4. LOCALIZACIÓN HIPOCENTRAL

El método de localización hipocentral a partir de tiempos de viaje asume una fuente puntual localizada en el punto de inicio de la fractura. Debido a que la velocidad con que se produce la ruptura o fallamiento corresponde, en promedio, a la mitad de la velocidad de propagación de la onda de cizalla -S-, y ésta a su vez es menor que la velocidad de propagación de la onda P -la primera onda en llegar a la estación-, el hipocentro puede ser determinado a partir del tiempo de arribo de la onda P sin tener en cuenta el tamaño y la duración del evento. Además, la información contenida en los primeros segundos del sismograma aún no contiene mezcla de otros tipos de ondas, lo que hace muy fácil su identificación (Fig. 4.4).

Como se planteó en la sección 2.1.4 (pág. 10), el problema de localización hipocentral se formula en un espacio de 4 dimensiones, planteando la ubicación espacial como un sistema de coordenadas cartesianas -X en dirección este-oeste (longitud), Y en dirección norte-sur (latitud) y Z en dirección vertical (profundidad)- y la ubicación temporal T del tiempo de origen. Los datos para una localización hipocentral son los tiempos de arribo de diferentes fases a N estaciones ($\tau_1, \cdots, \tau_N$), los cuales se obtienen directamente de los registros del evento. Otros parámetros que son importantes para resolver el problema son las coordenadas de las estaciones sísmicas (x_i, y_i, z_i) las cuales son conocidas - por lo tanto se tratan como constantes y no como parámetros-, y los parámetros que describen el modelo de velocidades, estimados a partir del conocimiento del medio -debido al impreciso conocimiento, este modelo no es exacto, por tanto el cálculo teórico de los tiempos de arribo de fases a las estaciones ($t_1, \cdots t_N$) tampoco lo es. Los parámetros desconocidos del problema son las coordenadas espacio-temporales del foco X, Y, Z y T.

A partir de la teoría de propagación de ondas y de los valores absolutos de velocidad en la región de estudio, se plantea una relación teórica entre tiempos de arribo (datos) y las coordenadas espacio temporales del foco (parámetros) para calcular los tiempos de viaje de las diferentes ondas sísmicas a cada una de las estaciones: por ejemplo, si la estructura de la tierra fuese homogénea, con velocidad de onda constante, el tiempo que tardaría dicha onda para recorrer la distancia comprendida desde el punto de radiación hasta la i-ésima estación está dado por:

$$t_i = \frac{d_i}{v} = \frac{\sqrt{(X - x_i)^2 + (Y - y_i)^2 + (Z - z_i)^2}}{c} \tag{4.1}$$

donde c es un valor constante que promedia la velocidad de propagación de la onda considerada, d_i es la distancia euclidiana entre dos puntos definida por el Teorema de Pitágoras y t_i es el tiempo de viaje de dicha onda. Note como, aún en el caso más sencillo de una estructura homogénea, los tiempos de viaje t_i no escalan linealmente con las coordenadas espaciales (X, Y y Z). Esto significa que, en el problema de la localización, la función que relaciona las observaciones con el modelo es no lineal.

4.1. Determinación de parámetros hipocentrales y tiempo de origen

La localización espacio temporal de un sismo puede ser llevada a cabo de varias maneras:

- Usando una sola estación de tres componentes (sección 4.1.1).
- Usando un red de estaciones de 1 ó 3 componentes (secciones 4.1.2 y 4.1.3)
- Usando un red de estaciones para localizar conjuntamente un cúmulo de sismos (sección 4.1.4)

Los siguientes son algunos de los métodos.

4.1.1. Mono estación - polarización de la onda P

A partir del registro en una estación de tres componentes es posible obtener una estimación aproximada de los parámetros que identifican un sismo. Dado que el movimiento de partícula

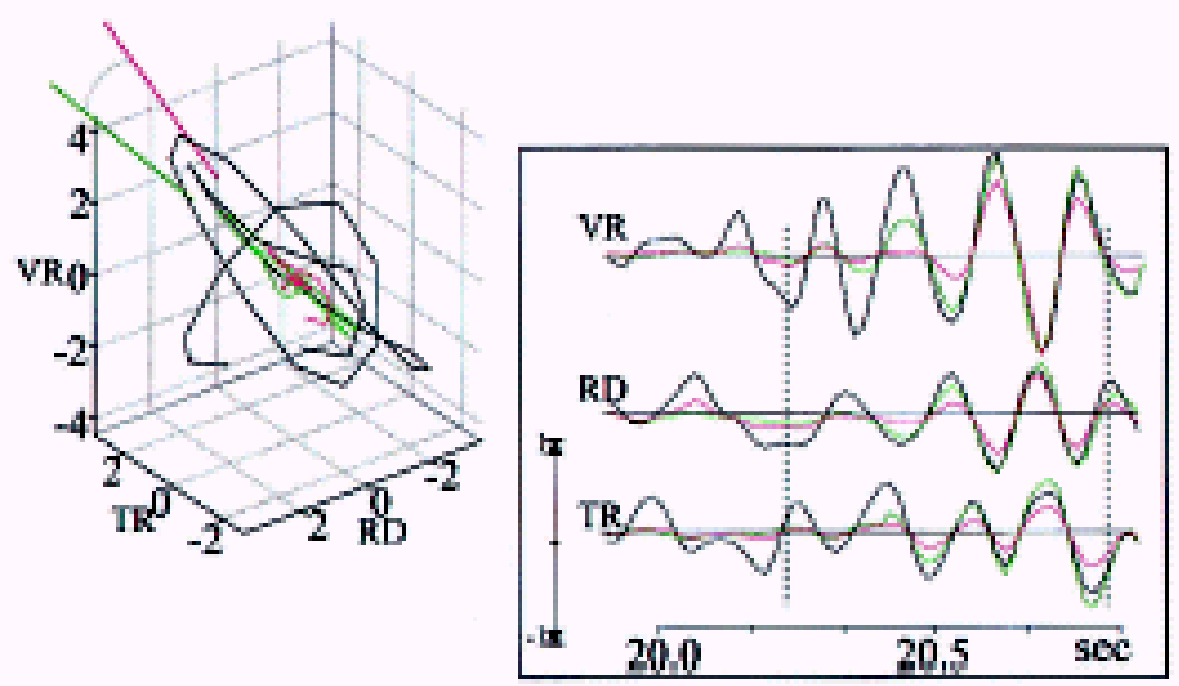

Figura 4.1: Comparición entre polarización mediante el método de covariaza (rojo) y el método de descomposición del valor singular (verde)

de la onda P es polarizado en una sola dirección, el cual es perpendicular a la dirección de propagación, el vector de movimiento de esta onda es usado para inferir la dirección de la fuente. La relación de amplitudes de las dos componentes horizontales (perfectamente polarizadas) es usada para encontrar la dirección del movimiento de partícula o de propagación. En la figura 4.1 se muestra el sismograma de un evento registrado en una estación de tres componentes, rotado radial y tangencialmente; el diagrama de la derecha se conoce como odograma y muestra la dirección de polarización de la onda. Existen diversas técnicas para llevar a cabo este método, tales como covarianza entre las tres señales, descomposición del valor singular y *wavelets* (Magotra et˜al., 1987; Franco and Musacchio, 2001). En este méto-

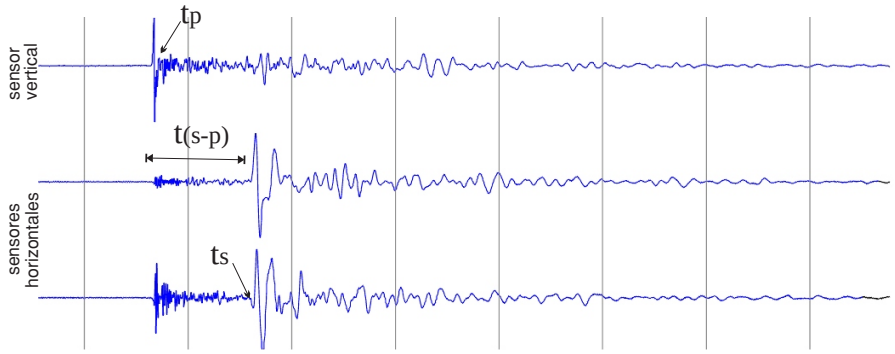

Figura 4.2: Sismograma de tres componentes

do, usando la *ley de omori*, la distancia se obtiene a partir de las diferencias de tiempos de arribo de las ondas P y S (Fig. 4.2). Una vez conocida la distancia se determina el tiempo de viaje y por consiguiente el tiempo de origen.

4.1.2. Método de los círculos - S-P

Si se tienen registros de un sismo en varias estaciones, la localización puede ser determinada usando los tiempos de llegada de las ondas P y S (t_p, t_s respectivamente). Al graficar la diferencia de tiempos (t_s - t_p) contra t_p, y ajustar una línea recta a estos puntos, el punto en el cual la recta intercepta el eje de t_p corresponde al tiempo de origen (diagrama de Wadati). A partir de la estimación del tiempo de origen es posible estimar los tiempos de viaje de la onda P a cada estación; el tiempo de recorrido es multiplicado por un valor promedio de viaje de la onda y de esta manera se obtiene la distancia entre la estación y el epicentro.

Sobre un mapa se dibujan circunferencias de radio igual a la distancia calculada para cada estación, el epicentro es ubicado en el punto donde se intersectan las circunferencias; aunque como difícilmente las curvas coinciden en un punto, el epicentro es ubicado en el centro del área (Fig. 4.3). Para sismos superficiales, el tamaño de esta área define la imprecisión de la localización, pero también está relacionado con la profundidad focal (Lay and Wallace, 1995). Este método de localización gráfico fue usado desde los primeros registros instrumentales y

durante muchos años, hasta la implementación de algoritmos computacionales para resolver este problema.

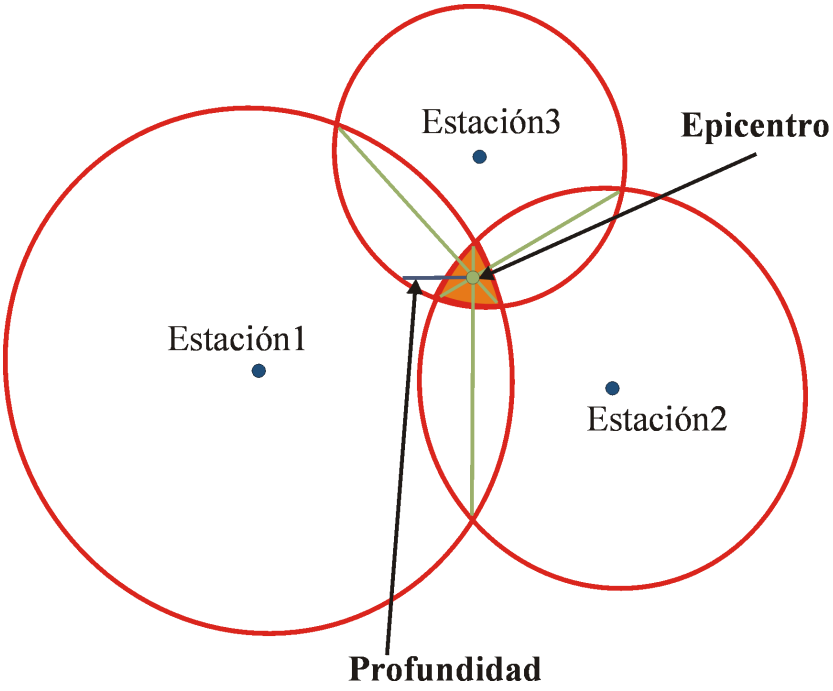

Figura 4.3: Determinación de los parámetros hipocentrales mediante el método de los círculos

4.1.3. Otros métodos de estimación para el problema de localización

Para resolver el problema de la localización usando una red de estaciones se han desarrollado numerosos algoritmos; cada modificación depende de los supuestos con respecto a la naturaleza de la incertidumbre del modelo de velocidades, de la calidad de las observaciones y de las técnicas de inversión. De manera general, se pueden clasificar así,

1. Se asume el problema como la linealización de un problema no lineal, (secciones 3.1.2.2 y 3.3).

   - usando métodos de optimización con evaluación de derivadas parciales y procesos iterativos: minimizando las diferencias entre los valores observados y los valores obtenidos usando el modelo teórico, bien sea usando la suma de las diferencias al cuadrado (mínimos cuadrados o Norma L2) o mediante estimación robusta, que minimiza la suma de los valores absolutos de esas diferencias (mínimos absolutos o Norma L1). Esto puede ser mediante descomposición del valor singular, si el número de observaciones es menor que el número de parámetros, o mediante otro método de descomposición dependiendo de la forma de la matriz; o mediante

inversión de matrices como por ejemplo usando la inversa generalizada; o usando métodos que involucran el cálculo del gradiente; o usando combinaciones de algunos de ellos.

2. mediante determinación probabilística, en la cual se plantean funciones de densidad de probabilidad para los parámetros desconocidos

   - estimadores puntuales de máxima verosimilitud
   - estimadores puntuales bayesianos
   - métodos de simulación o estimación bruta, tales como búsqueda aleatoria pura, multicomienzo, recocido simulado, algoritmos genéticos y redes neuronales.

A pesar de existir innumerables metodologías para localización de sismos, este problema continua siendo una componente importante de la investigación sismológica debido a la necesidad de mejorar las localizaciones para su uso posterior, como por ejemplo para tomografía sísmica.

4.1.3.1. *Estimación no lineal, mediante Mínimos Cuadrados*

El método Gauss-Newton fue introducido al problema de localización hipocentral en 1912 por Geiger (Lee and Stewart, 1981) para la implementación de su algoritmo, el cual usa una aproximación lineal iterativa al problema no lineal mediante la aplicación de mínimos cuadrados ponderados, cuyo objetivo es minimizar la suma de cuadrados de los residuales entre los tiempos de arribo observados (τ_i) y los tiempos de arribo calculados (t_i), para un grupo de estaciones. Este método formula una relación lineal entre los parámetros y los datos de la forma $Gm = d$, y asume una componente de error aleatorio que corresponde a desviaciones de los datos con respecto al modelo.

Se tiene un grupo de tiempos de arribo τ_i observados en i estaciones con coordenadas x_i, y_i y z_i (Fig. 4.4). Se calcula -usando el modelo de velocidades- el valor teórico de la trayectoria de onda t_i de un hipocentro hipotético con posiciones X_h, Y_h, Z_h y tiempo de origen T_h a cada una de las estaciones. El residual del tiempo de arribo en la i-ésima estación, r_i, se define como la diferencia entre el tiempo de arribo observado, el tiempo de arribo teórico y el tiempo de origen, esto es $r_i = \tau_i - t_i - T$. La función a minimizar usando mínimos cuadrados es

$$f(\chi) = \sum_{i=1}^{n} (r_i)^2 = \sum_{i=1}^{n} (\tau_i - (t_i - T))^2 \tag{4.2}$$

Durante el proceso de localización, los valores de la variables iniciales (X_h, Y_h, Z_h, T_h) van a tomar diferentes valores: uno cada que se haga un ajuste, y un ajuste se realiza en cada iteración. Esta técnica se basa en la expansión en series de Taylor de la función no lineal,

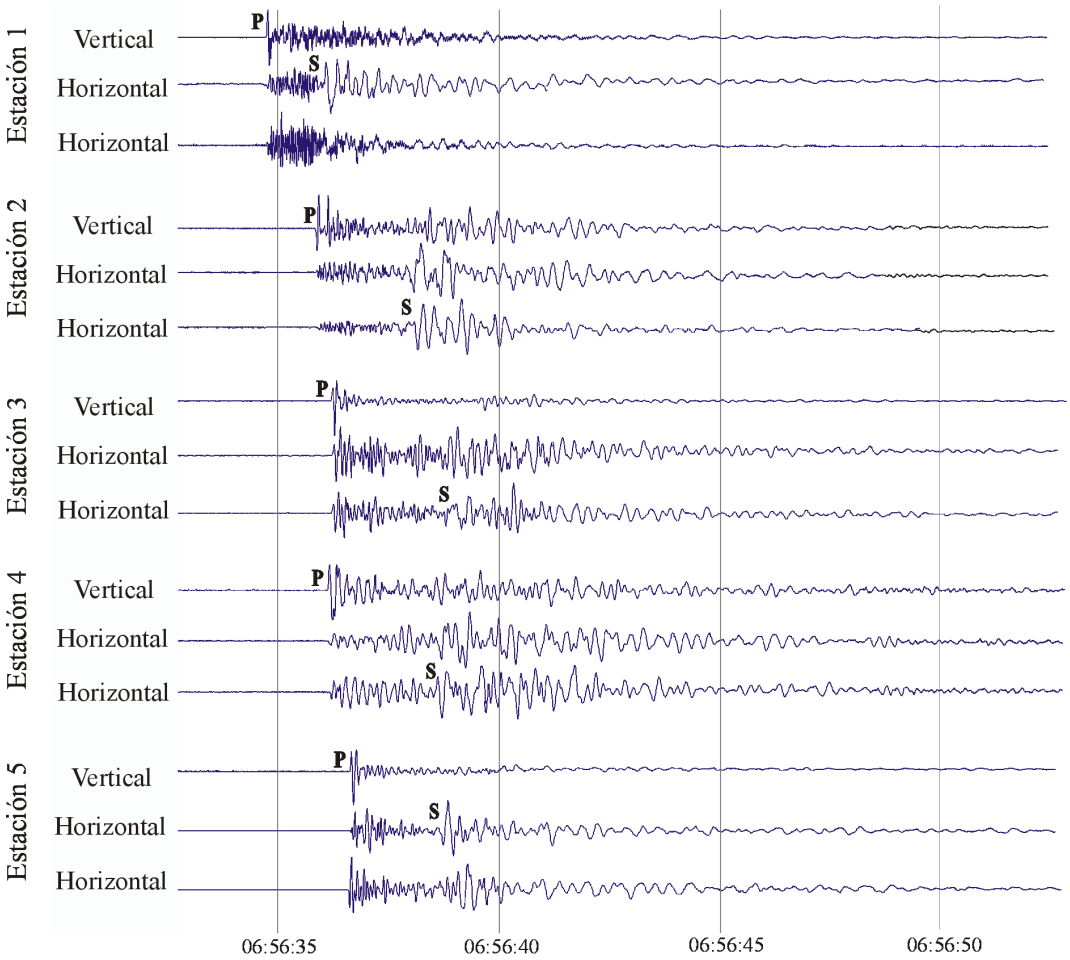

Figura 4.4: Identificación de tiempos de arribo de las ondas P y S en diferentes estaciones

considerando sólo los términos que incluyen derivadas parciales de primer y segundo orden (Gauss-Newton). El objetivo de la optimización es encontrar después de k iteraciones los valores para $\chi = (X, Y, Z, T)$ que proporcionen el mínimo valor para $f(\chi)$ (Fig. 4.5). La relación lineal $Gm = d$ en donde G es la matriz Jacobiana, cuyos elementos son las derivadas parciales espaciales de los tiempos de recorrido del hipocentro hipotético a cada una de las estaciones, con respecto a las 4 variables del modelo, es

$$\begin{pmatrix} \partial T_1/\partial x_1 \mid_\chi & \partial T_1/\partial y_1 \mid_\chi & \partial T_1/\partial z_1 \mid_\chi & 1 \\ \partial T_2/\partial x_2 \mid_\chi & \partial T_2/\partial y_2 \mid_\chi & \partial T_2/\partial z_2 \mid_\chi & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \partial T_n/\partial x_n \mid_\chi & \partial T_n/\partial y_n \mid_\chi & \partial T_n/\partial z_n \mid_\chi & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \delta_x \\ \delta_y \\ \delta_z \\ \delta_t \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \tau_1 \\ \tau_2 \\ \vdots \\ \tau_n \end{pmatrix} \tag{4.3}$$

En este caso el método Gauss-Newton resuelve el sistema de ecuaciones lineales,

$$G^T G m = G^T d \tag{4.4}$$

en cada iteración.

Las observaciones por estación son ponderadas, de acuerdo a la incertidumbre en la lectura p_i del sismograma i el cual se determina directamente del sismograma -lecturas mas precisas corresponden a pequeños valores de p_i-, y en cada iteración, de acuerdo a la distancia $D_i = \sqrt{(\hat{x} - x_i)^2 + (\hat{y} - y_i)^2}$ entre cada estación y el hipocentro, estimada a partir de la localización obtenida en esta iteración. De esta manera, estaciones mas lejanas al evento y estaciones con lecturas deficientes tienen menor peso. La ponderación w_i para la i-ésima estación es inversamente proporcional a $p_i^2 \left[1 + \left(\frac{r_i}{100}\right)\right]^2$. El proceso iterativo es finalizado cuando la suma de los cuadrados de los residuales ($f(\chi)$) converge a algún valor predefinido o cuando un número máximo de iteraciones es alcanzado. En principio, el método fue apli-

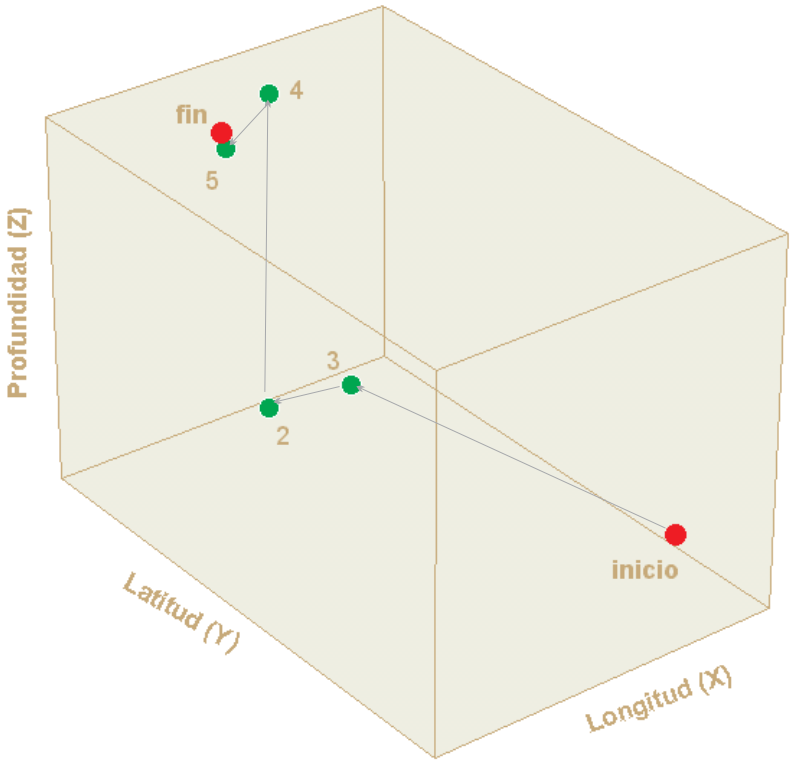

Figura 4.5: Ejemplo de localización iterativa. Número de iteraciones 6

cado para el primer arribo de la onda P, debido a que esta fase es la más fácil de identificar en los sismogramas y a que su estructura de velocidad de propagación es mas conocida; más tarde, y con algunas modificaciones al planteamiento inicial, fue posible usar otras fases tales como S, Pn, etc., como también tiempos absolutos usando la diferencia S-P. Sin embargo, es necesario tener cuidado al usar otras fases, debido a que son mas difíciles de identificar en los sismogramas y a que el cálculo de tiempos de recorrido teóricos son menos precisos ya que su estructura de velocidad de propagación se conoce, pero con mayor incertidumbre.

4.1.3.2. *Localización probabilística*

La localización probabilística se refiere a la formulación y solución del problema usando estadística bayesiana, la cual se usa para modificar el grado de conocimiento con respecto a los resultados de un fenómeno al tenerse nueva información. Información a priori se refiere a lo que se cree o se asume con respecto a las variables de interés antes de tener información a partir de una muestra. La función de máxima verosimilitud representa el grado de concordancia entre los valores obtenidos con una muestra y la información a priori. Información a posteriori se refiere al grado de conocimiento modificado después de obtener información muestral (Mendenhall and Sincich, 1997; Canavos, 1988).

Como se plantea en 3.1.1.3, página 21, la relación teórica entre datos (d) e incógnitas o parámetros del modelo (m) puede ser escrita como $F(d, m)$, donde $m = \chi = X, Y, Z, T$ son las coordenadas hipocentrales y el tiempo de origen, d son los tiempos de arribo observados con matriz de covarianza C_t, mientras que los tiempos calculados tienen matriz de covarianza C_T.

Si se asume una distribución normal de los errores en el modelo de velocidades, la función de densidad de probabilidad teórica puede escribirse como,

$$F(d|\chi) = \theta(d|\chi) = e^{-\frac{1}{2}[d-f(\chi)]' C_T^{-1} [d-f(\chi)]} \tag{4.5}$$

asumiendo ahora que los datos poseen una estructura normal (información a priori de los datos), con t_o el vector de valores medios, la función de densidad de probabilidad para los datos es

$$\rho(d) = e^{-\frac{1}{2}(d-t_o)' C_t^{-1} (d-t_o)} \tag{4.6}$$

y que $\rho(\chi)$ es la información a priori sobre sobre los parámetros del modelo, la función de densidad de probabilidad para los parámetros (coordenadas hipocentrales) estará entonces dada por

$$\sigma(P) = \rho(\chi) \int \rho(d)\theta(d|\chi)dd \tag{4.7}$$

de la cual se obtiene la función de densidad de probabilidad a posteriori para las coordenadas espaciales,

$$\sigma(\chi) = \rho(\chi) e^{-\frac{1}{2}[t_o-f(\chi)]' (C_T+C_t)^{-1} [t_o-f(\chi)]} \tag{4.8}$$

$\sigma(\chi)$ puede ser evaluada con los tiempos de arribo observados y a partir de información a priori sobre la localización del evento en una red muy fina. Los valores de los parámetros que maximizan la función de máxima verosimilitud o que minimizan la suma de los residuales al cuadrado son los óptimos. Esta función que es básicamente combinación de información (información experimental o datos, información a priori sobre los parámetros e información teórica), proporciona la solución general para el problema espacio temporal de localización hipocentral, en el caso de datos con distribución normal. Esta solución no contiene ninguna

aproximación lineal, y proporciona estimadores únicos y consistentes. Mosegaard and Tarantola (2000) propusieron este método como mejor solución para resolver el problema de localización de sismos.

4.1.4. Determinación conjunta de hipocentros

Para una estación sismológica determinada, el error en los tiempos de viaje teóricos se deben principalmente a inexactitudes en el modelo de velocidades asumido, las cuales pueden presentarse cerca a la fuente, cerca a la estación o a lo largo de la trayectoria de la onda. Por lo tanto, si un grupo de sismos ocurre con mas o menos la misma localización espacial (cúmulo) es posible reducir conjuntamente los errores en el modelo idealizado, determinando una corrección por estación que tenga en cuenta las inexactitudes del modelo a lo largo del recorrido entre la fuente y cada estación. Es decir, para un grupo de sismos y una red de estaciones se estima cada hipocentro y finalmente se obtiene un factor de corrección para cada estación (Douglas, 1967). Los esquemas de inversión para resolver el sistema de ecuaciones en este caso generalmente usan descomposición del valor singular. Las localizaciones relativas usando el método de determinación conjunta son mejores que las localizaciones individuales determinadas usando mas completos y complejos modelos de velocidad (Lay and Wallace, 1995).

4.2. Estimación de tiempos de viaje

Una estructura de velocidad es un modelo regional generalizado de la Tierra, que representa la estructura de la Tierra en capas, las cuales se asume que tienen diferentes velocidades sísmicas entre sí. Puede ser inferida mediante inversión de curvas de dispersión de tiempos de viaje, a partir de tiempos de arribo de varias ondas sísmicas (generalmente P y S) observados en diferentes puntos como una función de la distancia usando un modelo de la Tierra por capas.

En 1939 Jeffreys compiló los tiempos de viaje de cientos de arribos de ondas sísmicas y a partir de ellas desarrolló curvas de tiempos de viaje para la Tierra, desde la superficie hasta el centro. Estas tablas se conocen como *Jeffreys - Bullen Tables* y predicen los tiempos de arribo de ondas telesísmicas P a cualquier punto en la superficie de la Tierra con exactitud del 0.2 %, limitado por la existencia de variaciones tridimensionales en las estructuras no tenidas en cuenta por los modelos asumidos para su elaboración. Estas tablas se usan rutinariamente para localización global de sismos (Lay and Wallace, 1995).

En 1981 Dziewonski y Anderson diseñaron un modelo de velocidades (PREM, Preliminary Reference Earth Model, Fig 4.6) con el fin de ajustar un variado grupo de datos (oscilaciones libres, dispersión de ondas superficiales, tiempos de viaje de ondas de cuerpo y datos de

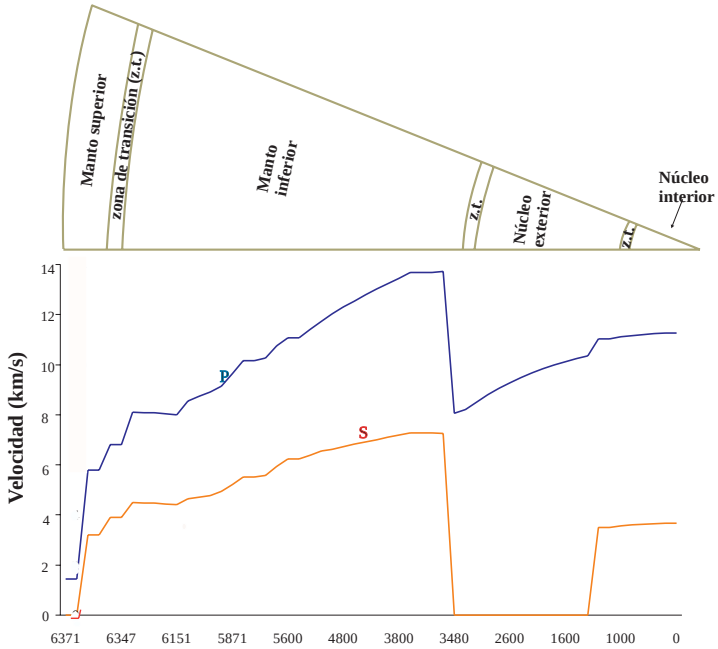

Figura 4.6: Modelo PREM de velocidad para las ondas P y S en función de la profundidad

masa, momento e inercia). Este modelo de velocidades proporciona además densidad y atenuación en función de la profundidad. Los modelos actuales de la Tierra tienen valores que son razonablemente cercanos a los valores contenidos en PREM (Shearer, 1999).

Estos son entre otros, modelos globales obtenidos a partir de observaciones en diferentes puntos de la Tierra y de aplicación en localización global. Sin embargo, cada observatorio sismológico construye a partir de sus propias observaciones los modelos de velocidad que mejor representen la estructura de su región.

4.3. Factores que influyen en errores de localización

La estimación hipocentral mediante mínimos cuadrados (sección 4.1.3.1, pág. 48), usada actualmente en el OSSO para la determinación rutinaria de hipocentros, plantea una relación lineal de la forma $d = Gm + e$ donde e es el error, el cual puede ser visto como una combinación de varios términos. El método de mínimos cuadrados es apropiado cuando los errores son independientes y aleatorios, pero su aplicación puede dar desproporcionada ponderación a datos con grandes errores y distorsionar la solución. En efecto, errores grandes en los datos tienden a ser distribuidos uniformemente entre las observaciones, de tal forma que los errores grandes se propaguen casi uniformemente en todas las estaciones, obteniéndose pequeñas desviaciones de los datos con respecto a las estimaciones, por lo que, obtener bajos residuales en una estimación no implica necesariamente una buena solución.

La incertidumbre en las localizaciones obtenidas con este método se debe principalmente a errores en la medición de los tiempos de arribo de las diferentes fases, a la incorrecta identificación de las mismas y a las diferencias entre el modelo de velocidades que se usa para estimar los tiempo de viaje y la estructura real. La mala localización de eventos inducida por aquellas fuentes de error es afectada por el número y distribución espacial de estaciones que registran un evento, lográndose una mejor localización cuando se dispone de un suficiente número de observaciones. En resumen, la exactitud, precisión y consistencia en la estimación de los parámetros de localización dependen de los siguientes factores,

- número y distribución espacial de las estaciones con respecto al sismo,
- la cantidad y calidad de los tiempos de arribo observados,
- la precisión del modelo de velocidades usado para calcular los tiempos teóricos de viaje,
- del método de estimación y los supuestos involucrados en el mismo

4.3.1. Optimización de la red de observación

Una red sismológica regional permanente está constituida por estaciones remotas, dotadas con sismómetros de alta sensibilidad y ubicadas a distancias inferiores a los 100 km de las fuentes sísmicas de interés. Si además existe y se quiere monitorear actividad sísmica superficial, por ejemplo en los primeros 10 km de la corteza, el espaciamiento entre estaciones debe reducirse al menos a 20 km (Aki and Richards, 1980). Las estaciones generalmente transmiten los valores observados a una estación central, en donde se recibe -generalmente en tiempo real-, se acopia y se procesa la información.

Si el número y la cobertura azimutal de las estaciones que registran un sismo son adecuados (por ejemplo, mínimo 4 estaciones con un ángulo máximo entre el epicentro y dos estaciones consecutivas menor a 90°) y si al menos una de las estaciones está localizada a una distancia epicentral menor que la profundidad focal, entonces basta con observar la llegada de la onda P para obtener una adecuada localización; en caso contrario, se requiere la identificación de fases secundarias para hacer una estimación del hipocentro y del tiempo de origen del evento.

En general, las estaciones deben estar distribuidas de tal forma que rodeen el sismo; en caso contrario, cuando el sismo ocurre fuera de la red, los elementos de la columna $\partial T_i/\partial x$ y los correspondientes elementos de la columna $\partial T_i/\partial y$ pueden ser proporcionalmente cercanos unos a otros. Dado que el rango de una matriz (número de filas linealmente independientes) debe ser mayor al número de incógnitas, si una matriz tiene una fila que es casi una combinación lineal de otras, esta matriz presentará un rango defectivo con un valor singular muy

pequeño y el sistema tendrá infinitas soluciones con errores que se aproximan al mínimo absoluto. Dado que los elementos de la matriz G dependen del modelo de velocidades y de la distribución espacial de las estaciones respecto al hipocentro, la distribución relativa de las estaciones con respecto a los sismos es muy importante para decidir si un sismo puede o no ser localizado con una red determinada. En efecto, si la distribución de estaciones es pobre respecto a la ubicación del sismo de interés, no basta con tener un número mayor de datos que de incógnitas para resolver el problema, pues en general la matriz G que resulta en este caso es una matriz mal condicionada. De igual manera, dado que las estaciones están ubicadas en la superficie de la tierra, el parámetro más difícil de determinar es la profundidad focal.

Uhrhammer (1980) propuso un método para determinar el número mínimo de estaciones necesarios para determinar hipocentros con cierta exactitud en una determinada región. El método consiste en construir matrices de correlaciones llamadas de ignorancia y de incertidumbre, a partir de los parámetros hipocentrales. Estas matrices permiten determinar el área en la cual la incertidumbre de los parámetros hipocentrales es suficientemente pequeña y proporciona además información sobre cuáles observaciones son redundantes o suministran poca o mayor información. Un análisis del método fue llevado a cabo con una red conformada por 4 estaciones, 3 de ellas son los vértices de un triángulo equilátero y la cuarta a una distancia de 10 km de cada una de ellas, proporcionando tiempos de llegada de las ondas P y S para cada estación y usando un modelo de velocidad constante. Este método permite comparar varias geometrías de red para determinar sus respectivas ventajas y desventajas. El método considera una configuración óptima cuando todas las observaciones minimizan la incertidumbre en los parámetros hipocentrales.

Rabinowitz and Steinberg (1990) aplicaron teoría estadística del diseño de experimentos (estimación de parámetros con máxima resolución) para obtener la óptima configuración de una red, es decir una que proporcione máxima precisión para el monitoreo de un punto fuente. El esquema de optimización propuesto se basa en el algoritmo DETMAX (Mitchell, 1974), el cual genera una red inicial seleccionando n sitios aleatoriamente de una lista de estaciones candidatas, la red es modificada secuencialmente adicionando sitios de la lista y removiendo otros hasta lograr la maximización del determinante de $G^T G$ (criterio D). Este procedimiento puede ser aplicado a redes locales, regionales o globales y es útil para encontrar el sitio óptimo si se quiere adicionar una nueva estación a una red existente. También mide la eficacia de cada estación por el incremento relativo en el determinante de la red debido a la inclusión de cada una de ellas y proporciona información sobre el número de estaciones necesarias para el monitoreo de una fuente.

Steinberg et˜al. (1995) retomaron el trabajo anterior y generalizaron su aplicación para el óptimo monitoreo de diversos sistemas de fallas y fuentes múltiples, justificado por el hecho que fuentes sísmicas no corresponden a simples puntos. El procedimiento es el mismo, pero se lleva a cabo utilizando información de múltiples fuentes. En su artículo presentaron dos ejemplos no teóricos para ilustrar el método y un tercero aplicado a un grupo de 17 estaciones de la red sismológica de Israel. Para diferentes redes -en número- de estaciones sismológicas

encontraron diferencias significativas en las localizaciones, lo cual fue atribuido a anomalías en la estructura local de velocidades. Encontraron que redes que son óptimas con respecto a precisión estadística pueden cubrir eficazmente fuentes potenciales y por lo tanto reducir errores relacionados a desviaciones del modelo.

Gupta et˜al. (1973) plantearon que la precisión de una red sísmica, en cuanto a localización de terremotos, puede estimarse calculando la distribución relativa de los errores en la determinación de cada uno de los parámetros, usando un modelo simplificado de la Tierra. Aplicando el método de simulación Monte Carlo con 200 muestras, los autores modelaron el proceso del registro de las ondas sísmicas, asumiendo errores normalmente distribuidos, velocidad de propagación de la onda P constante e igual profundidad de los focos a través de los cálculos (25 km). Mediante el análisis de estos datos, determinaron la precisión de la red sismológica de la India, teniendo en cuenta también la capacidad de detección, para localizar eventos de magnitudes 5.0, 4.5 y 4.0. García (1986) siguiendo el trabajo anterior determinó la precisión relativa de la red española en la localización de terremotos de la región. Utiliza los mismos criterios y parámetros de Gupta et˜al. (1973) y realiza la simulación para sismos con profundidad de 10 km.

4.3.2. Evaluación del modelo de velocidades

Dado que el proceso de localización requiere la evaluación de tiempos de viaje de una onda sísmica a partir de un modelo de la estructura de la tierra, los sismos son localizados con modelos de velocidad simplificados, es decir con solo información limitada de la estructura real. Generalmente estos mode los asumen un conjunto de capas horizontales, ignorando el posible efecto de las variaciones laterales de velocidad. En la práctica esto se debe al poco conocimiento que se tiene sobre la estructura de velocidades y a la dificultad de trazar rayos sísmicos en medios heterogéneos. Como resultado se obtienen localizaciones sesgadas.

Billings et˜al. (1994b) plantean que tanto los errores de lectura como los errores del modelo de velocidades influencian las estimaciones y que es difícil separar sus efectos. Sin embargo, proponen dos métodos para el análisis de ellos usado simulación Monte Carlo (el método usado para el análisis de los errores de lectura se explica en la sección 4.3.3). Para determinar el efecto de la heterogeneidad lateral de la Tierra, la cual no es tenida en cuenta en los modelos de velocidad unidimensional, el evento fue relocalizado usando diferentes combinaciones de fases y geometrías de red. Encontraron que ambos mecanismos tienen gran influencia en las localizaciones, y que tanto el número como el tipo de fase son importantes para la determinación de la profundidad focal. Encontraron una gran discrepancia entre las localizaciones producidas usando fases P y las producidas usando fases P y pP (35 km en profundidad y de 12.5 km en epicentro), la cual resulta de imperfecciones en el modelo de velocidades debidas a la relativa insensibilidad de la onda P a cambios en profundidad, ya que éstos son absorbidos por cambios en la longitud de la trayectoria del rayo, teniendo un pequeño efecto en el tiempo de viaje. Por tanto recomiendan el uso de fases adicionales tales como pP ya que son

fases sensitivas a cambios en profundidad.

En un trabajo anterior, der Hilst and Engdahl (1992) estudiaron un gran número de eventos del International Seismological Centre (ISC) y encontraron que las profundidades estimadas usando fases P y pP eran bastante diferentes a las obtenidas usando sólo fases P. La diferencia en profundidades, es decir, el sesgo fue particularmente evidente en zonas de subducción donde los heterogeneidades laterales en velocidad son importantes.

Iversen and Lees (1996) plantean que para un grupo de sismos que ocurren muy cerca unos a otros y que son registrados por numerosas estaciones, es posible definir un estadístico por estación que identifique anomalías del modelo de velocidades, determinando la contribución o influencia de cada estación al sesgo o error en la localización. Este estimador se basa en el método estadístico de remuestreo Jackknife y consiste en tomar un grupo de sismos con un suficiente número de observaciones; cada sismo es relocalizado eliminando una estación a la vez, comparando la relocalización con la localización inicial se calcula el sesgo por estación, este procedimiento se lleva a cabo para todo el grupo de sismos; finalmente se estudia la distribución del sesgo por estación entre eventos, la cual se espera que esté centrada alrededor de la media y que tenga varianza constante. El método fue aplicado a dos grupos de sismos: un grupo de 81 sismos de la región de Mount St Helens ocurridos entre 1987 y 1991 y otro grupo de 113 sismos correspondientes a réplicas del sismo de Joshua Tree de 1992. Con este último grupo comparan además resultados obtenidos con un modelo unidimensional y uno tridimensional. Encontraron que tanto el modelo unidimensional como el tridimensional usados en la región de Mount St Helens no modelan adecuadamente la estructura de velocidades regional. Para la secuencia de sismos de Joshua Tree encontraron satisfactorio el modelo de velocidades tridimensional.

4.3.3. Errores en las observaciones

Los errores en los datos primarios, tales como tiempos de arribo o amplitudes, los cuales son leídos directamente del sismograma se comportan de una manera relativamente simple. Para tiempos de llegada de fases impulsivas obtenidas en registros análogos los errores son aproximadamente gaussianos (Buland, 1976), mientras que en lecturas de fases emergentes los errores tienen una distribución sesgada debido a la tendencia de leer llegadas débiles demasiado tarde (Anderson, 1982). Si durante la interpretación de los datos se dispone de muchas mediciones, los errores de lectura pueden ser tratados como normalmente distribuidos con media cero y varianza constante.

Billings et˜al. (1994b) proponen un análisis de error usando un técnicas Monte Carlo ya que éstas manejan bien la no linealidad del problema. El procedimiento fue diseñado para ser usado con algoritmos de localización que usan estimadores de máxima verosimilitud. El método usual consiste en perturbar los tiempos de arribo con números aleatorios tomados de una distribución normal con media cero y desviación estándar de 0.25 segundos y de esta manera

el evento es relocalizado. Los autores realizaron dos modificaciones al procedimiento usual: por una lado la simulación no se llevó a cabo generando fases aleatorias a partir del epicentro determinado inicialmente, con el fin de evitar la inclusión de errores debidos al modelo de velocidades usado para generar las fases sintéticas sino que adicionaron errores aleatorios a las lecturas previas; por otro lado, la distribución de los errores usados para perturbar los datos debería ser la misma usada en la estimación inicial, pero dado que la combinación de ambos tipos de errores no sigue la misma distribución que los errores de lectura, usaron una distribución de errores asociados con una norma L1.25 para la localización de los eventos. El procedimiento fue repetido 500 veces para obtener un cúmulo de localizaciones, las cuales fueron usadas para investigar la influencia de los errores de lectura en la determinación hipocentral. Encontraron que el efecto de estos errores es menor que el causado por otras fuentes de error tales como número y tipo de fases o modelo de velocidades; además para una más rápida convergencia usaron como solución inicial el hipocentro sin perturbaciones, dado que se espera que los errores de lectura no muevan el epicentro grandes distancias. El procedimiento fue llevado a cabo para un evento en los límites entre Iran-Iraq, con 307 observaciones. Las localizaciones perturbadas difieren entre sí por menos de 4.5 km en epicentro, 6 km en profundidad y 0,75 segundos en tiempo de origen. Encontraron además una fuerte correlación entre la profundidad y el tiempo de origen.

Rodi and Toksoz (2001) retomando el trabajo de Billings et˜al. (1994b), repitieron el análisis, asumiendo dos distribuciones para los errores de lectura: distribución normal y distribución exponencial. El objetivo del trabajo era obtener una estimación óptima usando una función de máxima verosimilitud, a partir de la cual obtienen regiones de confianza en términos de pruebas de hipótesis aplicadas a las relaciones de verosimilitud. La función de verosimilitud es dada en términos de un modelo probabilístico para los diferentes tipos de error en los datos sísmicos, lo cual permite implementar errores que no tengan distribución normal y errores espacialmente correlacionados en las tablas de tiempos de viaje, además no hace necesario asumir restricciones de linealidad entre los tiempos de viaje y la localización; para esto usan técnicas de simulación Monte Carlo y búsqueda exhaustiva. Este método fue aplicado a una secuencia de sismos del terremoto de Racha de 1991.