) y sus parámetros.	
<p>Sintaxis 1: <i>LOCMETH method maxDistStaGrid minNumberPhases maxNumberPhases minNumberSphases VpVsRatio maxNum3DGridMemory</i></p> <p><i>method</i> (opción: GAU_ANALYTIC EDT EDT_OT_WT EDT_OT_WT_ML): método de ubicación (GAU_ANALYTIC = el enfoque de Tarantola & Valette (1982) con función de probabilidad L2-RMS. EDT = función de densidad de probabilidad de igual diferencia de tiempos moldeado en el enfoque de inversión de Tarantola y Valette (1982). EDT_OT_WT = suma EDT de probabilidades ponderadas por la variación de los estimados del tiempo de origen sobre todos los pares de lecturas. Esto reduce la probabilidad (valores PDF) en puntos con inconsistentes estimaciones de del tiempo de origen, y conduce a ubicaciones PDF más compactos. EDT_OT_WT_ML = versión de EDT_OT_WT con ponderación aplicado EDT del tiempo de origen usando una búsqueda en cuadrícula, estimación de máxima probabilidad del tiempo de origen. Menos eficiente que EDT_OT_WT el cual usa una estimación estadística sencilla del tiempo de origen.</p> <p><i>maxDistStaGrid</i> (tipo flotante): máxima distancia en km entre una estación y el centro de la cuadrícula de búsqueda inicial; fases de las estaciones más allá de esta distancia no será usada para la ubicación del evento.</p> <p><i>minNumberPhases</i> (tipo entero): mínimo número de fases que deben ser aceptadas antes que el evento sea ubicado.</p> <p><i>maxNumberPhases</i> (tipo entero): máximo número de fases aceptadas que serán usadas para la ubicación del evento; sólo las primeras <i>maxNumberPhases</i> leídas del archivo de observaciones de fase serán usadas para la ubicación.</p> <p><i>VpVsRatio</i> (tipo flotante): relación de la velocidad P y S. Si <i>VpVsRatio</i>>0.0 entonces sólo las cuadrículas de los tiempos de viaje de la fase P serán leídas y <i>VpVsRatio</i> será usado para calcular los tiempos de viaje de la fase S. Si <i>VpVsRatio</i><0.0 entonces las cuadrículas de tiempos de viaje de la fase S serán usadas.</p> <p><i>maxNum3DGridMemory</i> (tipo entero): máximo número de cuadrículas de tiempos de viaje 3D a intentar leer en la memoria para la búsqueda Metropolis Gibbs. Esto ayuda a evitar que se produzca el consumo de tiempo de intercambio de memoria si el tamaño total de las cuadrículas leídas excede la memoria real de la computadora. Las cuadrículas 3D que no están en la memoria se leen directamente del disco. Si <i>maxNum3DGridMemory</i><0 entonces NLLoc intentará leer todas las cuadrículas de la memoria.</p>	
LOCGAU	Opcional: No Repetible: No
Especifica los parámetros de modelización del error Gaussiano para las covarianzas <i>covarianza_{ij}</i> entre las estaciones i y j usando la relación de Tarantola y Valette de 1982: $covarianza_{ij} = \text{SigmaTime}^2 \cdot \exp(-0.5 \cdot \text{Dist}_{ij}^2 / \text{CorrLen}^2)$ donde <i>Dist</i> es la distancia en km entre las estaciones i y j.	
Sintaxis: <i>LOCGAU SigmaTime CorrLen</i>	

<p><i>SigmaTime</i> (tipo flotante, mín:0.0): erro típico en segundos por tiempo de viaje a una estación debido a errores del modelo.</p> <p><i>Corrlen</i> (tipo flotante, mín:0.0): longitud de correlación que controla la covarianza entre dos estaciones. Es decir, puede estar relacionado a la longitud de escala característico del medio si las variaciones en esta escala no están incluidas en el modelo de velocidad.</p>	
<p>LOGGAU2</p>	<p>Opcional: No Repetible: Sí</p>
<p>Especifica los parámetros para la modelización del error dependiente del tiempo de viaje. Establece el error del tiempo de viaje en proporción al tiempo de viaje, en consecuencia brinda efectivamente el peso de distancia de estación. Esto es importante con errores de modelos de velocidad, ya que estaciones más cercanas usualmente tendrán menos errores absolutos que las estaciones más lejanas, y en general esto es realmente más correcto que el error de tiempo de viaje sea un porcentaje de del tiempo de viaje. Preliminarmente los resultados usando LOGGAU2 indican que esta manera de establecer los errores de tiempos de viaje brinda una mejora en la determinación del hipocentro.</p> <p>Sintaxis: LOGGAU2 SigmaTfraction SigmaTmin SigmaTmax</p> <p><i>SigmaTfraction</i> (tipo flotante, mín:0.0, máx:1.0): fracción del tiempo de viaje a ser usada como error.</p> <p><i>SigmaTmin</i> (tipo flotante, mín:0.0): mínimo error de tiempo de viaje en segundos.</p> <p><i>SigmaTmax</i> (tipo flotante, mín:0.0): máximo error de tiempo de viaje en segundos.</p>	
<p>LOCPHASEID</p>	<p>Opcional: Sí Repetible: Sí</p>
<p>Especifica el mapeo de los códigos de fase en el archivo de observación de fases (por ejemplo pg o Sn) para estandarizar los códigos de fase (P o S).</p> <p>Sintaxis: LOCPHASEID stdPhase phaseCode1</p> <p>stdPhase (tipo cadena): código de fase estandarizado (usado para generar los nombres de archivos de cuadrículas de tiempo)</p> <p>phaseCode1 ... phaseCodeN (tipo cadena): uno o más códigos de fase que pueden ser presentados en un archivo de observación de fases que deberá ser mapeado al stdPhase.</p>	
<p>LOCQUALE2RR</p>	<p>Opcional: No Repetible: No</p>
<p>Especifica la calidad del mapeo del recojo de fases del archivo de observación de fases (por ejemplo, 0, 1, 2, 3 o 4) a incertidumbres de tiempo en segundos (por ejemplo, 0.01, 0.5).</p> <p>Sintaxis: LOCQUAL2ERR Err0</p> <p><i>Err0 ... ErrN</i> (tipo flotante, mín:0.0): un valor de incertidumbre de tiempo para cada nivel de calidad que puede ser usado en un archivo de observación de fases. El primer valor Err0 es asignado a registros con calidad 0, el segundo a registros con calidad 1, etc.</p>	
<p>LOCGRID</p>	<p>Opcional: No Repetible: Sí</p>
<p>Especifica el tamaño y otros parámetros de una inicial cuadrícula de búsqueda anidada 3D.</p>	

Sintaxis: *LOCGRID xNum yNum zNum xOrig yOrig zOrig dx dy dz gridType saveFlag*

xNum yNum zNum (tipo entero, mín:2): número de nodos de cuadrículas en las direcciones x,y,z.

xOrig yOrig zOrig (tipo flotante): ubicación x, y, z del origen de la cuadrícula en km relativo al origen geográfico. Use un valor negativo grande (por ejemplo: -1.0e30) para indicar el posicionamiento automático de cuadrícula a lo largo de la dirección correspondiente (válido solo para cuadrículas anidadas, no puede ser usado para la cuadrícula inicial).

dx dy dz (tipo flotante): espaciamiento del nodo de cuadrícula en km a lo largo de los ejes x, y, z.

gridType (opción: MISFIT PROB_DENSITY): cantidad estadística a calcular en la cuadrícula.

saveFlag (opción: SAVE NO_SAVE): especifica si los resultados de la búsqueda sobre esta cuadrícula deberá ser guardado en disco.

2. Programa determinístico para el cálculo de hipocentros (Hypo71)

Hypo71 es un programa desarrollado en FORTRAN que permite determinar los parámetros del hipocentro, magnitud, y el primer patrón de movimiento de terremotos locales, y su primera versión data del año 1971. Este es quizás el primer programa de ubicación de terremotos que haya alcanzado un uso a nivel mundial y debido a su gran aceptación (incluso del IGP) será usado como punto de referencia en la validación de las metodologías probabilísticas.

Pese a que Geiger (1912) introdujo un procedimiento de ubicación de terremoto basado en mínimos cuadrados en 1910, este no fue un procedimiento práctico hasta que el uso de las computadoras digitales se hizo común en 1960. A los comienzos de los 60s, muchos sismólogos alrededor del mundo escribieron programas de ubicación de terremotos basados en el método de Geiger, tales como HYPOLAR, el cual incluyó un listado de su código fuente. Para facilitar el procesamiento rutinario de datos de una gran red sísmica regional, el programa HYPO71 fue escrito con énfasis en una sencilla interfaz de usuario de procesamiento por lotes. El manual de HYPO71 está indicado en la referencia [27] y corresponde a la última revisión del autor de este programa.

Apéndice B

Modelo de Velocidad

Un modelo mínimo de velocidad 1D considera la distribución de velocidades de las ondas en una aproximación del interior de la corteza a través de estratos. Para el Perú no existen modelos de velocidad 1D experimentales que permitan conocer la variación de la velocidad de las ondas sísmicas en función de la profundidad (gradiente de velocidad) o en el caso de la zona de subducción de un modelo de velocidad 2D que represente de forma más precisa la variación de velocidades en el encuentro de la placa de Nazca y Continental. Para las regiones Centro y Sur del Perú, solo se cuenta con modelos de velocidad a escala regional [3], siendo estos propuestos de acuerdo a los autores de la siguiente tabla:

Autor	Año	Escala	Especificación
James	1971	Regional	Es determinado a partir de las características de las ondas Rayleigh y Love y ha sido usado en el estudio de la sismicidad local en la Región Central del Perú.
Ocola y Meyer	1973	Regional	Obtenido a partir de estudios de refracción sísmica.
Grange	1984	Regional	Fue obtenido a partir de estudios de tomografía sísmica y utilizado por el mismo autor en el estudio de la sismicidad registrada por una red regional en el Sur del Perú.
Dorbath	1991	Regional	Realizó algunas modificaciones del modelo de velocidad propuesto por Grange a fin de usarlo en el estudio de la sismicidad local ocurrida en la Región Central del Perú.
Woollard	1975	Regional	Creado para el borde Oeste de la Región Central del Perú a partir de estudios de reflexión sísmica.

A escala local no existen modelos de velocidad, de ahí que muchos autores adopten el criterio de evaluar los resultados que se podrían obtener en el cálculo hipocentral utilizando los modelos antes mencionados y así, después de realizar ligeras modificaciones en cuanto al número de capas o variaciones en la velocidad de la onda P, escoger el modelo que permita obtener errores mínimos en los valores de los parámetros hipocentrales del sismo.

Finalmente, cabe mencionar que los programas de localización hipocentral requieren de un modelo de corteza en la cual se pueda controlar la variación de velocidad de las ondas sísmicas en función de la profundidad. Estos modelos de corteza dependerán de la geometría de la red sísmica y de su cobertura.

James		Grange		Dorbath		Woollard	
Vp (km/s)	Prof. (km)	Vp (km/s)	Prof. (km)	Vp (km/s)	Prof. (km)	Vp (km/s)	Prof. (km)
5.5	0.0	5.5	0.0	5.2	0.0	4.5	0.0
6.0	5.0	6.0	5.0	6.2	15.0	5.8	1.0
6.6	25.0	6.8	30.0	6.8	30.0	6.3	3.5
7.9	60.0	8.0	50.0	8.0	50.0	7.5	22.0
8.0	100.0					8.0	30.0

Apéndice C

Archivo de Control de Rutinas del Programa NonLinLoc

El archivo de control contiene las rutinas que deberá ser ejecutada por los diversos módulos del NonLinLoc.

El comando CONTROL permite sembrar la semilla para el generador de números aleatorios.

El comando TRANS permite realizar la proyección del sistema geográfico a un sistema rectangular. En el caso del presente trabajo se usó el sistema de proyección WGS84 para el huso que contiene a la ciudad de Lima.

Los demás comandos es posible encontrarlos en la referencia del anexo anterior para cada módulo del NonLinLoc.

```
# =====  
# Control de Archivos de los Programas del NonLinLoc  
#  
# =====  
# Sentencias genéricas del archivo de control  
# =====  
  
CONTROL 1 54321  
  
TRANS LAMBERT WGS-84 -14.00 -79.00 -14.10 -10.50 0.0  
  
# =====  
# FIN de Sentencias genéricas del archivo de control  
# =====  
  
# =====  
# Sentencias de Vel2Grid del archivo de control  
# =====  
  
VGOUT ./model/layer  
VGTYPE P  
  
VGGRID 330 380 50 0.0 0.0 -1.0 1.0 1.0 1.0 SLOW_LEN  
  
# -----  
# descripción del modelo de velocidad  
# -----  
  
LAYER 0.0 4.50 0.00 2.53 0.00 2.7 0.0  
LAYER 1.0 5.80 0.00 3.26 0.00 2.7 0.0  
LAYER 3.5 6.30 0.00 3.54 0.00 2.7 0.0  
LAYER 22.0 7.50 0.00 4.21 0.00 2.7 0.0  
LAYER 30.0 8.00 0.00 4.49 0.00 2.7 0.0  
# -----  
  
# =====  
# FIN Sentencias de Vel2Grid del archivo de control  
# =====  
  
# =====
```

```

# Sentencias de Grid2Time del archivo de control
# =====

GTFILES ./model/layer ./time/layer P

GTMODE GRID3D ANGLES_YES

GTSRCE E-01  LATLONDM  10 45.22 S   77 46.03 W   0.0  0.045
GTSRCE E-02  LATLONDM  11 10.98 S   77 32.43 W   0.0  0.159
GTSRCE E-03  LATLONDM  11 35.74 S   77 11.36 W   0.0  0.107
GTSRCE E-04  LATLONDM  12 04.13 S   76 55.13 W   0.0  0.529
GTSRCE E-05  LATLONDM  12 32.55 S   76 41.72 W   0.0  0.133
GTSRCE E-06  LATLONDM  12 54.90 S   76 27.67 W   0.0  0.264
GTSRCE E-07  LATLONDM  13 17.16 S   76 15.54 W   0.0  0.117
GTSRCE E-08  LATLONDM  10 58.26 S   78 13.38 W   0.0 -0.367
GTSRCE E-09  LATLONDM  11 23.75 S   77 59.76 W   0.0 -0.264
GTSRCE E-10  LATLONDM  11 51.11 S   77 39.60 W   0.0 -0.156
GTSRCE E-11  LATLONDM  12 17.63 S   77 23.41 W   0.0 -0.169
GTSRCE E-12  LATLONDM  12 42.06 S   77 06.39 W   0.0 -0.285
GTSRCE E-13  LATLONDM  13 06.87 S   76 53.36 W   0.0 -0.309
GTSRCE E-14  LATLONDM  13 30.46 S   76 39.27 W   0.0 -0.156
GTSRCE E-15  LATLONDM  11 09.60 S   78 39.41 W   0.0 -1.878
GTSRCE E-16  LATLONDM  11 36.84 S   78 25.27 W   0.0 -1.533
GTSRCE E-17  LATLONDM  12 02.94 S   78 08.37 W   0.0 -2.026
GTSRCE E-18  LATLONDM  12 27.84 S   77 52.12 W   0.0 -1.375
GTSRCE E-19  LATLONDM  12 53.99 S   77 32.49 W   0.0 -1.494
GTSRCE E-20  LATLONDM  13 18.13 S   77 18.40 W   0.0 -1.303
GTSRCE E-21  LATLONDM  13 42.12 S   77 04.34 W   0.0 -1.877

GT_PLFD 1.0e-3 0

# =====
# FIN Sentencias de Grid2Time del archivo de control
# =====

# =====
# Sentencias de Time2EQ del archivo de control
# =====

EQFILES ./time/layer ./obs/synth.obs

EQMODE SRCE_TO_STA

EQEVENT EQ001 145.0 170.0 25.0 0.0

EQSTA E-01 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-02 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-03 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-04 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-05 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-06 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-07 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-08 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-09 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-10 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-11 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-12 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-13 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-14 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-15 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-16 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-17 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-18 P GAU 0.1 GAU 0.1

```

```

EQSTA E-19 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-20 P GAU 0.1 GAU 0.1
EQSTA E-21 P GAU 0.1 GAU 0.1

EQVPVS 1.78

EQQUAL2ERR 0.1 0.2 0.4 0.8 99999.9

# =====
# FIN Sentencias de Time2EQ del archivo de control
# =====

# =====
# Sentencias NLoc del archivo de control
# =====
LOCSIG Olger Ugarte Contreras - Postgrado UNI-FIC

LOCCOM 2012 Evento en Lima (NonLinLoc Location)

LOCFILES ./obs/synth.obs NLOC_OBS ./time/layer ./loc/lima

LOCHYPOUT SAVE_NLLOC_ALL SAVE_HYPOINV_SUM

LOCSEARCH OCT 10 10 4 0.01 20000 5000 0 1
#LOCSEARCH GRID 500
#LOCSEARCH MET 10000 1000 4000 5000 5 -1 0.01 8.0 1.0e-10

LOCGRID 80 80 40 100.0 120.0 0.0 1 1 1 PROB_DENSITY SAVE

LOCMETH GAU_ANALYTIC 9999.0 4 -1 -1 1.68 6
#LOCMETH EDT_OT_WT 9999.0 4 -1 -1 1.81 6 -1.0 1

LOGGAU 0.2 0.0

SigmaTmin/SigmaTmax
LOGGAU2 0.01 0.05 2.0

LOCPHASEID P P p

LOCQUAL2ERR 0.05 0.07 0.1 1.0 99999.9

#LOCPHSTAT 9999.0 -1 9999.0 1.0 1.0 9999.9 -9999.9 9999.9

LOCANGLES ANGLES_YES 5

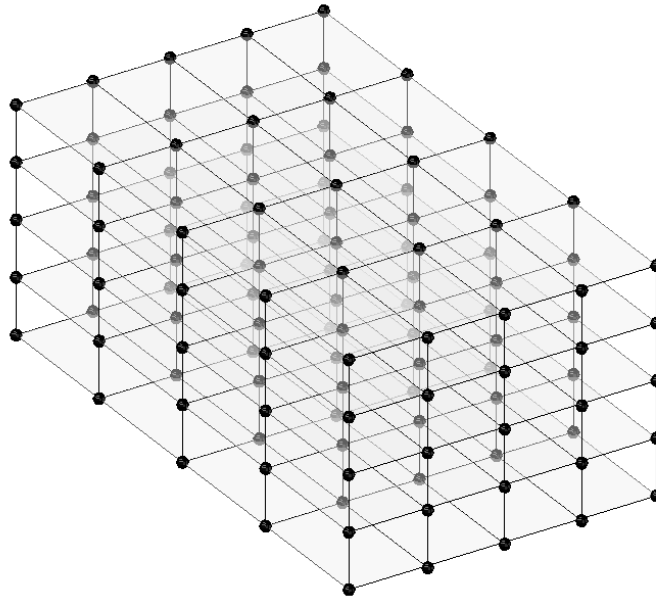
# =====
# FIN Sentencias NLoc del archivo de control
# =====

```

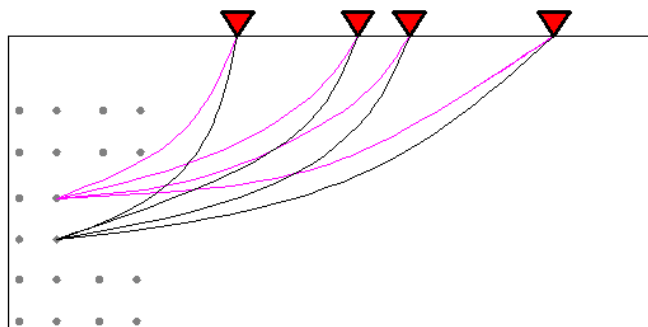
Metodología para el enfoque probabilístico:

A continuación se describe el proceso seguido con el programa NonLinLoc.

1. Primero se realiza la selección del sistema de proyección. En este caso se usa el sistema WGS84 para la zona que abarca la ciudad de Lima.
2. Luego, se realiza la delimitación del área de estudio, tal como se muestra en la figura 4.4. Esa área es discretizada en elementos de 1x1 metros. 330 elementos en X, 380 elementos en Y, y 50 elementos en Z. En total se tiene $330 \times 380 \times 50 = 6'270,000$ elementos.



3. Se asigna un modelo de velocidad 1-D. El módulo Vel2Grid se encarga de asignar las velocidades del modelo 1-D a cada punto de la cuadrícula en 3D.
4. Se calculan con el módulo Grid2Time los tiempos de arribo de cada punto de la cuadrícula a todas las estaciones sísmicas previamente ubicadas usando la solución de la ecuación de transporte (eikonal) descrito en la sección 3.2 para los primeros tiempos de arribo (ondas P). Vea el apéndice C.



5. Usando el módulo Time2EQ se realiza la simulación de los tiempos observados para una incertidumbre σ . Vea el apéndice C.
6. Finalmente se usa el módulo NLLoc usando como función objetivo la ecuación 3.34 o 3.35 y se realiza una optimización no lineal para obtener el hipocentro más probable.

Archivo de Control de del Programa Hypo71

El ingreso de datos en HYPO71 sigue el formato seguido por todos los programas hechos en FORTRAN. Lo que quiere decir, es que se debe ser muy cuidadoso con la cantidad de columnas usadas para cada dato ingresado (refiérase al manual [27]), todo esto se diferencia del lenguaje C, en el cual los datos se separan por espacios en blanco.

HEAD		TESIS MAESTRIA HYPO71					
RESET TEST(06)=1.							
E-01	1045.22S07746.03W	0.00	0.40	0.25	8		
E-02	1110.98S07732.43W	0.00	0.40	0.25	8		
E-03	1135.74S07711.36W	0.00	0.40	0.25	8		
E-04	1204.13S07655.13W	0.00	0.40	0.25	8		
E-05	1232.55S07641.72W	0.00	0.40	0.25	8		
E-06	1254.90S07627.67W	0.00	0.40	0.25	8		
E-07	1317.16S07615.54W	0.00	0.40	0.25	8		
E-08	1058.26S07813.38W	0.00	0.40	0.25	8		
E-09	1123.75S07759.76W	0.00	0.40	0.25	8		
E-10	1151.11S07739.60W	0.00	0.40	0.25	8		
E-11	1217.63S07723.41W	0.00	0.40	0.25	8		
E-12	1242.06S07706.39W	0.00	0.40	0.25	8		
E-13	1306.87S07653.36W	0.00	0.40	0.25	8		
E-14	1330.46S07639.27W	0.00	0.40	0.25	8		
E-15	1109.60S07839.41W	0.00	0.40	0.25	8		
E-16	1136.84S07825.27W	0.00	0.40	0.25	8		
E-17	1202.94S07808.37W	0.00	0.40	0.25	8		
E-18	1227.84S07752.12W	0.00	0.40	0.25	8		
E-19	1253.99S07732.49W	0.00	0.40	0.25	8		
E-20	1318.13S07718.40W	0.00	0.40	0.25	8		
E-21	1342.12S07704.34W	0.00	0.40	0.25	8		
4.50	0.0						
5.80	1.0						
6.30	3.5						
7.50	22.0						
8.00	30.0						
40.	50.	100.	1.68	2	10	1	1 1 1 11
E-01	IPU0	1301010000	26.21				
E-02	IPU0	1301010000	20.00				
E-03	IPD0	1301010000	16.83				
E-04	IPU0	1301010000	14.18				
E-05	IPU0	1301010000	16.14				
E-06	IPD0	1301010000	19.98				
E-07	IPD0	1301010000	24.85				
E-08	IPU0	1301010000	24.96				
E-09	IPU0	1301010000	19.44				
E-10	IPU0	1301010000	11.66				
E-11	IPD0	1301010000	06.77				
E-12	IPD0	1301010000	09.58				

E-13IPD0	130101000016.86
E-14IPD0	130101000023.45
E-15IPD0	130101000025.49
E-16IPD0	130101000018.54
E-17IPD0	130101000010.49
E-18IPD0	130101000004.79
E-19IPD0	130101000008.04
E-20IPD0	130101000015.71
E-21IPD0	130101000020.78

Metodología para el enfoque determinístico:

El Hypo71 es un programa que realiza un ajuste por mínimos cuadrados y que es sensible si el epicentro se encuentra en distancias más alejadas que la distancia entre estaciones. Este programa requiere de una profundidad inicial para poder iniciar el cálculo de los parámetros del hipocentro. En esta investigación se ha comprobado que cuando se asignan pequeños cambios a los datos observados, esto resulta en grandes cambios en los parámetros del hipocentro, el cual es una solución que queda en un mínimo local muy lejos de la verdadera solución. Cabe mencionar que el cálculo de los tiempos de viaje lo hace con el enfoque de la teoría de los rayos.

Apéndice D

La determinación del arribo de ondas P y S requiere de procedimientos automáticos que están limitados generalmente a los primeros tiempos de arribo [2], especialmente para la señal de onda secundaria S que es recogida con un nivel alto de ruido justo después del arribo de la onda P. En un sistema de alerta temprana se requiere que la lectura de las observaciones sea automática y por lo tanto se requiere de un programa que recoja las señales sísmicas (P y S) con un mayor rendimiento y precisión que un operador humano. Para ser útil estos programas deben ser capaces de distinguir entre fuentes de ruido como la del viento y el tráfico vehicular, y debe ser capaz de operar con terremotos de pequeñas magnitudes [5].

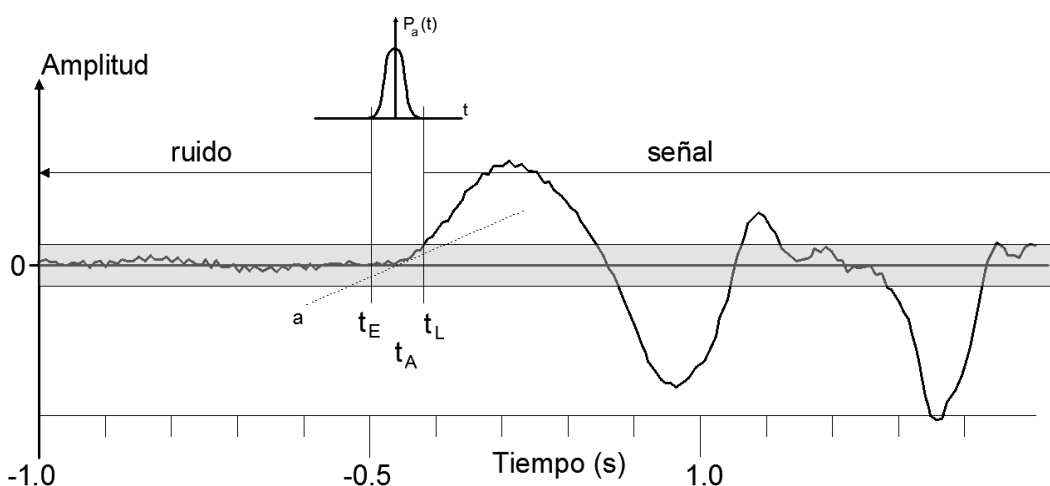


Figura D.1: Onda P registrada con incertidumbre

Para una explicación detallada del proceso de recojo de la onda P en la figura D.1 refiérase a [17] para la explicación de la aproximación del error como distribuido en forma Gaussiana.

Red Sísmica Propuesta

La tabla D.1 los tiempos de arribo a cada estación sísmica obtenido a través de una simulación numérica con el módulo Time2EQ (Apéndice A) para una incertidumbre de recojo de ondas P igual a σ que varía desde 0.0 hasta 0.60 segundos.

Estación	σ (seg)						
	0.00	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60
E-01	26.47	26.43	26.38	26.34	26.30	26.26	26.21
E-02	20.61	20.51	20.41	20.31	20.21	20.11	20.00
E-03	16.47	16.53	16.59	16.65	16.71	16.77	16.83
E-04	14.47	14.42	14.37	14.32	14.27	14.23	14.18
E-05	16.13	16.13	16.14	16.14	16.14	16.14	16.14
E-06	20.44	20.36	20.29	20.21	20.13	20.05	19.98
E-07	25.13	25.08	25.04	24.99	24.94	24.89	24.85
E-08	24.77	24.80	24.83	24.86	24.89	24.92	24.96
E-09	18.24	18.44	18.64	18.84	19.04	19.24	19.44
E-10	10.96	11.08	11.20	11.31	11.43	11.55	11.66
E-11	06.78	06.78	06.77	06.77	06.77	06.77	06.77

E-12	10.85	10.64	10.43	10.22	10.01	09.79	09.58
E-13	16.71	16.73	16.76	16.78	16.81	16.83	16.86
E-14	22.76	22.88	22.99	23.11	23.22	23.34	23.45
E-15	25.04	25.12	25.19	25.27	25.34	25.42	25.49
E-16	18.17	18.23	18.29	18.35	18.41	18.47	18.54
E-17	10.92	10.85	10.78	10.71	10.64	10.56	10.49
E-18	05.05	05.01	04.96	04.92	04.87	04.83	04.79
E-19	08.60	08.51	08.42	08.32	08.23	08.14	08.04
E-20	15.28	15.35	15.43	15.50	15.57	15.64	15.71
E-21	21.56	21.43	21.30	21.17	21.04	20.91	20.78

Tabla D.1: Tiempos observados sintéticos -RSP

La secuencia de llegada de las ondas P a las estaciones sísmicas para $\sigma = 0.0$ es:

E-18, E-11, E-19, E-12, E-10, E-17, E-04, E-20, E-05, E-03, E-13, E-09, E-16, E-06, E-02, E-21, E-14, E-08, E-07, E-15 y E-01.

A continuación se muestran las tablas para los tiempos de viaje calculados según las tres metodologías:

La tabla D.2 muestra los tiempos de viaje de las primeras ondas P a cada estación sísmica usando el enfoque probabilístico de Anthony Lomax (ecuación 3.35) como parte de la metodología propuesta en la presente investigación:

	Estación	σ (seg)						
		0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6
Anthony Lomax	E-01	26.47	26.54	26.61	26.67	26.76	26.85	26.95
	E-02	20.61	20.68	20.75	20.81	20.90	21.00	21.09
	E-03	16.47	16.53	16.58	16.64	16.73	16.81	16.90
	E-04	14.46	14.46	14.47	14.49	14.55	14.60	14.65
	E-05	16.13	16.14	16.14	16.15	16.15	16.15	16.14
	E-06	20.44	20.44	20.44	20.44	20.42	20.38	20.36
	E-07	25.13	25.12	25.12	25.11	25.07	25.03	24.99
	E-08	24.77	24.84	24.91	24.97	25.05	25.14	25.23
	E-09	18.24	18.32	18.39	18.44	18.53	18.62	18.71
	E-10	10.96	11.00	11.04	11.08	11.18	11.28	11.38
	E-11	06.77	06.75	06.75	06.76	06.82	06.87	06.92
	E-12	10.85	10.81	10.77	10.75	10.73	10.69	10.65
	E-13	16.71	16.70	16.68	16.67	16.62	16.56	16.50
	E-14	22.76	22.75	22.73	22.71	22.66	22.59	22.53
	E-15	25.05	25.12	25.19	25.24	25.30	25.38	25.46
	E-16	18.17	18.25	18.31	18.36	18.42	18.49	18.57
	E-17	10.92	10.95	10.98	11.01	11.07	11.13	11.20
	E-18	05.05	05.01	04.98	04.96	04.95	04.96	04.96
	E-19	08.61	08.54	08.49	08.43	08.34	08.25	08.15
	E-20	15.29	15.26	15.22	15.18	15.09	15.00	14.91
	E-21	21.56	21.54	21.52	21.50	21.42	21.33	21.26

Tabla D.2: Tiempos de viaje - RSP (A. Lomax)

La tabla D.3 al igual que la tabla D.2 muestra los tiempos de viaje de las ondas P usando el enfoque probabilístico de Tarantola & Valette (ecuación 3.34). Los resultados son muy similares, pero a medida que aumenta la incertidumbre empieza a distinguirse la diferencia entre los tiempos calculados.

	Estación	σ (seg)						
		0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6
Tarantola & Valette	E-01	26.47	26.53	26.59	26.63	26.68	26.74	26.78
	E-02	20.61	20.67	20.73	20.76	20.81	20.86	20.90
	E-03	16.47	16.51	16.55	16.58	16.60	16.63	16.65
	E-04	14.46	14.45	14.43	14.42	14.42	14.41	14.41
	E-05	16.13	16.13	16.12	16.10	16.08	16.05	16.03
	E-06	20.44	20.44	20.43	20.41	20.40	20.39	20.36
	E-07	25.13	25.13	25.11	25.09	25.08	25.06	25.03
	E-08	24.77	24.83	24.90	24.95	25.00	25.06	25.10
	E-09	18.24	18.30	18.38	18.42	18.47	18.53	18.57
	E-10	10.96	10.98	11.01	11.04	11.07	11.09	11.13
	E-11	06.77	06.74	06.70	06.69	06.68	06.66	06.65
	E-12	10.85	10.81	10.76	10.72	10.69	10.65	10.61
	E-13	16.71	16.70	16.69	16.66	16.63	16.60	16.56
	E-14	22.76	22.75	22.74	22.71	22.70	22.68	22.65
	E-15	25.05	25.11	25.19	25.24	25.29	25.35	25.39
	E-16	18.17	18.24	18.31	18.36	18.41	18.47	18.52
	E-17	10.92	10.95	10.99	11.02	11.05	11.09	11.13
	E-18	05.05	05.02	04.99	05.00	04.99	04.98	04.99
	E-19	08.61	08.55	08.50	08.46	08.42	08.37	08.34
	E-20	15.29	15.27	15.24	15.20	15.16	15.12	15.08
	E-21	21.56	21.55	21.55	21.52	21.50	21.48	21.45

Tabla D.3: Tiempos de viaje - RSP (Tarantola & Valette)

La tabla D.4 es calculada usando el enfoque determinístico del Hypo71 a través de una regresión estadística. Las diferencias en los tiempos calculados pueden distinguirse desde un inicio al compararlo con los tiempos calculados de los enfoques probabilísticos y esta variación se acentúa a medida que aumenta la incertidumbre.

	Estación	σ (seg)						
		0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6
Hypo71	E-01	26.58	26.62	26.67	26.75	26.85	26.84	26.99
	E-02	20.71	20.75	20.80	20.88	20.97	20.97	21.15
	E-03	16.61	16.65	16.68	16.74	16.82	16.82	17.02
	E-04	14.51	14.55	14.56	14.57	14.60	14.59	14.76
	E-05	16.25	16.23	16.17	16.14	16.12	16.03	16.13
	E-06	20.51	20.47	20.38	20.33	20.29	20.15	20.21
	E-07	25.20	25.16	25.05	24.99	24.94	24.77	24.80
	E-08	24.85	24.88	24.92	25.01	25.11	25.07	25.51
	E-09	18.30	18.34	18.38	18.47	18.57	18.53	18.66
	E-10	11.12	11.20	11.32	11.40	11.48	11.63	11.81
	E-11	07.00	07.07	07.18	07.18	07.20	07.50	07.83
	E-12	11.02	11.01	10.99	10.92	10.86	10.91	10.98
	E-13	16.83	16.77	16.65	16.58	16.52	16.33	16.32
	E-14	22.87	22.81	22.68	22.61	22.54	22.33	22.31

	E-15	25.34	25.36	25.39	25.47	25.57	25.49	25.58
	E-16	18.42	18.44	18.46	18.55	18.64	18.55	18.62
	E-17	11.17	11.22	11.31	11.39	11.46	11.51	11.57
	E-18	05.21	05.25	05.37	05.38	05.38	05.68	05.89
	E-19	08.78	08.73	08.67	08.58	08.47	08.50	08.48
	E-20	15.49	15.41	15.26	15.19	15.11	14.85	14.76
	E-21	21.84	21.76	21.61	21.54	21.46	21.20	21.12

Tabla D.4: Tiempos de viaje - RSP (Hypo71)

La tabla D.5 muestra los tiempos observados cuando existe un dato anómalo (estación E-12) cuyo error se asume a ser igual a 20σ .

Estación	$\sigma = 0.1$
E-01	26.43
E-02	20.51
E-03	16.53
E-04	14.42
E-05	16.13
E-06	20.36
E-07	25.08
E-08	24.80
E-09	18.44
E-10	11.08
E-11	06.78
E-12	6.68
E-13	16.73
E-14	22.88
E-15	25.12
E-16	18.23
E-17	10.85
E-18	05.01
E-19	08.51
E-20	15.35
E-21	21.43

Tabla D.5: Tiempos observados

La tabla D.6 muestra los tiempos de viaje calculadas para un dato anómalo en la estación 12.

Estación	Anthony Lomax	Tarantola & Valette
	$\sigma = 0.1$	$\sigma = 0.1$
E-01	26.62	26.81
E-02	20.76	20.89
E-03	16.61	16.52
E-04	14.48	14.17
E-05	16.20	15.84
E-06	20.53	20.31
E-07	25.21	25.01
E-08	24.92	25.21
E-09	18.39	18.66

E-10	11.06	11.10
E-11	6.82	6.47
E-12	10.89	10.52
E-13	16.79	16.52
E-14	22.84	22.69
E-15	25.16	25.52
E-16	18.29	18.67
E-17	10.97	11.26
E-18	5.02	5.17
E-19	8.58	8.41
E-20	15.32	15.13
E-21	21.62	21.54

Tabla D.6: Tiempos calculados**Red Sísmica Existente**

De igual manera que para la Red Sísmica Propuesta se procede a calcular los tiempos observados sintéticos para la Red Sísmica Existente (tabla D.7) para la ciudad de Lima, compuesta por 4 estaciones con acceso en tiempo real.

Estación	σ (seg)						
	0.00	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60
E-ANC	14.66	14.61	14.57	14.53	14.49	14.44	14.40
ENNA	16.04	15.94	15.84	15.74	15.64	15.54	15.44
E-MAY	14.20	14.26	14.32	14.38	14.44	14.50	14.57
E-QUI	21.02	20.97	20.92	20.87	20.83	20.78	20.73

Tabla D.7: Tiempos observados sintéticos - RSE

La tabla D.8 contiene los tiempos de viaje para las estaciones sísmicas con acceso en tiempo real disponibles para la ciudad de Lima usando el enfoque probabilístico de Lomax.

	Estación	σ (seg)						
		0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6
Anthony Lomax	E-ANC	14.59	14.53	14.78	15.26	13.67	13.47	13.28
	E-NNA	15.97	15.88	16.17	16.74	14.79	14.54	14.29
	E-MAY	14.11	14.15	14.44	15.01	12.94	12.68	12.53
	E-QUI	20.96	20.90	21.13	21.58	20.01	19.81	19.59

Tabla D.8: Tiempos de viaje – RSE (Anthony Lomax)

La tabla D.9 muestra el mismo tipo de cálculo de tiempos de viaje, pero bajo el enfoque de Tarantola & Valette.

	Estación	σ (seg)						
		0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6
Tarantola & Valette	E-ANC	14.63	14.62	14.62	14.78	14.94	14.94	15.10
	E-NNA	16.00	15.98	15.98	16.17	16.36	16.36	16.55
	E-MAY	14.18	14.25	14.25	14.44	14.63	14.63	14.82
	E-QUI	20.99	20.98	20.98	21.13	21.28	21.28	21.43

Tabla D.9: Tiempos de viaje – RSE (Tarantola & Valette)

Apéndice E

Ejemplo sintético: Coordenadas Epicentrales de un Evento Sísmico

A la escala en la que se trabaja, es posible considerar a la Tierra como plana y por lo tanto usar el sistema cartesiano. Para simplificar el ejemplo, se omite la coordenada correspondiente a la profundidad, ya que se considerará un modelo de Tierra bidimensional.

Una fuente sísmica fue activada en el tiempo de origen $T=0$ en una ubicación desconocida sobre la superficie de la Tierra. Las ondas sísmicas producidas por la fuente sísmica han sido registradas en una red de 6 estaciones cuyas coordenadas en un sistema rectangular son:

$$\begin{aligned} (x^1, y^1) &= (4 \text{ km}, 11 \text{ km}) & , & & (x^2, y^2) &= (6 \text{ km}, 23 \text{ km}) \\ (x^3, y^3) &= (13 \text{ km}, 14 \text{ km}) & , & & (x^4, y^4) &= (15 \text{ km}, 3 \text{ km}) \\ (x^5, y^5) &= (20 \text{ km}, 27 \text{ km}) & , & & (x^6, y^6) &= (26 \text{ km}, 12 \text{ km}) \end{aligned} \quad (\text{E.1})$$

A partir de los sismogramas se recoge los tiempos de arribo para las ondas sísmicas en estas estaciones:

$$\begin{aligned} t_{obs}^1 &= 3.15s \pm \sigma & & & t_{obs}^2 &= 2.60s \pm \sigma \\ t_{obs}^3 &= 1.30s \pm \sigma & & & t_{obs}^4 &= 3.10s \pm \sigma \\ t_{obs}^5 &= 1.85s \pm \sigma & & & t_{obs}^6 &= 2.00s \pm \sigma \end{aligned} \quad (\text{E.2})$$

Donde $\sigma = 0.20s$, el símbolo $\pm\sigma$ es una notación corta que indica que las incertidumbres experimentales son independientes y pueden ser modeladas usando un densidad de probabilidad Gaussiana con una desviación estándar igual a σ .

Estimar las coordenadas epicentrales (X, Y) de la explosión, asumiendo una velocidad de $v = 5km/s$ para las ondas sísmicas.

Solución:

Los parámetros del modelo son las coordenadas del epicentro de la explosión,

$$\mathbf{m} = (X, Y) \quad (\text{E.3})$$

Y los parámetros observables son los tiempos de arribo en la red sísmica,

$$\mathbf{d} = (t^1, t^2, t^3, t^4, t^5, t^6) \quad (\text{E.4})$$

Mientras se asume que las coordenadas de las estaciones sísmicas y la velocidad de las ondas sísmicas son conocidas perfectamente (es decir, conocidas con las incertidumbres que son despreciables con respecto a las incertidumbres en los tiempos de arribo observados).

Para un par (X, Y) dado, los tiempos de arribo de las ondas sísmicas en las estaciones sísmicas pueden ser calculadas usando la ecuación exacta:

$$t_{cal}^i(X, Y) = g^i(X, Y) = \frac{1}{v} \sqrt{(x^i - X)^2 + (y^i - Y)^2} \quad (i = 1, \dots, 6) \quad (E.5)$$

El cual resuelve el problema directo $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$

Ya que no se dispone de ninguna información a priori de las coordenadas epicentrales, se tomará una función de densidad de probabilidad uniforme, es decir, debido a que se están usando coordenadas cartesianas.

$$\rho_M(X, Y) = const \quad (E.6)$$

Se asignan iguales probabilidades a priori a volúmenes iguales.

Como las incertidumbres son Gaussianas e independientes, la función de densidad de probabilidad que representa la información que se tiene en valores verdaderos de los tiempos de arribo es:

$$\rho_D(t^1, t^2, t^3, t^4, t^5, t^6) = const \cdot \exp\left(-\frac{1}{2} \sum_{i=1}^6 \frac{(t^i - t_{obs}^i)^2}{\sigma^2}\right) \quad (E.7)$$

Con las tres piezas de información en las ecuaciones E.5, E.6 y E.7, es posible pasar directamente a la resolución del problema inverso. La función de densidad de probabilidad en el espacio del modelo es obtenida combinando las tres piezas de información con la siguiente fórmula general:

$$\sigma_M(X, Y) = k \cdot \rho_M(X, Y) \cdot \rho_D(\mathbf{g}(X, Y)) \quad (E.8)$$

Donde k es una constante de normalización. Explícitamente, usando las ecuaciones E.5, E.6 y E.7 se obtiene la siguiente PDF:

$$\sigma_M(X, Y) = k' \cdot \exp\left(-\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^6 (t_{cal}^i(X, Y) - t_{obs}^i)^2\right) \quad (E.9)$$

Donde k' es una nueva constante de normalización y donde las funciones $t_{cal}^i(X, Y)$ son aquellas expresadas en la ecuación E.5. Esta expresión es ampliamente usada en metodologías probabilísticas de ubicación de terremotos [49]. Uno de los objetivos del presente trabajo de investigación es demostrar la robustez de la metodología propuesta [30] usando el PDF presentado en la ecuación 3.34 y compararlo con la E.9.

La función de densidad de probabilidad $\sigma_M(X, Y)$ describe toda la información a posteriori que se posee en las coordenadas epicentrales. Ya que solo se tienen dos

parámetros, la más sencilla (y más general) forma de estudiar esta información es graficar los valores de $\sigma_M(X,Y)$ directamente en la región del plano donde ésta toma valores significativos.

La figura E.1 muestra la distribución de las estaciones:

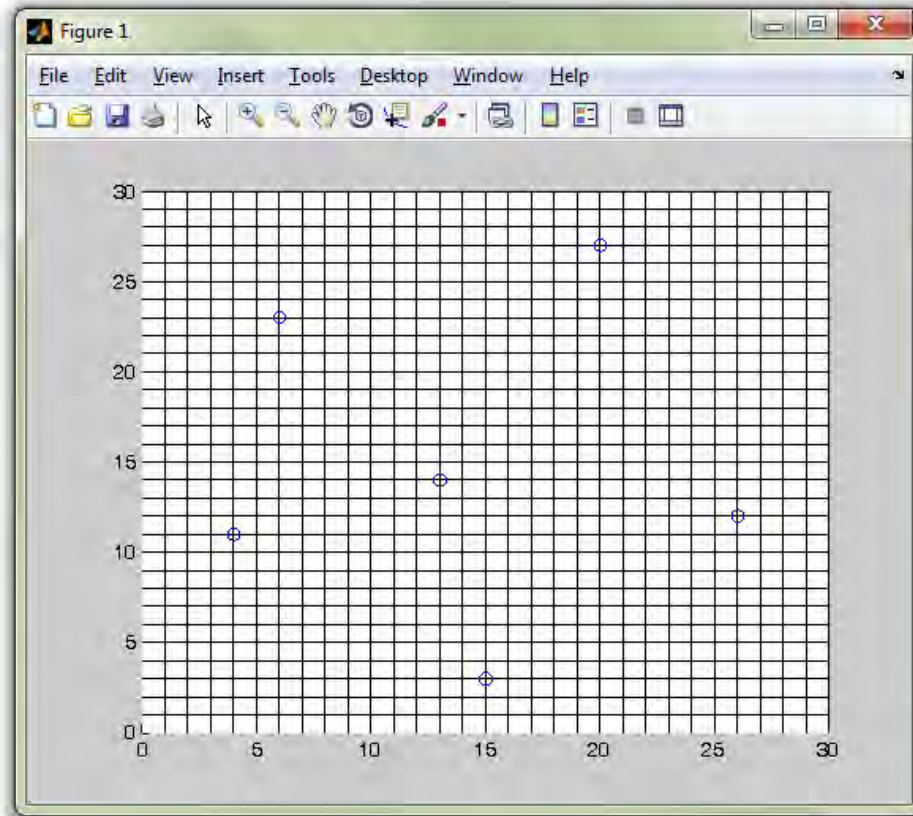


Figura E.1: Estaciones sísmicas en un modelo discreto.

Enfoque de Tarantola y Valette:

La función gaussianaTarantola mostrada a continuación usa la ecuación E.9 como función PDF:

```
function [ sigmaM ] = gaussianaTarantola( X,Y )
% X, Y son las coordenadas del posible epicentro
v=5;
%%Información a priori
rhoM=1;
%%Coordenadas de las estaciones sísmicas
x1=4;x2=6;x3=13;x4=15;x5=20;x6=26;
y1=11;y2=23;y3=14;y4=3;y5=27;y6=12;

%%Calculo de los tiempos de viaje
t1cal=sqrt((X-x1).^2+(Y-y1).^2)/v;
t2cal=sqrt((X-x2).^2+(Y-y2).^2)/v;
t3cal=sqrt((X-x3).^2+(Y-y3).^2)/v;
t4cal=sqrt((X-x4).^2+(Y-y4).^2)/v;
```

```

t5cal=sqrt((X-x5).^2+(Y-y5).^2)/v;
t6cal=sqrt((X-x6).^2+(Y-y6).^2)/v;

%%Las observaciones e incertidumbres son
sigma=0.2;
t1obs=3.15 ; t2obs=2.60 ; t3obs=1.30;
t4obs=3.10 ; t5obs=1.85 ; t6obs=2.00;

%%Incertidumbres modeladas usando una distribución gaussiana
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% Vea ecuación E.10 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
L=exp(-1/2*((t1cal-t1obs).^2/sigma^2+(t2cal-t2obs).^2/sigma^2+ ...
(t3cal-t3obs).^2/sigma^2+(t4cal-t4obs).^2/sigma^2+ ...
(t5cal-t5obs).^2/sigma^2+(t6cal-t6obs).^2/sigma^2));

%%La función de probabilidad y densidad de probabilidad a posteriori
sigmaM=rhoM*L;

end

```

Ejecutando la función anteriormente creada:

```

>> [x ,y]=meshgrid(0:0.01:30,0:0.01:30);
>> z=gaussianaTarantola(x,y);
>> z=z-0.1; z=(z>=0).*z; %%Linea adicional para depurar resultados
>> h=surface(x,y,z);
>> set(h,'LineStyle','none');

```

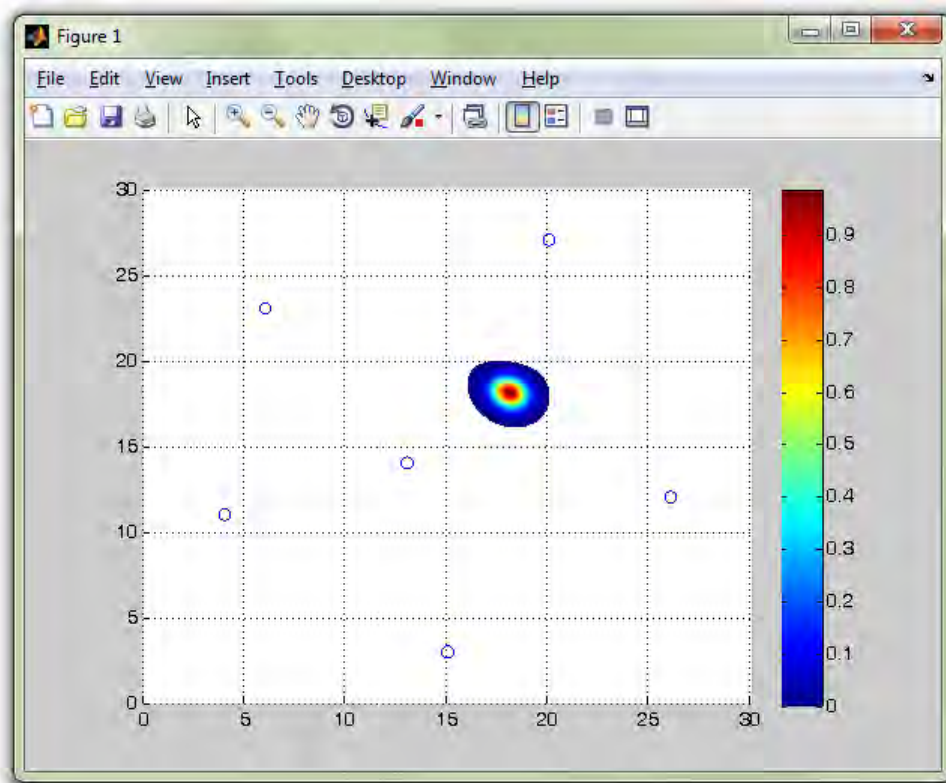


Figura E.2: PDF para las coordenadas epicentrales forma regular

Aproximadamente la coordenada epicentral es: X=18 km, Y=18 km

Enfoque Anthony Lomax:

A continuación se muestra la función gaussianaLomax (propuesta) como función PDF en el presente trabajo de investigación:

```
function [ sigmaM ] = gaussianaLomax( X,Y )
% X, Y son las coordenadas del posible epicentro
v=5;
%%Información a priori
rhoM=1;
%%Coordenadas de las estaciones sísmicas
x1=4;x2=6;x3=13;x4=15;x5=20;x6=26;
y1=11;y2=23;y3=14;y4=3;y5=27;y6=12;

%%Calculo de los tiempos de viaje
t1cal=sqrt((X-x1).^2+(Y-y1).^2)/v;
t2cal=sqrt((X-x2).^2+(Y-y2).^2)/v;
t3cal=sqrt((X-x3).^2+(Y-y3).^2)/v;
t4cal=sqrt((X-x4).^2+(Y-y4).^2)/v;
t5cal=sqrt((X-x5).^2+(Y-y5).^2)/v;
t6cal=sqrt((X-x6).^2+(Y-y6).^2)/v;

%%Las observaciones e incertidumbres son
sigma=0.20;
t1obs=3.15 ; t2obs=2.60 ; t3obs=1.30;
t4obs=3.10 ; t5obs=1.85 ; t6obs=2.00;

%%Incertidumbres modeladas usando una distribución gaussiana
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% Veá ecuación E.11 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
L=(exp(-((t1cal-t2cal)-(t1obs-t2obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t1cal-t4cal)-(t1obs-t4obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t1cal-t6cal)-(t1obs-t6obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t1cal-t3cal)-(t1obs-t3obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t1cal-t5cal)-(t1obs-t5obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t2cal-t3cal)-(t2obs-t3obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t2cal-t4cal)-(t2obs-t4obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t2cal-t5cal)-(t2obs-t5obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t2cal-t6cal)-(t2obs-t6obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t3cal-t4cal)-(t3obs-t4obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t3cal-t5cal)-(t3obs-t5obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t3cal-t6cal)-(t3obs-t6obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t4cal-t5cal)-(t4obs-t5obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t4cal-t6cal)-(t4obs-t6obs)).^2/(2*sigma^2)))+...
exp(-((t5cal-t6cal)-(t5obs-t6obs)).^2/(2*sigma^2))).^6;

%%La función de probabilidad y densidad de probabilidad a posteriori
sigmaM=rhoM*L*(1/15)^6;
end
```

Ejecutando la función anteriormente creada:

```
>> [x ,y]=meshgrid(0:0.01:30,0:0.01:30);
>> z=gaussianaLomax(x,y);
>> z=z-0.1; z=(z>=0).*z; %%Linea adicional para depurar resultados
>> h=surface(x,y,z);
>> set(h,'LineStyle','none');
```

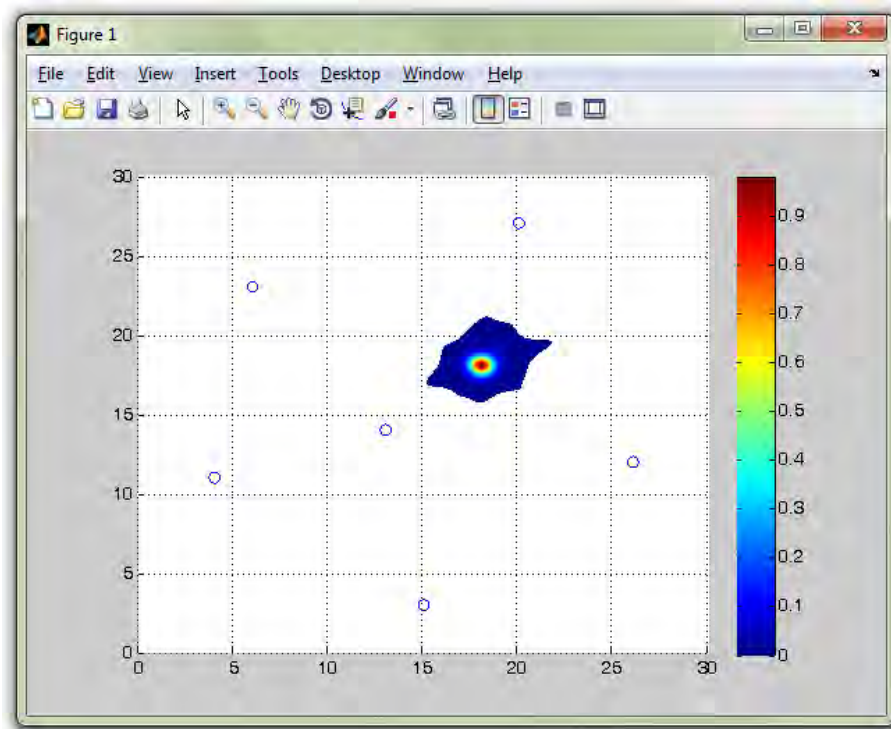


Figura E.3: PDF para las coordenadas epicentrales (forma irregular)

Aproximadamente la coordenada epicentral es: $X=18$ km, $Y=18$ km.

La figura anterior E.3 es producto de la intersección de múltiples hipérbolas (creadas a partir de dos estaciones) cuyas ramas se ensanchan cuando más se alejan de sus focos (figura E.4). En la figura E.4 se optó por usar otra tonalidad de colores para representar las probabilidades entre 0 y 1 con el fin de resaltar las hipérbolas. Estas hipérbolas se cruzan en el epicentro más probable y luego de aplicar un factor de normalización k es posible obtener la forma irregular de la figura E.3.

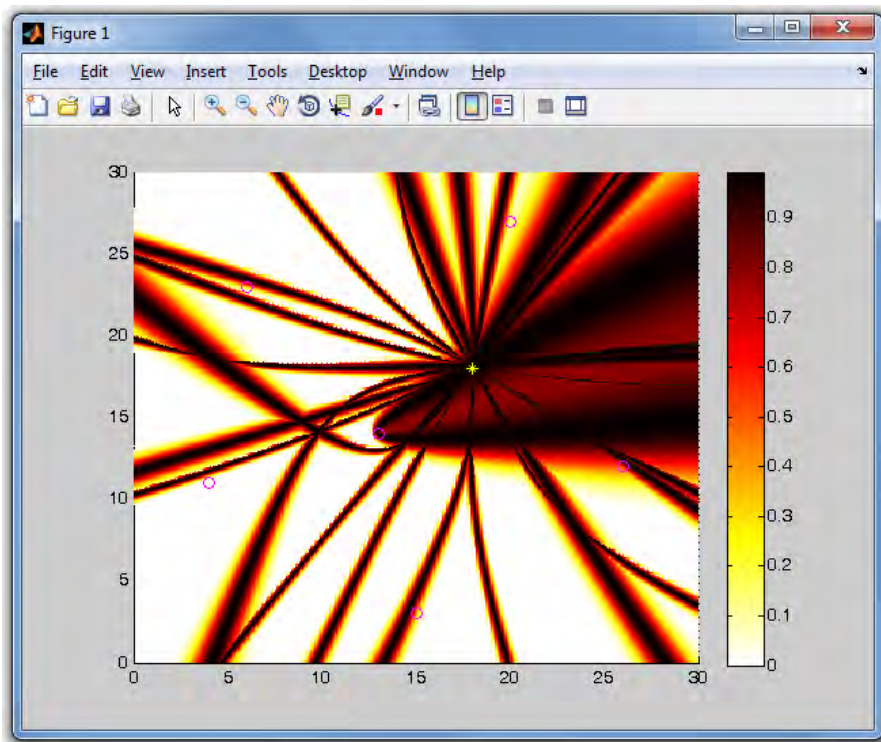


Figura E.4: Cruce de hipérbolas

La cantidad total de hipérbolas está dada por la ecuación 2.29.

Prueba de la robustez y precisión del método:

Usando la función gaussianalomax si se modifica $t_{obs}^6 = 2.00s$ a $t_{obs}^6 = 5.00s$ y $t_{obs}^6 = 10.00s$ emulando un mal recorte de la señal o un falso registro debido a eventos artificiales. Los resultados son mostrados en las figuras E.4 y E.5.

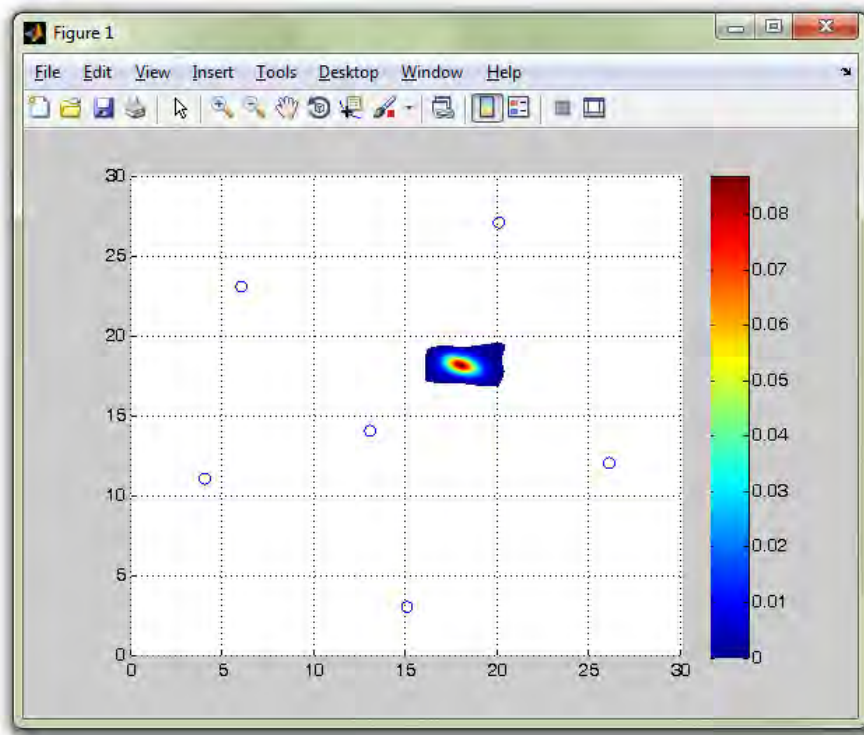


Figura E.5: Función de densidad de probabilidad para un $t_{obs}^6 = 5.00s$

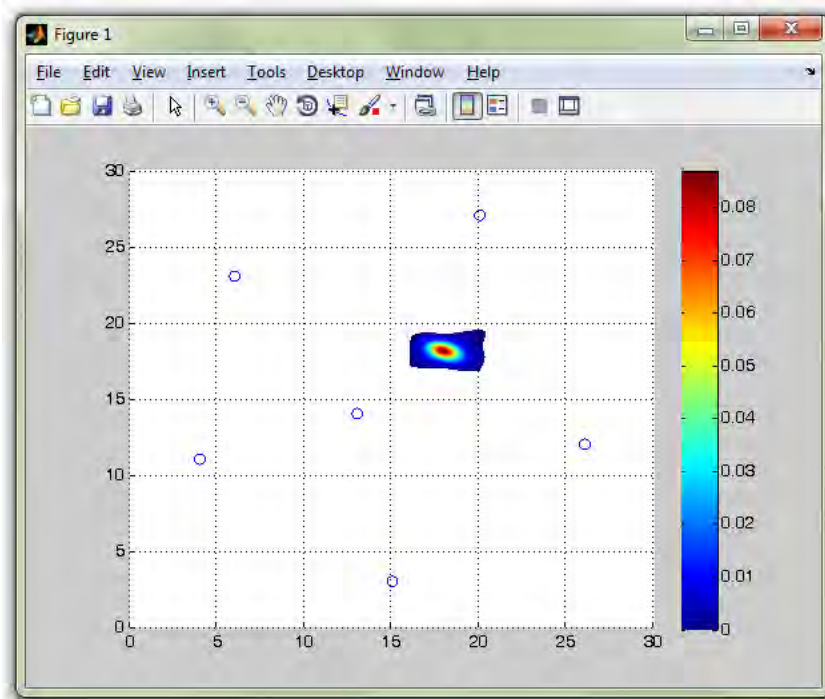


Figura E.6: Función de densidad de probabilidad para un $t_{obs}^6 = 10.00s$

En las figuras E.5 y E.6 aproximadamente la coordenada epicentral se mantiene en: X=18 km, Y=18 km. Esto muestra lo robusto que puede ser el PDF empleado en el presente trabajo, ya que puede sostener la ubicación, pese a un error en el recojo de la señal.

Los resultados para la ejecución de la función gaussiana Tarantola no se muestran, ya que se desestabiliza ante la presencia de fuertes errores en el recojo de la señal.

Funciones de densidad de probabilidad (X,Y):

Tarantola & Valette (Reescribiendo la ecuación E.9):

$$pdf(X, Y) = k \cdot \exp\left(-\frac{1}{2} \sum_{a=1}^N \frac{(tt_a(X, Y) - t_a)^2}{\sigma_a^2}\right) \quad (E.10)$$

Anthony Lomax:

$$pdf(X, Y) = k \left[\sum_{a=1}^N \sum_{b=1}^{a-1} \left(e^{-\frac{\{(tt_b - tt_a)_{X,Y} - (t_b - t_a)\}^2}{\sigma_a^2 + \sigma_b^2}} / \sqrt{\sigma_a^2 + \sigma_b^2} \right) \right]^N \quad (E.11)$$

Apéndice F

Diseño mecánico de un sismómetro de fondo marino (OBS)

Este sensible sismómetro es desplegado cerca de 1 metro del sistema. Un alambre de sujeción libera el sensor 2 horas después del contacto con el agua de mar y lo suelta en el fondo marino a 1 metro altura. Esto asegura el acople del sismómetro en el fondo del mar.

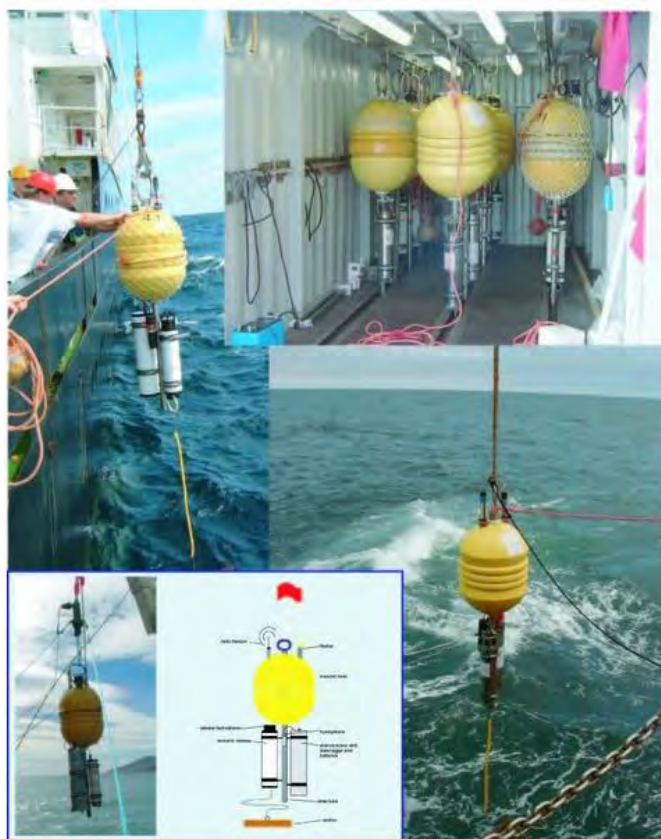


Figura F.1: Instalación de sismómetros marinos (fuente: www.geomar.de)

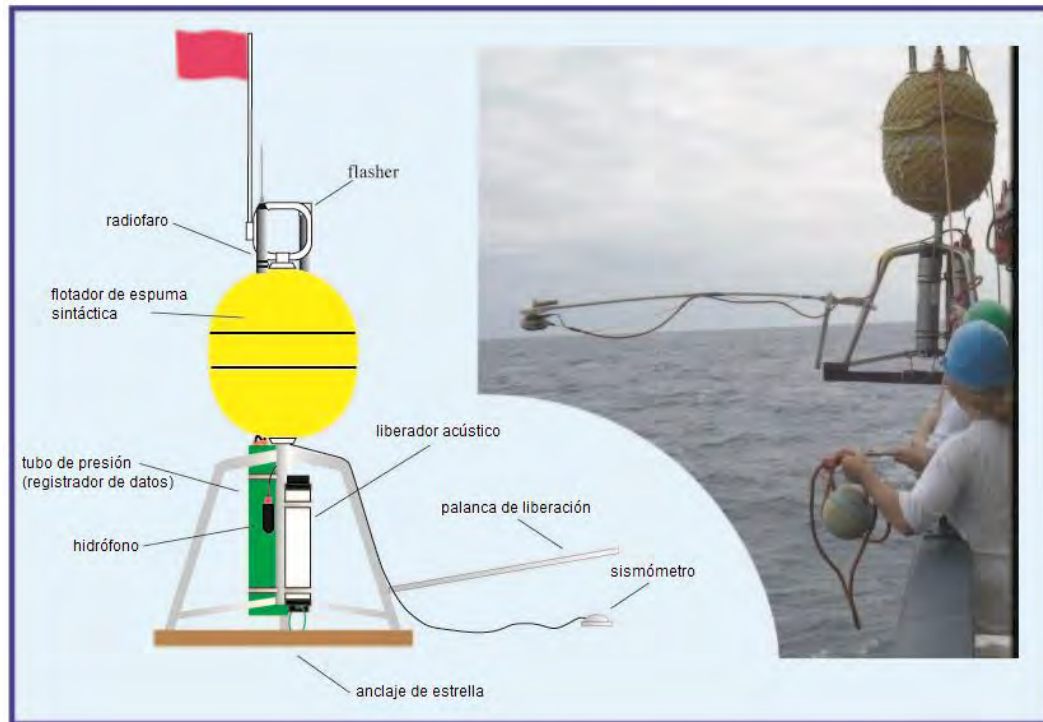


Figura F.2: Partes de un sismómetro marino (Fuente: www.geomar.de)