



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA**

**CARACTERIZACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS DE CAMPO CERCANO EN ALTA
FRECUENCIA**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER
EN CIENCIAS MENCIÓN GEOFÍSICA**

SERGIO ARTURO RUIZ TAPIA

**PROFESOR GUIA:
EDGAR KAUSEL VECCHIOLA**

**MIEMBROS DE LA COMISION:
RODOLFO SARAGONI HUERTA
SERGIO BARRIENTOS PARRA**

**SANTIAGO DE CHILE
2008**

**RESUMEN DE LA TESIS
PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS MENCIÓN GEOFÍSICA**
POR: Sergio Ruiz Tapia
FECHA: Mayo del 2008
PROFESOR GUÍA: Sr. Edgar Kausel Vecchiola

Se han estudiado acelerogramas epicentrales de terremotos chilenos. El análisis de los acelerogramas se ha desarrollado en alta frecuencia identificando ondas sísmicas que han permitido observar características de la ruptura de la fuente.

La identificación de ondas internas en acelerogramas de sismos chilenos, ocurridos en el norte de Chile, ha permitido estimar características de la ruptura sísmica y relacionar la duración de las ondas con el tamaño de ruptura.

En general, se observa que los terremotos chilenos se componen de múltiples subeventos, lo cual es una de las causas de la alta frecuencia que se observa en ellos y la posible razón por la cual los terremotos chilenos usualmente no siguen la ley de escalamiento de terremotos.

Los terremotos chilenos presentan características especiales en relación a otras zonas sísmicas, por ejemplo los altos valores de aceleración máxima. En esta tesis se propone un modelo de ruptura de subasperezas y respuestas libres del suelo que explicarían la causa de las altas aceleraciones que se observa en los terremotos chilenos.

El evento del 28 de agosto del 2001, $m_b=5.7$, del norte de Chile, es estudiado en alta frecuencia, proponiendo la ubicación relativa de las subasperezas que controlan su ruptura. Se estudian también los acelerogramas de los terremotos de Tarapacá del 2005 y de Chile Central de 1985. El análisis permite identificar pulsos que son generados por la ruptura de asperezas.

El estudio de los pulsos asociados a la ruptura del terremoto del 3 de marzo de 1985 ha permitido identificar la ubicación de 3 asperezas dominantes que controlaron la ruptura. Se propone que el terremoto del 3 de marzo ($M_s = 7.8$) puede ser considerado, en alta frecuencia, como la ruptura de tres sismos de menor magnitud.

Además, se analizan acelerogramas de réplicas del terremoto del 3 de marzo de 1985 permitiendo identificar propiedades determinísticas de ondas sísmicas de alta frecuencia ($>1\text{Hz}$) cuyas propiedades están determinadas por la ruptura de la fuente.

AGRADECIMIENTOS

El desarrollo de esta tesis y del programa de magíster en Ciencias mención Geofísica ha sido posible gracias al financiamiento otorgado por la beca de magíster de Conicyt.

Agradezco al Profesor Edgar Kausel por guiar esta tesis y a los profesores Rodolfo Saragoni y Sergio Barrientos por su apoyo y sugerencias para mejorar este trabajo.

ÍNDICE

CAPITULO 1	6
INTRODUCCIÓN.....	6
CAPITULO 2	8
ONDAS SÍSMICAS	8
2.1 Introducción.....	8
2.2 Ruptura Sísmica.....	9
2.3 Rise Time t_r	10
2.4 Desplazamientos producidos por una dislocación por corte	12
2.5 Relación entre el tiempo característico del terremoto (source time) y la Magnitud Momento.....	16
2.6 Comentarios y Conclusiones	17
CAPITULO 3	19
RELACIÓN DURACIÓN - MAGNITUD DE SISMOS CHILENOS VS MOMENTO SÍSMICO.....	19
3.1 Introducción.....	19
3.2 Procesamiento de Señales.....	21
3.3 Sismos del Norte de Chile	26
3.4 Ondas de Cuerpo Observadas en Acelerogramas.....	27
3.5 Duración de las Ondas de Cuerpo y su Relación con la Ruptura Sísmica	28
3.6 Diferentes Llegadas de Ondas dentro de las Ondas de Cuerpo.....	34
3.7 Comentarios y Conclusiones	35
CAPITULO 4	37
RUPTURA DE SUBASPEREZAS Y INFLUENCIA DE ESTAS EN LOS ESPECTROS Y MOVIMIENTOS LIBRES DEL SUELO	37
4.1 Introducción.....	37
4.2 Sismo del 28 de agosto del 2001	39
4.3 Estudio de Subasperezas.....	43
4.4 Modelo de Ruptura de Subasperezas del Sismo del 28 de Agosto del 2001	47
4.6 Influencia de las subasperezas en los espectros de terremotos.....	54
4.6.1 Ley de Escalamiento de Espectros	54
4.6.2 El caso del sismo del 28 de agosto del 2001	56
4.6.3 Influencia de la respuesta del suelo producto de la presencia de ondas de subasperezas.	60
4.6.3.1 <i>Respuesta del suelo de la estación de Pica para diferentes sismos</i>	61
4.7 Comentarios y Conclusiones	67
CAPÍTULO 5.	69

ONDAS DE ALTA FRECUENCIA ASOCIADOS A LA RUPTURA DEL TERREMOTO DE TARAPACÁ 2005 Y EL TERREMOTO DE CHILE CENTRAL DE 1985.	69
5.1 Introducción.....	69
5.2 Terremoto de Tarapacá del 2005	70
5.2.1 Estudio de Acelerogramas en Alta Frecuencia del terremoto de Tarapacá..	71
5.3 TERREMOTO DE CHILE CENTRAL DE 1985.....	78
5.3.1 Registros de campo cercano del terremoto de Chile Central de 1985.....	80
5.3.2 Pulsos de desplazamiento observados en el terremoto de Chile Central de 1985	83
5.3.3 Ubicación Asperezas del terremoto de Chile Central de 1985.....	87
5.3.4 Pulsos de desplazamiento observados en réplicas del terremoto de Chile Central de 1985.....	94
5.3.5 Duración de los pulsos de desplazamiento observados en sismos del evento de Chile Central de 1985	96
5.3.6 Liberación de Energía en Alta Frecuencia, frecuencias mayores a 0.5 Hz ..	97
5.4 Comentarios y Conclusiones	102
6. COMENTARIOS Y CONCLUSIONES	104
REFERENCIAS	106

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

En esta tesis se estudian acelerogramas de terremotos chilenos registrados en zona epicentral. Por la cercanía a la fuente sísmica el estudio de acelerogramas permite analizar el comportamiento en alta frecuencia de ondas sísmicas, aspecto que habitualmente no es cubierto en el análisis de terremotos con instrumentos de campo lejano, por la rápida atenuación de la alta frecuencia con la distancia.

Habitualmente el estudio de acelerogramas no ha sido considerado en estudios de sismología por la influencia del suelo o la interferencia de heterogeneidades que distorsionarían la señal en alta frecuencia, motivo por el cual ha sido práctica usual filtrar los registros para considerar solo las bajas frecuencias.

En esta tesis el desafío ha consistido en analizar la ruptura sísmica en alta frecuencia, obviando el supuesto inicial de que el movimiento del suelo para frecuencias mayores a 1 Hz es aleatorio (Hanks, 1979; McGuire y Hanks, 1980; Hanks y McGuire, 1981).

En el Capítulo 2 se describe brevemente la teoría de ruptura sísmica y la generación de ondas sísmicas.

En el Capítulo 3 se estudia las características de las ondas de cuerpo de acelerogramas chilenos registrados en el norte de Chile y a partir del estudio de las ondas de cuerpo se espera deducir características de la fuente sísmica.

En el Capítulo 4 se plantea un modelo a partir de la ruptura de subasperezas que controla los altos valores de aceleración observados en los acelerogramas de terremotos chilenos. Se observa que en general los sismos chilenos no siguen las leyes de escalamiento de terremotos. El sismo del 28 de agosto del 2001, mb 5.7, es estudiado en alta frecuencia para

analizar la ubicación de las asperezas que controlan su ruptura y la ubicación relativa entre ellas.

En el Capítulo 5 se estudian los terremotos de Tarapacá del 2005 y Chile Central de 1985, identificándose las características y propiedades de los pulsos asociados a la fuente sísmica, a partir de la identificación de los pulsos se busca identificar las zonas o asperezas dominantes donde se libera la energía del terremoto de Chile Central de 1985.

Se busca identificar la distribución en alta frecuencia de la energía del terremoto del 3 de marzo de 1985, dado que para estudios de riesgo sísmico es fundamental saber si se debe considerar este terremoto como un gran evento de magnitud que libera la energía desde una sola zona o si lo hace desde diferentes sitios, distribuyendo la energía en el espacio.

También son estudiados en alta frecuencia acelerogramas de réplicas del terremoto de Chile Central de 1985.

CAPITULO 2

ONDAS SÍSMICAS

2.1 Introducción

El movimiento sísmico del suelo se produce mayoritariamente por ondas elásticas: ondas de cuerpo P y S y ondas superficiales Love y Rayleigh. Históricamente la observación de estas ondas ha sido realizada por medio del estudio de sismogramas, desde Oldham (1900) quien identificó “movimientos preliminares” y “grandes ondas” en sismogramas de terremotos lejanos.

Desde entonces se han desarrollado diferentes trabajos que permiten describir la ruptura de la fuente sísmica y asociarla a las ondas sísmicas observadas en registros obtenidos en superficie.

En este capítulo se describen las principales propiedades de la ruptura de la fuente sísmica que permiten entender el movimiento del suelo asociado a las ondas producidas por los terremotos.

En la Sección 2.2 se describe la ruptura sísmica a partir de una dislocación por corte.

En la Sección 2.3 se presenta algunas características del rise time.

En la Sección 2.4 se presentan las características del desplazamiento producto de una dislocación por corte.

En la Sección 2.5 se describe la relación entre el tiempo característico del terremoto (source time) y la Magnitud Momento

2.2 Ruptura Sísmica

Generalmente se asume que la generación de los sismos es el resultado de una falla por corte, producto de un deslizamiento que genera una abrupta caída de tensiones.

La observación de las ondas sísmicas generadas por las fallas, cumple acertadamente con un patrón de radiación de doble cupla, lo que implica que efectivamente el sismo es ocasionado por un proceso de corte.

El proceso de dislocación de un sismo es representado en términos de una función de desplazamiento en el plano de falla. Frecuentemente se utiliza (por su simplicidad) dos modelos de propagación de la falla: el modelo de Haskell (1964) y el modelo de Brune (1970, 1971).

Como ejemplo podemos considerar una dislocación con la geometría presentada en la Figura 2.1, donde el desplazamiento $u(t)$ en la superficie de falla puede ser expresado como

$$u(t) = u_0 \cdot H\left(t - \frac{x}{V_R}\right) \quad (2.1)$$

donde:

u_0 es el desplazamiento final

$H(t)$ es la función Heaviside

V_R es la velocidad de ruptura.

El modelo propuesto por la Ec. (2.1) fue inicialmente desarrollado por Knopoff y Gilbert (1959).

Haskell (1964) reemplazó la función de Heaviside de la Ec. (2.1) por una función rampa ($G(t)$) que es cero para $t < 0$ y se incrementa linealmente hasta 1 en $t = T$, tiempo que es denominado rise time.

$$u(t) = u_0 \cdot G\left(t - \frac{x}{V_r}\right) \quad (2.2)$$

A partir de este modelo se puede desarrollar el desplazamiento de campo lejano (Savage, 1972)

$$u(t) = Rc(\theta, \phi, R) \cdot \frac{M_0}{\tau_0} \cdot \left\{ G\left(t - \frac{R}{c}\right) - G\left(t - \frac{R}{c} - \tau_0\right) \right\} \quad (2.3)$$

donde Rc es el patrón de radiación, M_0 es el momento sísmico ($M_0 = \mu u_0 L W$), τ_0 es el ancho del pulso. μ es la rigidez, L y W largo y ancho de la falla y u_0 desplazamiento final.

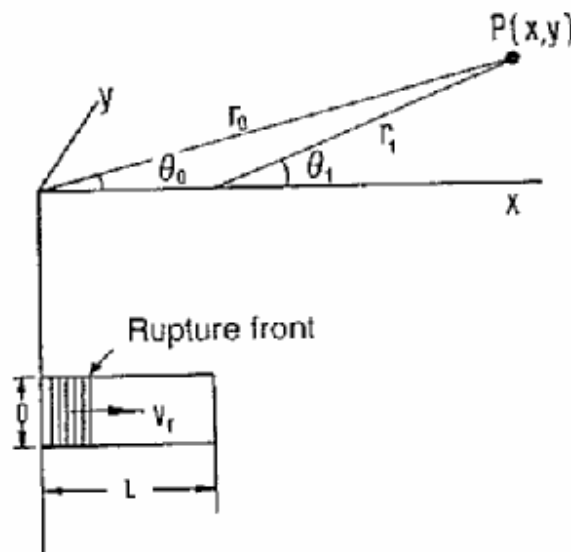


Figura 2.1 Geometría del movimiento de dislocación con un receptor P.

2.3 Rise Time t_r

El desplazamiento de campo lejano $u(t)$ queda controlado, entre otros parámetros, por el rise time, que está relacionado con el tiempo que demora el desplazamiento en la falla desde su posición inicial hasta su posición final.

Una definición absoluta del rise time es compleja porque varía mucho de un modelo a otro. Por ejemplo, en el modelo de Haskell se define como el tiempo de la función rampa requerido para alcanzar el 90% del desplazamiento final. En el modelo de Brune (1970), donde se define una función exponencial, el rise time es definido como un tiempo constante.

En la Figura 2.2 se presentan tres modelos de desplazamiento de la fuente, donde se considera una fuente de Heaviside (modelo de Knopoff y Gilbert, 1959), una función rampa (modelo de Haskell, 1964) y una función exponencial (modelo de Brune, 1970), en esta figura T representa el rise time para cada modelo (en el modelo de Knopoff y Gilbert, 1959 el rise time es cero, el estado final de la falla se alcanza en forma instantánea).

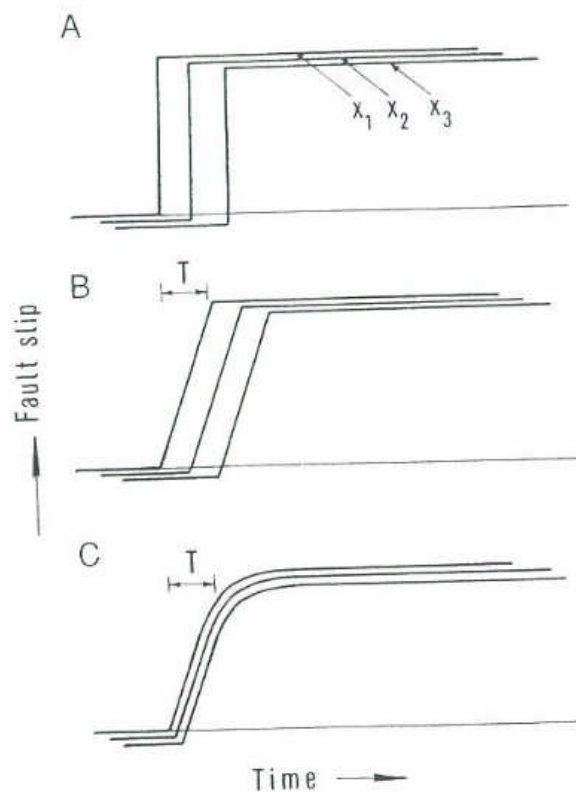


Figura 2.2 (Esquema de Kasahara, 1981; donde presenta la función de desplazamiento de los 3 modelos)

2.4 Desplazamientos producidos por una dislocación por corte

Los primeros estudios teóricos de ondas elásticas a partir de dislocaciones de la fuente, fueron propuestos por Knopoff (1956), Knopoff y Gilbert (1959, 1960), Maruyama (1963), Haskell (1964, 1966), Burridge y Knopoff (1964) y Savage (1965a, 1965b, 1966); la contribución de todos estos trabajos ha permitido estimar el campo de desplazamiento elástico \bar{u} , que ocurre en un determinado sitio, ubicado a una cierta distancia de la ruptura [x] y en un instante de tiempo [t], en un medio infinito, elástico, isótropo y homogéneo radiado por una continuidad de desplazamientos ocurrida entre los dos lados de un plano de falla, este desplazamiento puede ser escrito de la siguiente forma (Ec. 4.32 de Aki y Richards, 2002):

$$\begin{aligned}
 u(x,t) = & \frac{1}{4\pi\rho} A_{ij}^N \frac{1}{r^4} \int_{\frac{r}{\alpha}}^{\frac{r}{\beta}} \tau M_0(t-\tau) d\tau + \\
 & \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A_{ij}^{IP} \frac{1}{r^2} M_0\left(t-\frac{r}{\alpha}\right) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} A_{ij}^{IS} \frac{1}{r^2} M_0\left(t-\frac{r}{\beta}\right) + \\
 & \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} A_{ij}^{FP} \frac{1}{r} \dot{M}_0\left(t-\frac{r}{\alpha}\right) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} A_{ij}^{FS} \frac{1}{r} \dot{M}_0\left(t-\frac{r}{\beta}\right)
 \end{aligned} \tag{2.4}$$

con

$$\begin{aligned}
 A_{ij}^N &= 30\gamma_i\gamma_j\gamma_q\upsilon_q - 6\upsilon_i\gamma_j - 6\delta_{ij}\gamma_q\upsilon_q \\
 A_{ij}^{IP} &= 12\gamma_i\gamma_j\gamma_q\upsilon_q - 2\upsilon_i\gamma_j - 2\delta_{ij}\gamma_q\upsilon_q \\
 A_{ij}^{IS} &= -12\gamma_i\gamma_j\gamma_q\upsilon_q + 3\upsilon_i\gamma_j + 3\delta_{ij}\gamma_q\upsilon_q \\
 A_{ij}^{FP} &= 2\gamma_i\gamma_j\gamma_q\upsilon_q \\
 A_{ij}^{FS} &= -2\gamma_i\gamma_j\gamma_q\upsilon_q + \upsilon_i\gamma_j + \delta_{ij}\gamma_q\upsilon_q
 \end{aligned} \tag{2.5}$$

donde:

A^N : patrón de radiación del campo cercano

A^{IP} : patrón de radiación del campo intermedio ondas P

A^{IS} : patrón de radiación del campo intermedio ondas S

A^{FP} : patrón de radiación del campo lejano ondas P

A^{FS} : patrón de radiación del campo lejano ondas S

ρ : densidad del medio

α : Velocidad de ondas P

β : Velocidad de ondas S

r : Distancia hipocentral

$\gamma_i = \frac{x_i}{r}$: coseno director fuente-estación

\vec{U} : vector normal de la falla

δ_{ij} : tensor delta de Kronecker

Al observar los términos de la ecuación (2.4) es posible apreciar que la amplitud de las ondas se atenúan con diferentes razones de distancia hipocentral [r]. Las ondas que se atenúan a razón de 1/r se denominan ondas de campo lejano (ondas P y S) y la forma de estas ondas es proporcional a $\dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right)$ y $\dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right)$, respectivamente. Las ondas que atenúan con la distancia hipocentral al cuadrado ($1/r^2$) se denominan de campo intermedio y la forma de estas ondas es proporcional a $M_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right)$ y $M_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right)$, mientras que las ondas denominadas de campo cercano se atenúan con la distancia a la cuarta ($1/r^4$) y su forma de onda se proporcional a $\int_{\frac{r}{\alpha}}^{\frac{r}{\beta}} \tau M_0(t - \tau) d\tau$.

La forma de las ondas de campo cercano corresponde a una integral sobre el tiempo de la función fuente multiplicada por el tiempo, acotada entre la llegada de la primera onda P y la onda S. Las ondas de campo intermedio son proporcionales al desplazamiento sobre la falla, donde las ondas generadas crecen desde cero hasta un máximo en un intervalo de tiempo igual al rise time, para luego finalizar en un desplazamiento permanente. Finalmente las ondas de campo lejano son proporcionales a la derivada de la función fuente y por lo tanto son las de mayor frecuencia, en la Figura 2.3 se presenta un esquema de la forma de

estas ondas; y el desplazamiento final que corresponde a la suma de estos tres tipos de ondas.

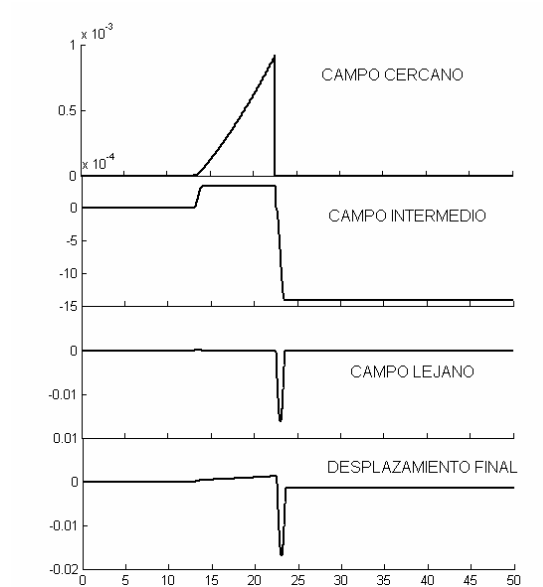


Figura 2.3. Esquema de las ondas de campo cercano, intermedio y lejano. La última figura corresponde al desplazamiento final, la suma de las tres ondas anteriores y que correspondería a lo observado en la práctica. En el eje Y los valores son de amplitud de desplazamiento, que presenta escalas diferentes para cada figura, y en el eje X corresponde a unidades de tiempo.

En la Figura 2.4 se presenta el desplazamiento obtenido en una componente horizontal (EW) para un sismo registrado en el norte de Chile el 2 de junio del 2002, de magnitud $m_b = 5.4$, donde es posible apreciar las ondas asociadas al campo lejano P (~50s) y S (~65s).

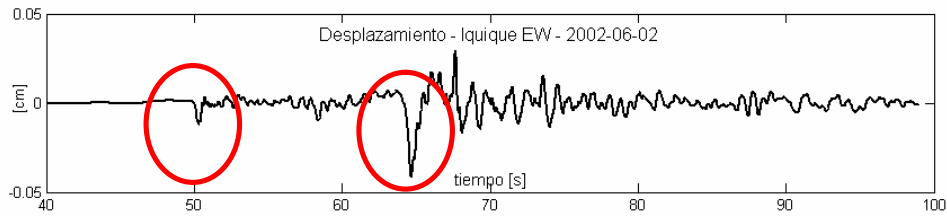


Figura 2.4. Desplazamientos obtenidos en un sismo real donde es posible apreciar con claridad las ondas de campo lejano, ondas P y S encerradas en un círculo.

Obviando la influencia de la trayectoria y la condición de superficie libre, en la Figura 2.4, los pulsos observados se podrían relacionar directamente con la función fuente $M(t)$, al considerar las ondas P y S de campo lejano.

En otros registros esta relación no es directa, por la complejidad de la llegada de las ondas de cuerpo, Figura 2.5.

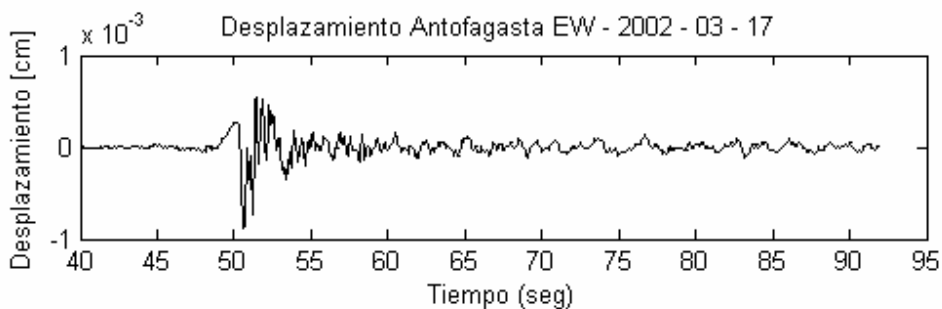


Figura 2.5 Desplazamientos obtenidos en un sismo real donde es posible apreciar más de un pulso en la llegada de la onda S (~ 50 seg).

La presencia de más de un pulso en la zona de la primera llegada de energía puede deberse a la presencia de altas heterogeneidades en el desplazamiento de la falla, la presencia de subasperezas u ondas reflejadas.

2.5 Relación entre el tiempo característico del terremoto (source time) y la Magnitud Momento

El momento sísmico es definido como

$$M_0 = \mu \cdot u_0 \cdot A \quad (2.6)$$

donde:

μ = es el modulo de rigidez

u_0 = desplazamiento final

A = área de ruptura.

Los términos de la derecha en la ecuación (2.6) se pueden despejar en forma aproximada en función del tiempo, en particular del source time (τ).

En general se asume, para ruptura unidireccional, que $A \approx L^2$ y $L \approx V_r \cdot \tau$, donde V_r es la velocidad de ruptura y τ es la duración de la fuente. Luego $A \approx (V_r \cdot \tau)^2$. Por otro lado, u_0 es el desplazamiento final de un punto fuera de la falla $u_0 = V_d \cdot \tau$, donde V_d es la velocidad de desplazamiento de un punto de la ruptura.

Finalmente la Ec. (2.6) puede ser escrita como

$$M_0 = C \cdot \tau^3. \quad (2.7)$$

donde C es una constante.

La Ec. (2.7) ha sido validada para diferentes zonas sísmicas, a continuación se presentan algunos de estos trabajos.

Kikuchi y Ishida (1993) para una serie de 40 sismos profundos de Japón propone la Ec. (2.8) que relaciona la magnitud de momento con el rise-time.

$$\frac{M_0}{\tau^3} = 1.0 \cdot 10^{24} (\text{dyn} - \text{cm} / \text{s}^3) \quad (2.8)$$

Furumoto y Nakanishi (1983) obtienen para grandes terremotos superficiales la siguiente relación

$$\frac{M_0}{\tau^3} = 2.5 \cdot 10^{22} (\text{dyn} - \text{cm} / \text{s}^3) \quad (2.9)$$

Singh y otros (2000) para sismos mexicanos

$$\frac{M_0}{\tau^3} = 6.65 \cdot 10^{23} (\text{dyn} - \text{cm} / \text{s}^3) \quad (2.10)$$

Otros trabajos han sido realizados donde se observa la validez de la ecuación (2.7) (Kanamori y Given, 1981; Ekström y Engdahl, 1989; Ekström y otros, 1992; Kanamori y Brodsky, 2004).

En el capítulo siguiente se estudian relaciones de este tipo para sismos chilenos.

2.6 Comentarios y Conclusiones

En este capítulo se ha descrito brevemente la teoría de generación de ondas sísmicas elásticas a partir de una dislocación por corte.

La teoría desarrollada permite entender la ruptura sísmica a partir de la observación de las ondas de cuerpo, lo cual es la base de lo que se presenta en los capítulos siguientes, donde a partir de la observación de ondas sísmicas cercanas a la fuente se obtienen propiedades de la ruptura de la fuente sísmica.

En el capítulo siguiente se presentan algunas características de la ruptura de sismos del norte de Chile a partir de la observación de acelerogramas registrados en zonas cercanas a la fuente sísmica, en particular se estudia la relación entre la duración de las ondas de cuerpo y la energía del terremoto.

CAPITULO 3

RELACIÓN DURACIÓN - MAGNITUD DE SISMOS CHILENOS VS MOMENTO SÍSMICO

3.1 Introducción

Las ondas P y S contienen información esencial de la ruptura sísmica. En este capítulo estas ondas serán identificadas a partir de acelerogramas registrados en el norte de Chile y cercanos a la fuente sísmica.

A partir de la duración de las ondas P y S es posible relacionar la duración de la ruptura sísmica. En este capítulo se consideran las ondas observadas de acelerogramas de sismos y los resultados de duración y magnitud son relacionados de forma similar a la ecuación 2.7, para luego ser comparada con resultados obtenidos para otras zonas sísmicas del mundo.

El estudio de acelerogramas permite analizar el comportamiento de las ondas en alta frecuencia. Sin embargo existe el inconveniente de integrar los registros dos veces, lo cual introduce errores que deben ser subsanados filtrando los registros. El proceso de filtraje también ocasiona inconvenientes, los cuales son discutidos en la Sección 3.2

En la Sección 3.3 se presenta la base de datos analizada en este Capítulo.

En la Sección 3.4 se discute la capacidad de observar ondas de cuerpo en los acelerogramas.

En la Sección 3.5 se identifica la duración de las ondas P y S observadas en los acelerogramas de los terremotos del Norte de Chile y a partir de esta información se obtienen propiedades de la fuente sísmica.

En la Sección 3.6 se estudia la presencia de ondas de menor amplitud pero mayor frecuencia dentro de las ondas de cuerpo.

En la Sección 3.7 se presentan los comentarios y conclusiones de este capítulo.

3.2 Procesamiento de Señales

Al integrar una serie de tiempo dos veces, se introduce una constante en función del tiempo, la cual para el adecuado procesamiento de la señal esta debe ser removida, corrigiendo, por ejemplo, tras cada integración por una tendencia lineal para eliminar estas constantes.

Las ondas de periodo largo presentes en los acelerogramas y que corresponden a ruido, son filtradas en esta tesis utilizando un filtro Butterworth de orden 4, causal o acausal.

De preferencia se utilizan filtros acausales para no distorsionar la fase de la señal, sin embargo cuando la señal anticipativa introducida por el filtro distorsiona demasiado la señal antes de la primera llegada se utiliza un filtro causal.

Escoger entre un filtro causal o acausal para el procesamiento de acelerograma depende de la situación y no es posible indicar una recomendación a priori (Boore y Bommer, 2005).

En las Figura 3.1 se presenta el registro de desplazamiento de Tocopilla EW para el sismo del 28 de agosto del 2001, integrado directamente corrigiendo solo el acelerograma por línea base. Se aprecia una onda de periodo largo que corresponde a ruido y que es necesario remover.

En la Figura 3.2 se presenta el registro de desplazamiento de Tocopilla EW, presentado en la Figura 3.1, pero esta vez utilizando filtros de frecuencia esquina 0.01 y 0.1 Hz.

En la Figura 3.2 (figura inferior) se observa como el filtro causal ha cambiado la fase de la onda S, en la Figura 3.3 se presenta un zoom de la onda S. También se observa como al inicio de la llegada de la onda S (alrededor de los 50 segundos) el filtro acausal a introducido un artefacto levantando la señal. Este efecto es similar al observado por Boore y Akkar (2003), que se presenta en la Figura 3.4 donde la frecuencia esquina del filtro, provoca un cambio de fase de la señal.

Un estudio más detallado del efecto de los filtros causales y acausales en el procesamiento de acelerogramas puede ser encontrado en los trabajos de Boore y Akkar (2003) y Boore y Bommer (2005).

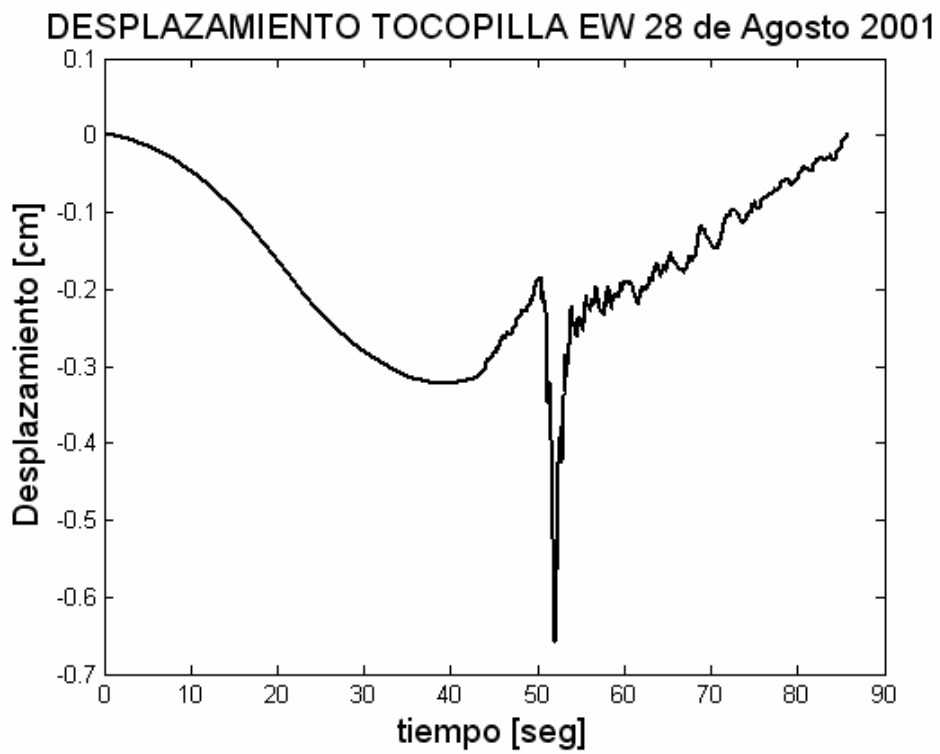


Figura 3.1. Desplazamiento de Tocopilla EW, integrado directamente del acelerograma

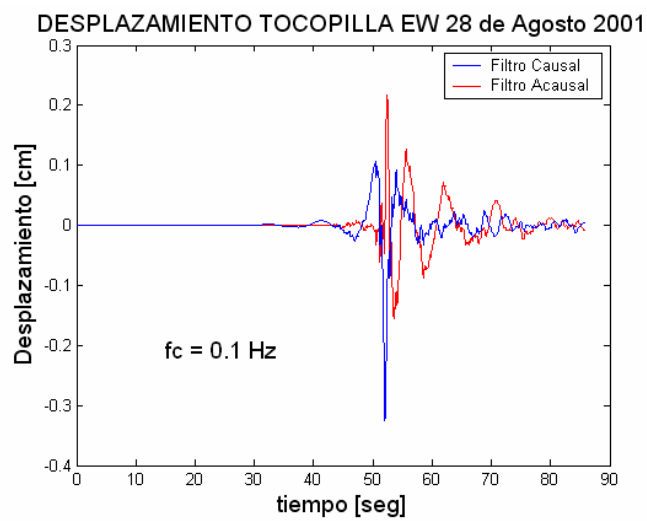
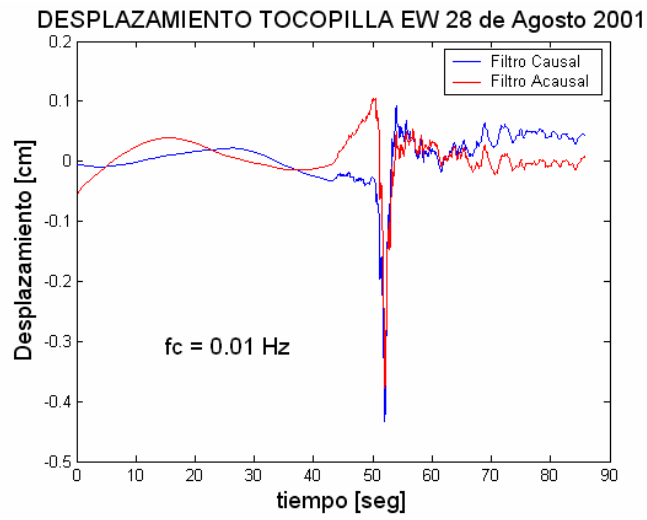


Figura 3.2 Registros filtrados utilizando un filtro causal o acausal. Figura superior frecuencia esquina del filtro de 0.01 Hz, Figura inferior frecuencia esquina del filtro de 0.1 Hz.

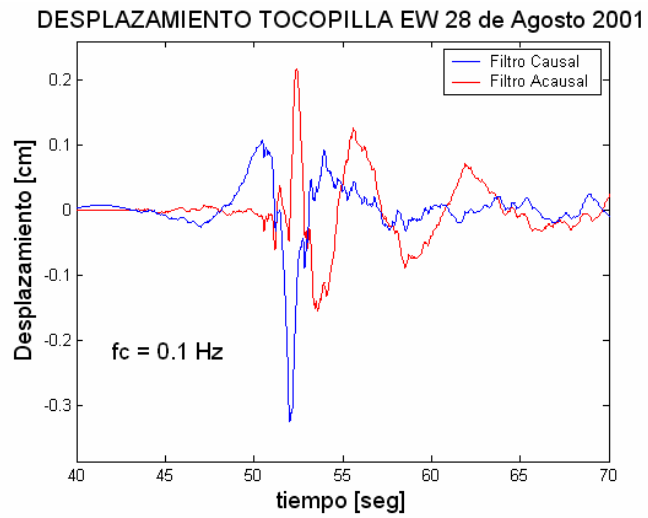


Figura 3.3. Registros filtrados utilizando un filtro causal o acausal. de frecuencia esquina del filtro de 0.1 Hz, zoom en la zona de onda S de la Figura 3.2. Es posible apreciar que el filtro causal ha cambiado la fase de la onda S, también se observa como al inicio de la llegada de la onda S el filtro acausal a introducido un artefacto.

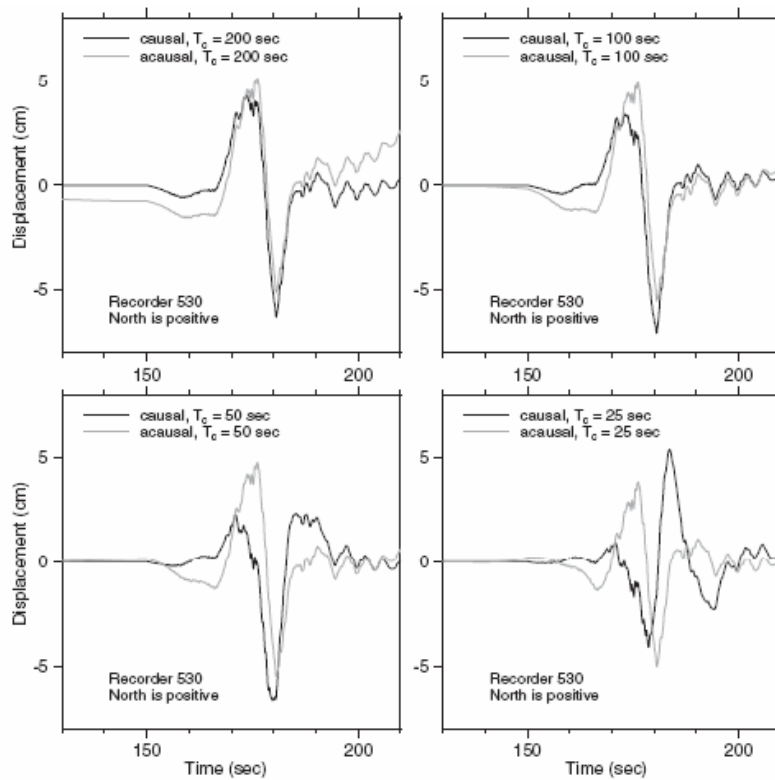


Figura 3.4. Figura donde se observa como la señal causal cambia la fase de la onda, dependiendo de la frecuencia esquina que se considere en el filtro. (Boore y Akkar, 2003)

Durante esta tesis se comparará la forma y duración de las ondas en diferentes registros, siendo necesario aplicar filtros de frecuencia esquina altos que cambian la fase de la señal, por este motivo en esta tesis se privilegiará el uso de filtros acausales, aunque en algunos casos se utilizará filtros causales producto de la alta distorsión de la señal que se produce al inicio de la primera llegada.

3.3 Sismos del Norte de Chile

La base de datos con que se ha trabajado en este capítulo corresponden a los sismos registrados entre los años 2001 y 2004 por la red conjunta del norte de Chile de los departamentos de Geofísica e Ingeniería Civil, el catálogo de sismos se encuentra en la dirección online <http://www.cec.uchile.cl/~ragic/ragic.htm>.

Los acelerogramas son obtenidos en equipos ETNA con sensor episensor. Y en general han sido filtrados con un filtro acausal de frecuencia esquina 0.1 Hz e integrados dos veces para obtener el desplazamiento.

Los acelerogramas en los cuales ha sido posible observar las ondas de cuerpo con claridad adecuada para los objetivos de este capítulo son los que se presentan en la Tabla 3.1, en esta tabla además se presenta la magnitud reportada por el servicio sismológico (GUC).

Tabla 3.1. Sismos que fueron registrados en acelerogramas y analizados en esta tesis. Se indica la magnitud de los sismos reportada por el servicio sismológico (GUC).

N°	Sismo	magnitud	Profundidad [km]	
1	13-07-2001	mb	5	109
2	28-08-2001	mb	6	66
3	21-10-2001	mb	4,6	33
4	14-01-2002	mb	5,5	79
5	22-02-2002	mb	5,6	87
6	17-03-2002	mb	5,6	43
7	28-03-2002	mb	6,4	122
8	15-04-2002	ml	5,5	100
9	02-06-2002	mb	5,4	102
10	28-08-2002	mb	5,1	116
11	12-11-2002	mb	5,1	111
12	30-01-2003	ml	5,4	125
13	21-02-2003	mb	4,9	32
14	'08/04/2003	ml	4,7	56,2
15	10-04-2003	mb	5,3	129
16	15-05-2003	ml	5	46,6
17	13-07-2003	mb	5	114
18	27-07-2003	Mw	6	348
19	10-08-2003	mb	4,8	63
20	26-08-2003	mb	5,6	108
21	19-09-2003	mb	4,4	61,8
22	07-10-2003	ml	4,9	89,4
23	26-10-2003	mb	4,8	105
24	14-01-2004	mb	4,5	39
25	23-01-2004	ml	5,6	69,8
26	18-05-2004	mb	4,4	75

3.4 Ondas de Cuerpo Observadas en Acelerogramas

Para los sismos presentados en la Tabla 3.1 es posible observar las ondas P y S en los desplazamientos obtenidos a partir de los acelerogramas.

Como ejemplo se observan las ondas de cuerpo en la Figura 3.5. Se presentan una serie de pulsos de desplazamientos obtenidos a partir de la doble integración de los acelerogramas de Pica para la componente EW durante diferentes sismos de diversas magnitudes. En estas Figura es posible apreciar en todos los registros la onda S y en un caso se observa con claridad la onda P (sismo del 27 de julio del 2003).

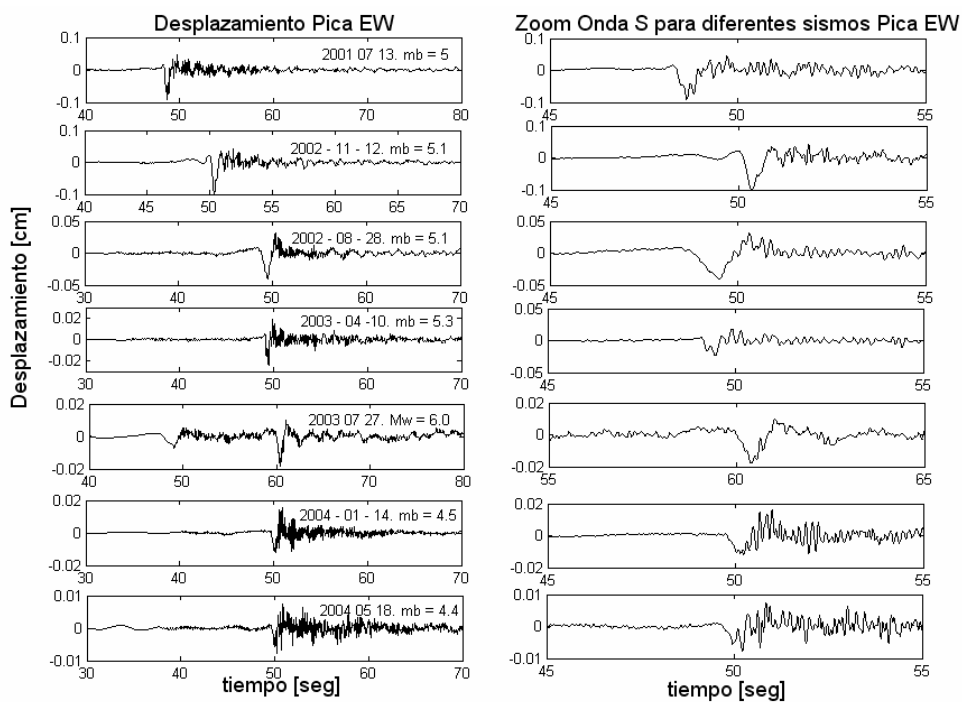


Figura 3.5. Registros de desplazamiento de Pica EW obtenidos a partir de la doble integración de los acelerogramas de Pica EW para diferentes sismos.

Como ha sido comentado, de la observación de la duración de las ondas S o P, se puede obtener diferentes propiedades de la fuente sísmica, por este motivo en la sección siguiente

es estudia la duración de las ondas de cuerpo a partir de los registros de acelerogramas de los sismos presentados en esta Sección.

3.5 Duración de las Ondas de Cuerpo y su Relación con la Ruptura Sísmica

El estudio de la duración de los sismos a partir de las trazas de desplazamiento se efectúa realizando un promedio entre la duración de las ondas P y S de los diferentes registros que se tienen para el sismo y en los cuales es posible apreciar las ondas de cuerpo.

Este procedimiento presenta una gran incertidumbre pues no considera las diferencias en la duración de las ondas P y S producto de la diferencia en las velocidades de propagación de ambas ondas y tampoco considera la directividad del sismo.

Los resultados obtenidos del análisis de las trazas de desplazamiento se presentan en la Tabla 3.2.

En la Figura 3.6 se grafica la duración de las ondas de cuerpo en función de las magnitudes de los sismos presentados en la Tabla 3.2. Se ha considerado por simplicidad que $m_b = M_l = M_w$, para el rango de magnitudes de los sismos estudiados.

Es posible apreciar en la Figura 3.6 que en general la duración de los pulsos aumenta con la magnitud. Como m_b es proporcional a M_0 , esto esta de acuerdo con la Ec. 2.7

$$M_0 = C \cdot \tau^3 \quad (3.1)$$

Donde M_0 es el momento sísmico
 τ duración de la ruptura sísmica
C constante

Para encontrar una relación entre mb y M_0 primero relacionamos mb con M_s , para esto se consideran sismos chilenos para los cuales se haya informado su magnitud mb y M_s , para luego realizar su correlación. En la Figura 3.7 se grafican los distintos puntos obtenidos para los diferentes sismos y su magnitud mb y M_s reportada.

Tabla 3.2. Duración de pulsos de ondas de cuerpo de sismos chilenos

N°	Sismo	magnitud	M_s	Profundidad [km]	T [seg]	
1	13-07-2001	mb	5	4,64	109	0,51
2	28-08-2001	mb	6	5,91	66	1,86
3	21-10-2001	mb	4,6	4,104	33	0,53
4	14-01-2002	mb	5,5	5,265	79	0,6
5	22-02-2002	mb	5,6	5,394	87	0,8
6	17-03-2002	mb	5,6	5,394	43	0,76
7	28-03-2002	mb	6,4	6,426	122	1,69
8	15-04-2002	ml	5,5	5,265	100	1,04
9	02-06-2002	mb	5,4	5,136	102	0,64
10	28-08-2002	mb	5,1	4,749	116	1,04
11	12-11-2002	mb	5,1	4,749	111	0,7
12	30-01-2003	ml	5,4	5,136	125	0,3
13	21-02-2003	mb	4,9	4,491	32	0,58
14	'08/04/2003	ml	4,7	4,233	56,2	0,45
15	10-04-2003	mb	5,3	5,007	129	0,44
16	15-05-2003	ml	5	4,62	46,6	0,89
17	13-07-2003	mb	5	4,62	114	0,67
18	27-07-2003	Mw	6	5,91	348	0,7
19	10-08-2003	mb	4,8	4,362	63	0,7
20	26-08-2003	mb	5,6	5,394	108	0,54
21	19-09-2003	mb	4,4	3,846	61,8	0,28
22	07-10-2003	ml	4,9	4,491	89,4	0,35
23	26-10-2003	mb	4,8	4,362	105	0,42
24	14-01-2004	mb	4,5	3,975	39	0,5
25	23-01-2004	ml	5,6	5,394	69,8	1,5
26	18-05-2004	mb	4,4	3,846	75	0,29

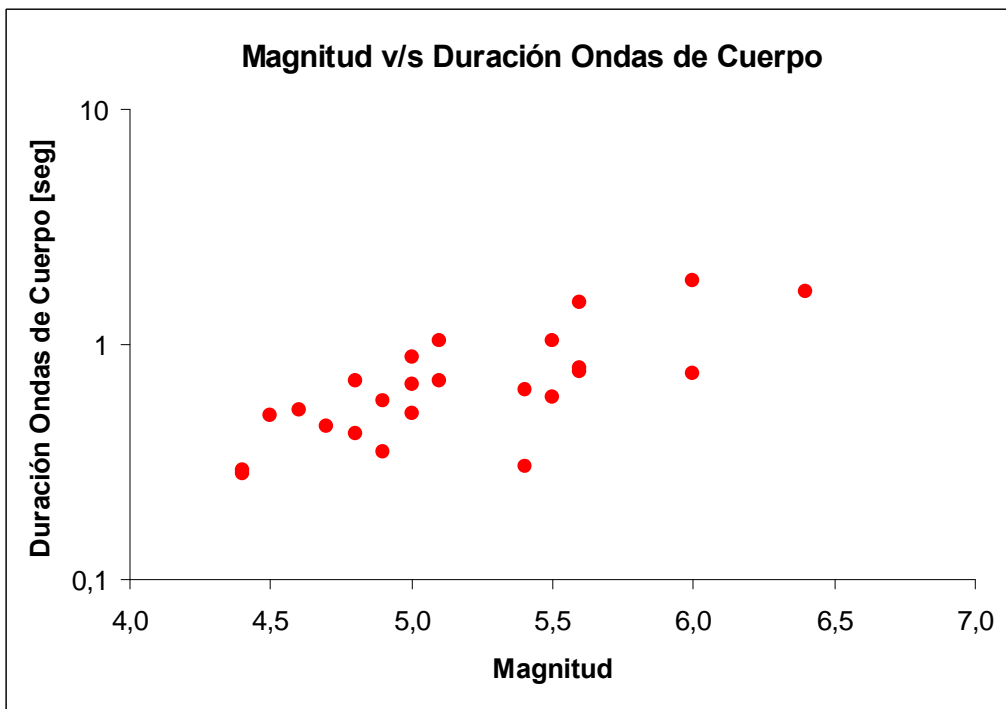


Figura 3.6. Duración de las ondas de cuerpo en función de la magnitud para los sismos estudiados en esta sección.

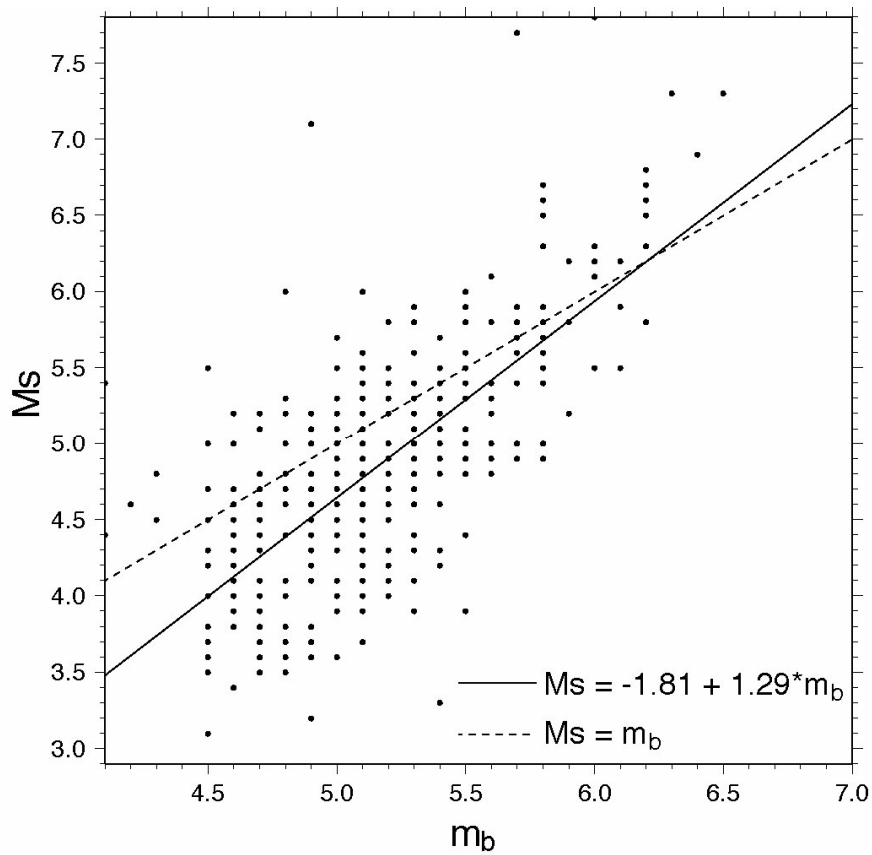


Figura 3.7. Magnitudes m_b y M_s reportadas para diferentes sismos. También se presentan curvas que correlacionan ambos puntos. (Leyton, 2007)

Del set de datos presentados en la Figura 3.7 es posible obtener una expresión que relacione M_s con m_b (Leyton, 2007).

$$M_s = -1.81 + 1.29 \cdot m_b \quad (3.2)$$

Luego utilizando la expresión siguiente

$$M_0 = 10^{1.5 \cdot M_s - 16.1} \quad (3.3)$$

Se puede comparar los resultados obtenidos en esta Sección con resultados de otros autores en particular Kikuchi e Ishida (1993). Los resultados de esta comparación se presentan en la Figura 3.8.

Se aprecia en la Figura 3.8 que las duraciones de las ondas de cuerpo son mayores a las obtenidas por Kikuchi e Ishida (1993) sin embargo la tendencia es similar. Las mayores duraciones podrían deberse a problemas en la correlación entre m_b , M_s y M_0 , por ejemplo si se considera

$$m_b = M_s \quad (3.4)$$

y se continua empleando la ecuación (3.3), se obtienen los resultados presentados en la Figura 3.9.

En la Figura 3.9 al contrario de lo observado en la Figura 3.8 la duración de las ondas de cuerpo quedan por debajo de la curva propuesta por Kikuchi e Ishida (1993).

A pesar de estas diferencias es posible señalar que los datos observados siguen la tendencia dada por la Ec. 3.1:

$$M_0 = C \cdot \tau^3 \quad (3.5)$$

Y por lo tanto la duración de las ondas de cuerpo es un buen parámetro de la duración total del sismo.

Es posible apreciar de la forma de las ondas de cuerpo que algunas de ellas presentan una forma simple, al contrario de otros acelerogramas que presentan una forma compleja caracterizados por llegadas de ondas de un mayor contenido de frecuencia.

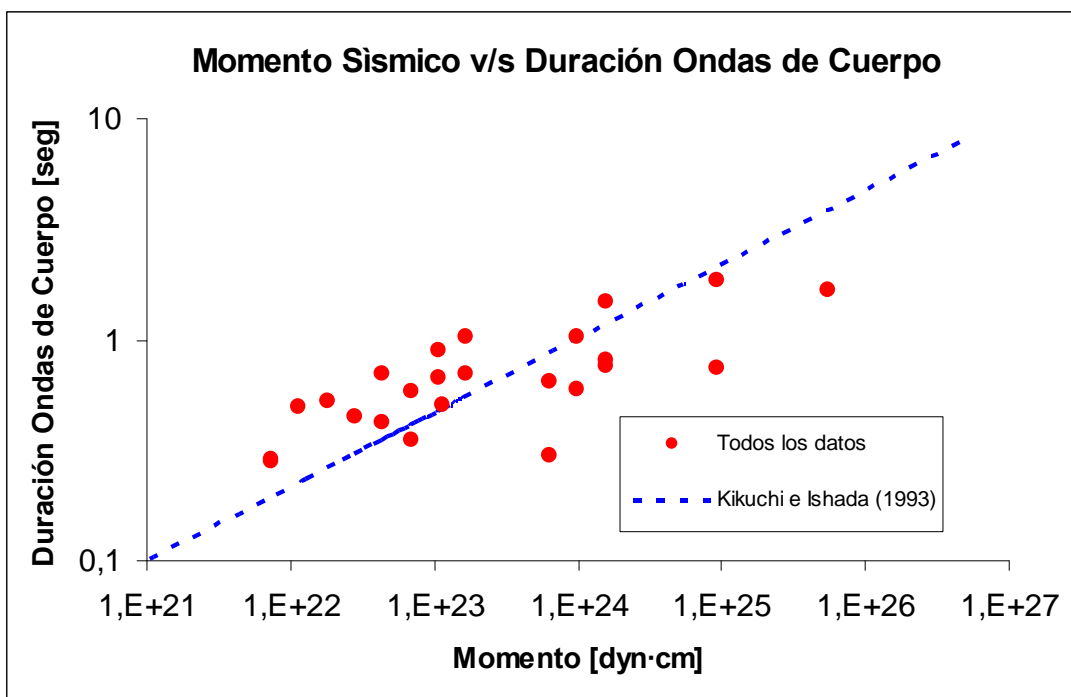


Figura 3.8. Comparación de los resultados obtenidos en esta sección de la duración de las ondas de cuerpo en función del Momento Sísmico, comparado con el resultado similar obtenido por Kikuchi e Ishida (1993); considerando la Ec. 3.2 para pasar de mb a Ms.

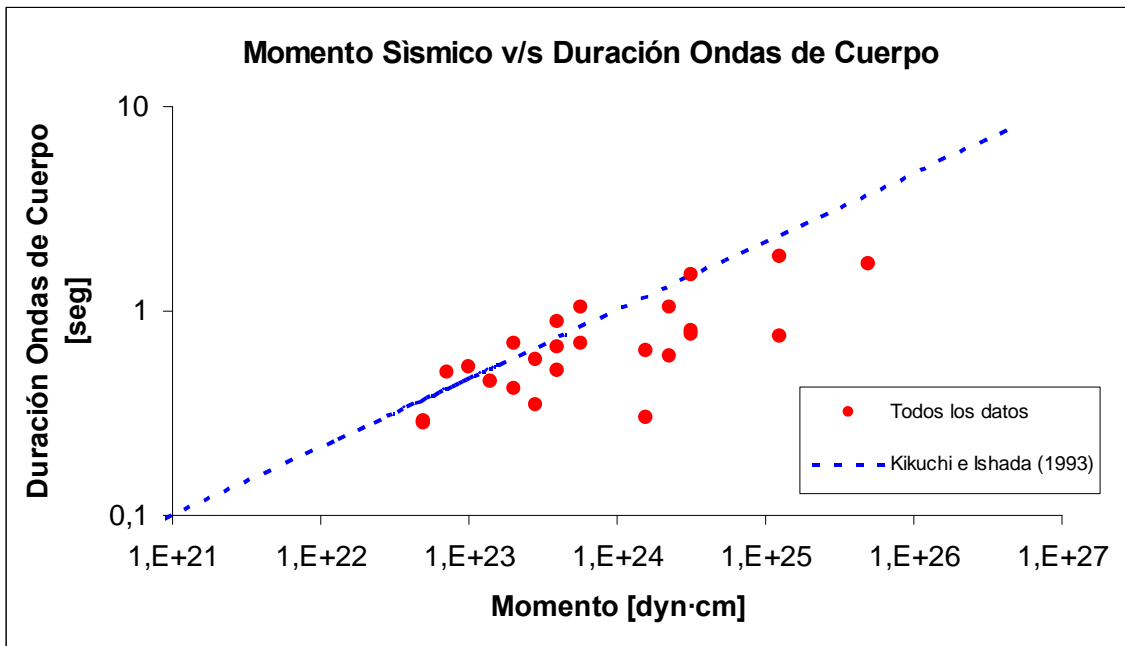


Figura 3.9. Comparación de los resultados obtenidos en esta sección de la duración de las ondas de cuerpo en función del Momento Sísmico, comparado con el resultado similar obtenido por Kikuchi e Ishida (1993); considerando la Ec. 3.4 para pasar de mb a Ms.

3.6 Diferentes Llegadas de Ondas dentro de las Ondas de Cuerpo

Llama la atención la presencia de ondas de menor amplitud pero mayor frecuencia en casi la totalidad de los registros, aunque en algunos de ellos la cantidad de pequeñas llegadas de ondas se hace más notoria.

En la Figura 3.10 se presenta los desplazamientos obtenidos en Tocopilla para el sismo del 28 de agosto del 2001. Es posible apreciar de esta Figura que el pulso principal asociado a la ruptura de las ondas de cuerpo esta además formado por otras ondas, debido

principalmente a las heterogeneidades de la ruptura y posible reflexiones en la trayectoria de las ondas.

El estudio en detalle de las heterogeneidades observadas para este sismo y las deducciones que se pueden obtener de estas características serán presentadas en el Capítulo 4.

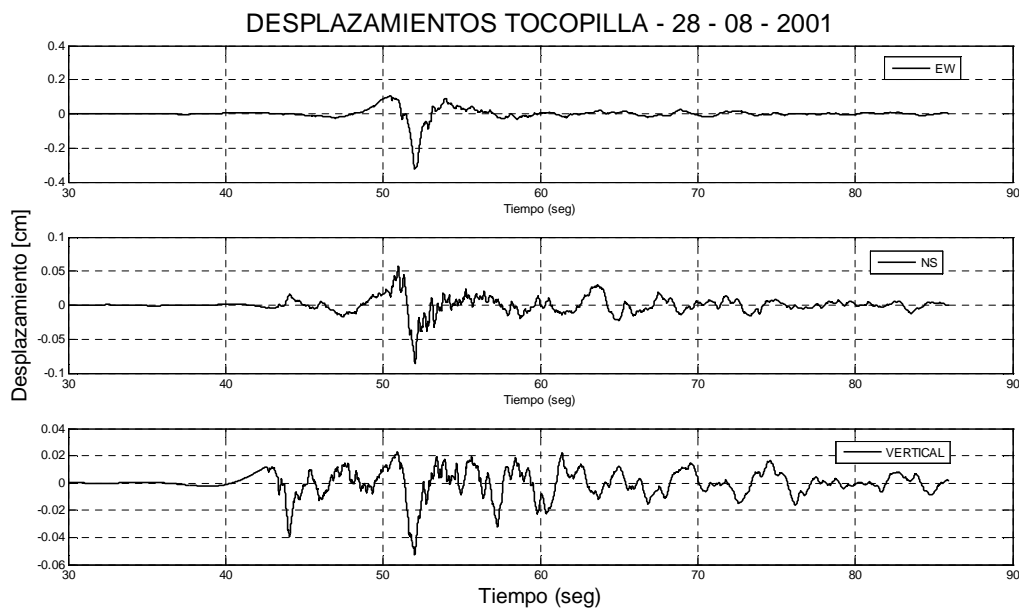


Figura 3.10. Desplazamientos obtenidos para Tocopilla, para el sismo del 28 de agosto del 2001.

3.7 Comentarios y Conclusiones

En este capítulo se ha analizado la duración de las ondas de cuerpo a partir del análisis de acelerogramas obtenidos para los sismos del norte de Chile.

El análisis se ha desarrollado sin considerar efectos de atenuación por el medio, sin embargo las estimaciones desarrolladas en este capítulo coinciden con resultados obtenidos en otras zonas sísmicas del mundo.

El análisis de la fuente sísmica por medio de registros de campo cercano permite el estudio de la alta frecuencia asociada a la ruptura de terremotos, lo cual es una nueva herramienta para el estudio de terremotos usualmente estudiados con instrumentos de periodo largo.

Se ha visto que la tendencia de la duración de las ondas de cuerpo analizadas sigue la relación indicada en la ecuación 3.1 entre magnitud y duración de la ruptura.

CAPITULO 4

RUPTURA DE SUBASPEREZAS E INFLUENCIA DE ESTAS EN LOS ESPECTROS Y MOVIMIENTOS LIBRES DEL SUELO

4.1 Introducción

Observaciones sismológicas y geológicas sugieren que las propiedades mecánicas de una zona de fallas no son homogéneas. La heterogeneidad de las fallas esta presente en todas las escalas, siendo esta parte fundamental del proceso de ruptura de los terremotos.

Se ha observado que la ruptura de terremotos presenta irregularidades en los desplazamientos a lo largo de la falla (Das y Aki, 1977; Aki, 1979; King y Yielding, 1984; Steidl y otros, 1991; Beroza, 1991). También se ha observado directamente en sismicidad de minas fallas que exhiben un comportamiento altamente complejo (McGarr y otros, 1979).

Las ondas sísmicas de grandes terremotos son altamente complejas y su interpretación se basa en modelos de eventos múltiples. Modelamientos de la fuente sísmica utilizando formas de onda de periodo corto han sugerido que la energía de alta frecuencia liberada por los terremotos proviene de pequeñas caídas de tensión en los planos de falla (Wallace y otros, 1981; Mori y Shimazaki, 1984).

La energía de alta frecuencia de los terremotos usualmente ha sido considerada aleatoria, sugiriendo una gran variación en la caída de tensión durante los terremotos (Gibowicz y Kijko, 1994)

La complejidad de la ruptura se debe a las heterogeneidades presentes en la zona de ruptura, estas heterogeneidades se han denominado “asperezas” y/o “barreras”.

Asperezas son cototos en la superficie de contacto de la falla con fuerte cohesión y resistencia al fracturamiento, lo que se traduce en una resistencia al deslizamiento. Por lo tanto, las asperezas son puntos donde se acumula mayor cantidad de energía. Experimentos realizados en laboratorio han demostrado que para dos superficies en roce el contacto entre dos superficies es solamente un porcentaje del área total (Teufel y Logan, 1978). Por lo tanto si se considera los terremotos como el deslizamiento de dos superficies en contacto, puede esperarse que el movimiento este controlado por las asperezas. Este modelo ha sido estudiado por Kanamori y Stewart, 1978; Madariaga, 1979; Rudnicki y Kanamori, 1981 y Das y Kostrov, 1983 y se ha denominado modelo de asperezas.

Por otro lado se ha definido el modelo de barreras (Aki, 1979; 1984), las barreras son áreas las cuales no son consideradas fracturadas por la ruptura sísmica.

La complejidad de la ruptura de terremotos ha llevado a sugerir que grandes terremotos estarían formados por eventos de menor magnitud (subeventos) proponiendo la existencia de eventos múltiples (Joyner y Boore, 1986; Boatwright, 1988 y Tumarkin y otros, 1994).

Esta última idea es explorada en este capítulo a partir de eventos registrados en acelerogramas de la red del norte de Chile, también se estudia la influencia de las heterogeneidades en la ruptura sísmica. Para esto se estudia en alta frecuencia el sismo del 28 de agosto del 2001.

En la Sección 4.2 se describen las características sismológicas de este sismo y los acelerogramas que se registraron.

En la Sección 4.3 se plantea la presencia de subasperezas para este sismo.

En la Sección 4.4 se propone un modelo de ruptura de las subasperezas de este sismo.

4.2 Sismo del 28 de agosto del 2001

El sismo del 28 de agosto del 2001 tuvo una profundidad de 44.4 km, ubicación epicentral de 21,67 latitud Sur y 70,04 longitud Oeste y magnitud $m_b = 5.7$ (ISC). Fue registrado por 3 acelerografos cuyas distancias al epicentro e hipocentro se indican en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Ubicación, distancia epicentral e hipocentral de las estaciones que registraron el sismo del 28/08/2001.

	Lat °	Long °	Distancia Epi [km]	Distancia Hipo [km]
TOCOPILLA	22,1	70,21	48	65
PICA	20,49	69,33	146	153
IQUIQUE	20,21	70,13	152	159

Para el estudio de estos registros, se han filtrado las trazas de aceleración aplicando un filtro acausal pasa altos de frecuencia esquina 0.05 Hz y luego se ha integrado una y dos veces para obtener la velocidad y desplazamiento, respectivamente.

En la Figura 4.1 se grafican las distintas componentes de aceleración, velocidad y desplazamiento para la estación Tocopilla, la más cercana al hipocentro del sismo. También se presenta el movimiento de partícula de los registros, que consiste en graficar los desplazamientos de cada componente durante un instante dado de tiempo.

De la Figura 4.1 es posible observar un gran pulso en los registros de desplazamiento, este pulso presenta una forma similar en todas las componentes en torno a los 18 segundos, correspondiendo a la zona de llegada de la onda S; también se observa con claridad este mismo pulso en la primera llegada (onda P) de la componente vertical.

La diferencia en tiempo entre la Onda P t_p y la Onda S t_s , para los registros de Tocopilla, es de aproximadamente: $(t_s - t_p) = 8$ seg.

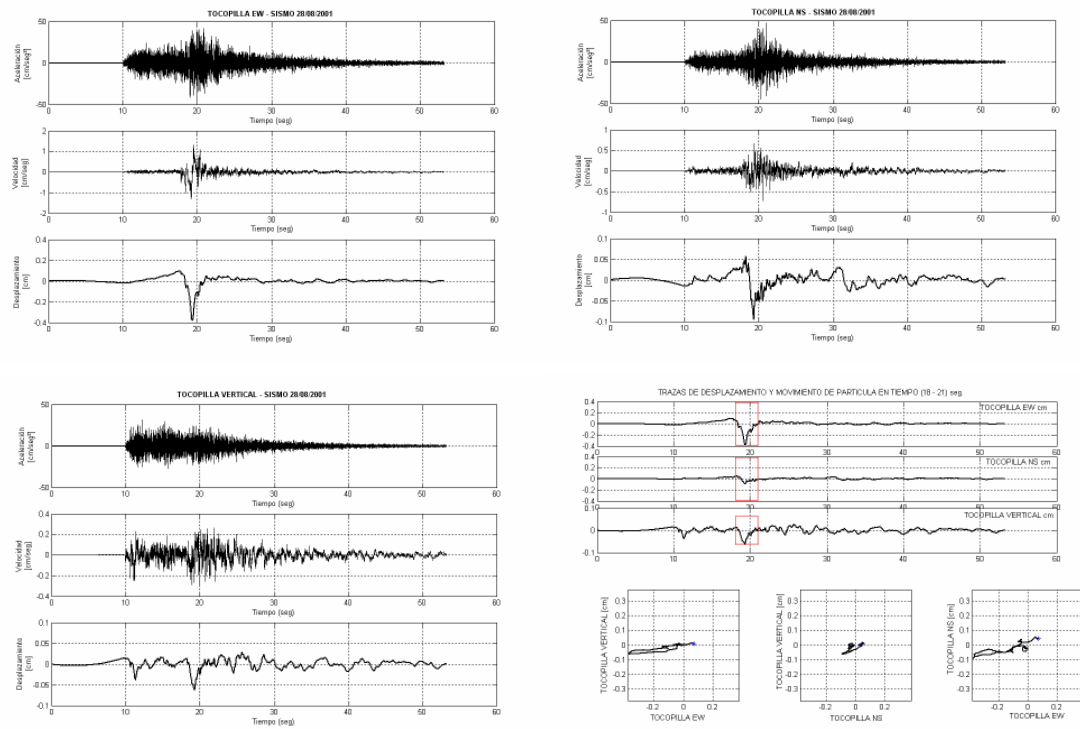


Figura 4.1. Registros de aceleración, velocidad y desplazamiento, filtrados aplicando un pasa altos desde 0.05 Hz, de Tocopilla EW, Tocopilla NS y Tocopilla Vertical, la imagen de la derecha y abajo corresponde al movimiento de partícula para un instante dado del desplazamiento del suelo en la estación de Tocopilla.

La diferencia entre el tiempo de viaje de la onda P y S a través de un medio homogéneo, isotrópico y con el suelo presentando un comportamiento de material de Poisson, puede ser aproximado por la siguiente expresión:

$$(t_s - t_p) = \frac{x}{\left(\frac{\sqrt{3} \cdot V_s}{\sqrt{3} - 1} \right)} \quad (4.1)$$

donde x es la distancia hipocentral y V_s la velocidad de onda S del medio.

Asumiendo una V_s de 3.5 km/seg y $t_s - t_p = 8$ seg, la distancia recorrida por las ondas desde el hipocentro a la estación es de $x = 66.25$ [km], lo cual concuerda con la distancia hipocentral informada.

En la Figura 4.1, se observa para el registro de Tocopilla Vertical que el pulso en la zona de la onda P y en la zona de la onda S, presentan la misma forma, además de la misma forma para la zona de onda S de los registros de Tocopilla horizontal.

Un pulso similar al observado en el registro de Tocopilla se observa en los registros de Iquique y Pica, Figuras 4.2 y 4.3.

Al observar la diferencia entre los tiempos de llegada de las ondas P y S de los registros de Iquique y Pica, se obtiene una distancia hipocentral que concuerda con la propuesta por el ISC.

Para la estación de Iquique al realizar el movimiento de partícula del desplazamiento de los registros, las ondas acoplan su movimiento horizontal y vertical, situación característica de ondas superficiales en especial de ondas Rayleigh, esto ocurre poco después de la llegada del pulso de la fuente sísmica, como se observa en la Figura 4.2.

Para las estaciones de Tocopilla y Pica, y en menor medida para la estación de Iquique, el movimiento observado del pulso de desplazamiento se encuentra polarizado.

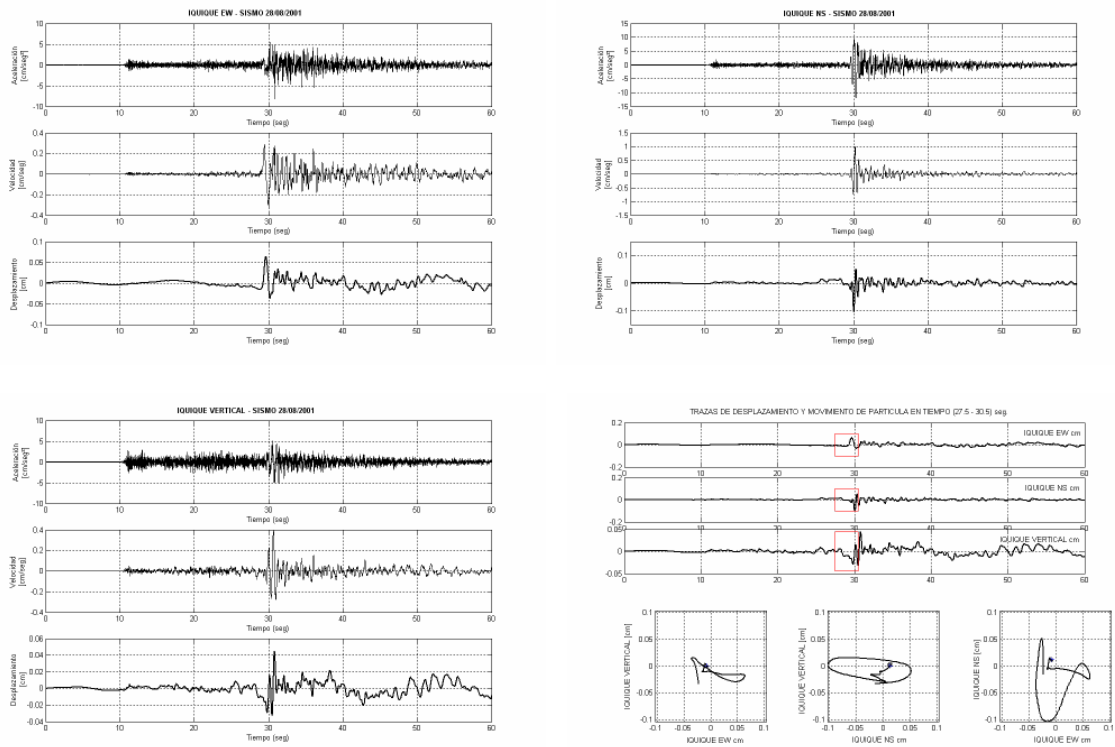


Figura 4.2. Registros de aceleración, velocidad y desplazamiento, filtrados aplicando un pasa altos desde 0.05 Hz, de Iquique EW, Iquique NS y Iquique Vertical, la imagen de la derecha y abajo corresponde al movimiento de partícula para un instante dado del desplazamiento del suelo en la estación de Iquique.

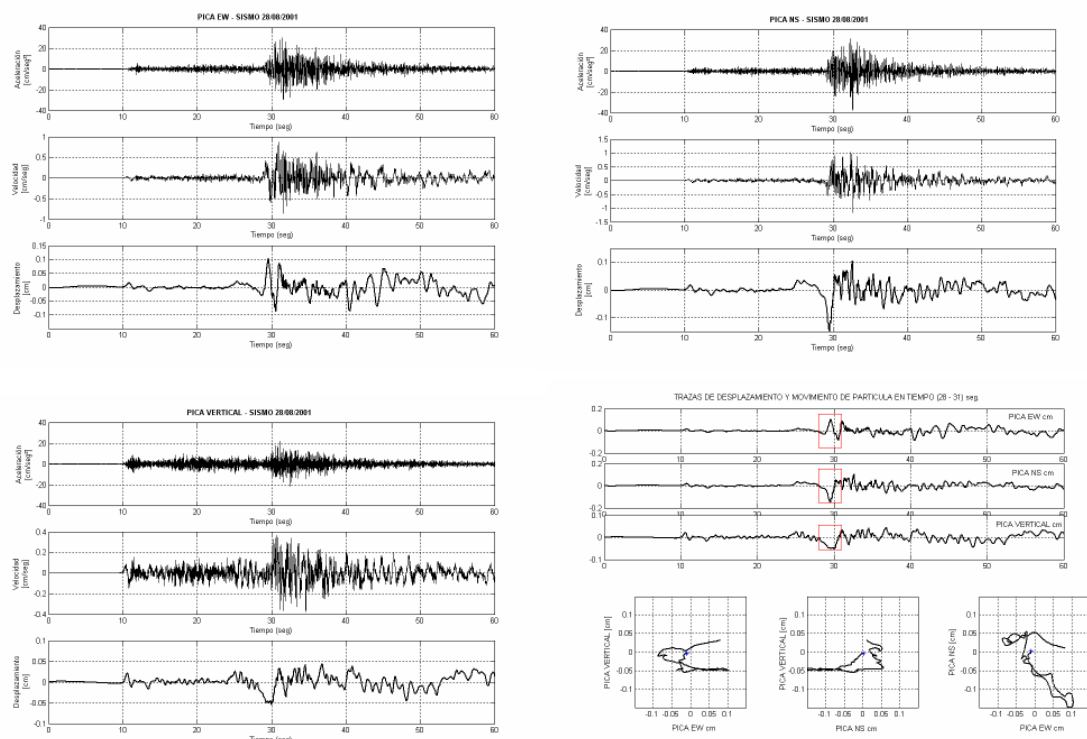


Figura 4.3. Registros de aceleración, velocidad y desplazamiento, filtrados aplicando un pasa altos desde 0.05 Hz, de Pica EW, Pica NS y Pica Vertical, la imagen de la derecha y abajo corresponde al movimiento de partícula para un instante dado del desplazamiento del suelo en la estación de Pica.

4.3 Estudio de Subsperezas

En la Figura 4.4 se superpone la zona de onda S, filtrada utilizando dos frecuencias de corte de 0.1 Hz y 0.5 Hz, es posible observar que el pulso principal se compone de subpulsos (subsperezas), que se observan con mayor claridad al filtrar con un pasa altos de frecuencia esquina de 0.5 Hz. Se ha utilizado un filtro acasual, para no distorsionar la fase de la señal (la influencia del tipo de filtro fue discutida en la Sección 3.2).

En la Figura 4.5 se estudian los registros de Tocopilla filtrados con un filtro acausal pasa altos de 0.5 Hz. Se puede observar que las ondas de cuerpo (P y S) son similares en las componentes horizontales y verticales de desplazamiento.

En la Figura 4.6 se ha superpuesto el desplazamiento de la zona de onda P del registro vertical de Tocopilla (circulo color rojo) con la zona de onda S del registro horizontal de Tocopilla (EW) (circulo color azul). Se han ajustado los tiempos de la componente vertical para que coincida la primera llegada de la componente vertical (onda P) con la primera llegada de la componente horizontal (onda S).

Las similitudes entre los pulsos presentados en las Figuras 4.5 y 4.6 permiten proponer que estos provienen de la fuente sísmica.

La llegada de las ondas P y S varía entre la llegada de un pulso y otro en la Figura 4.6, donde se observa que la llegada de las ondas S se hace más lenta, esto viene dado porque los hipocentros de las subasperezas van variando a medida que avanza la ruptura. Este antecedente sirve para estimar el tamaño de la ruptura de las subasperezas en función de la velocidad de ruptura.

En la Sección siguiente se propone un modelo de ruptura de las subasperezas.

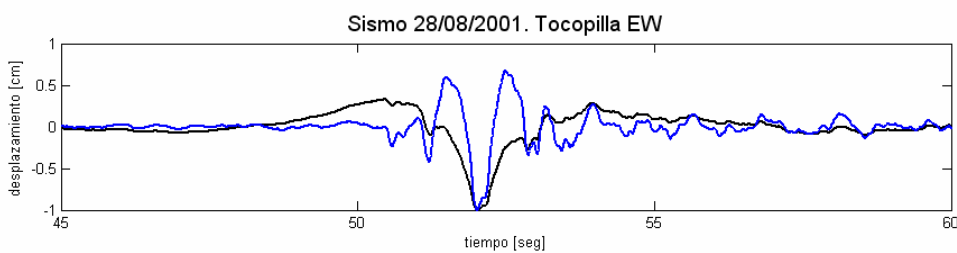


Figura 4.4. Zoom al registro de Tocopilla EW, en la zona de onda S. La traza negra corresponde al registro filtrado aplicando un pasa altos de 0.1 Hz, y la traza azul corresponde al registro filtrado aplicando un pasa altos de 0.5 Hz.

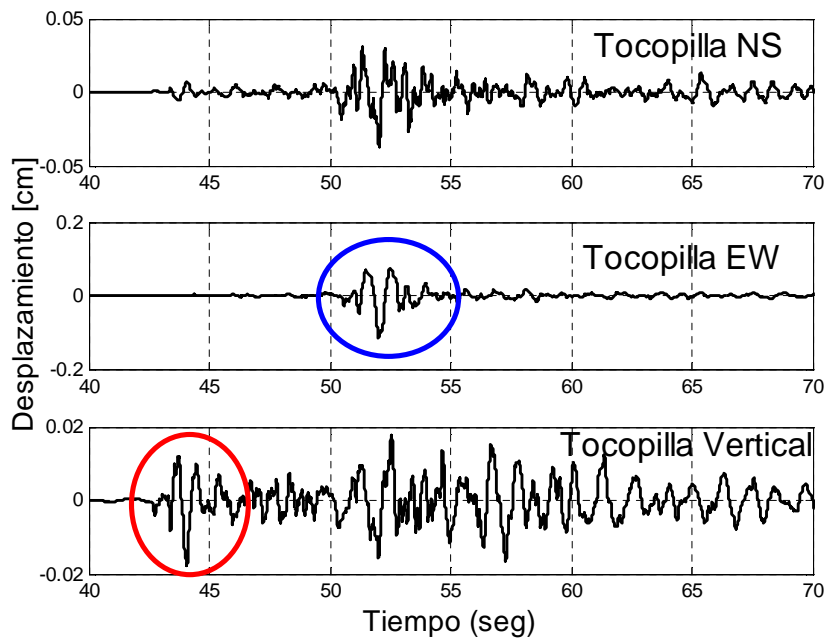


Figura 4.5 Registros de desplazamiento obtenidos en la estación de Tocopilla, filtrados utilizando un filtro acausal pasa altos de frecuencia esquina de 0.5 Hz. Es posible observar la similitud en las zonas presentadas en círculo rojo en los registros de desplazamiento de Tocopilla EW y Tocopilla Vertical.

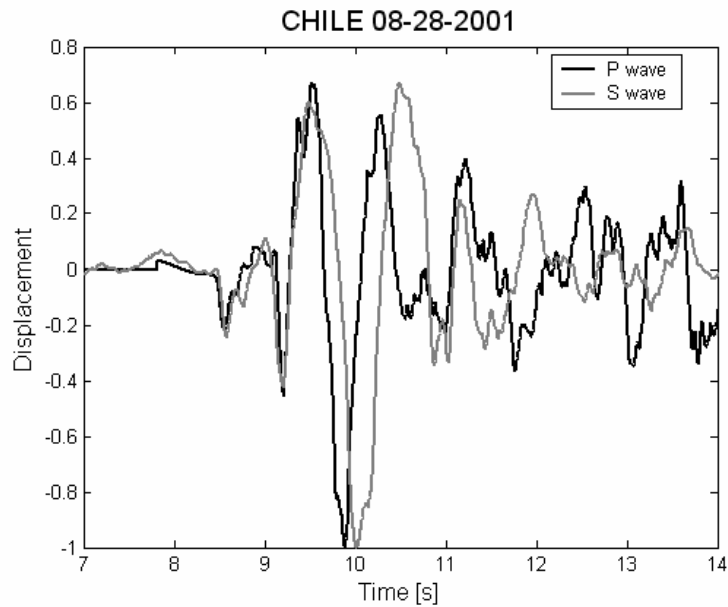


Figura 4.6. Superposición de las trazas de desplazamiento de Tocopilla Vertical y Tocopilla EW, los tiempos iniciales se han ajustado para que la llegada de la onda S en el registro de Tocopilla EW calce con el tiempo en que llega la onda P al registro de Tocopilla Vertical, se observa que la forma de los pulsos es similar. Los valores máximos de ambos desplazamientos fueron normalizados a un valor 1.

4.4 Modelo de Ruptura de Subasperezas del Sismo del 28 de Agosto del 2001

Si se asume el modelo simplificado de la Figura 4.7, donde las ondas salen desde dos subasperezas diferentes y existe una velocidad de propagación del medio dada por V_i y una velocidad de ruptura V_r . En este modelo la subaspereza 1 se rompe instantáneamente mientras que la subaspereza 2 se rompe una vez que la ruptura ha alcanzado este punto.

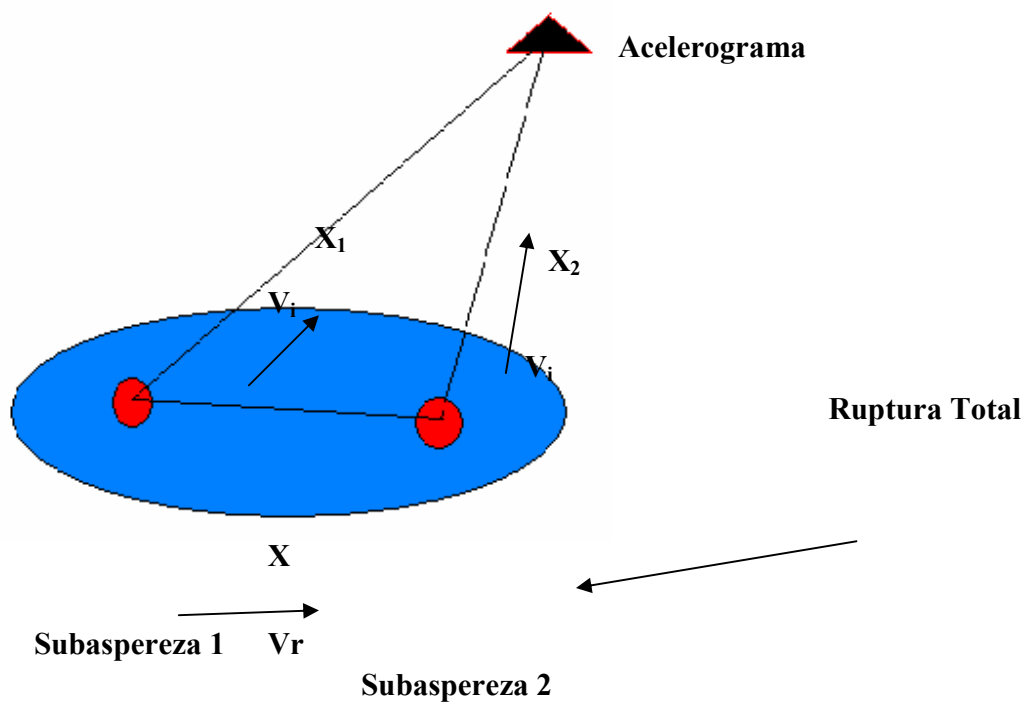


Figura 4.7. Esquema donde se aprecia la presencia de dos subasperezas, una vez que la aspereza 1 se rompe un pulso se dirige hacia el acelerograma que se ubica a una distancia X_1 con velocidad V_i , la ruptura viaja una distancia X con velocidad V_r hasta romper la subaspereza 2 desde donde viaja una onda una distancia X_2 con velocidad V_i . V_i corresponde a la velocidad de la onda P V_p o la velocidad de onda S V_s .

De acuerdo al esquema presentado en la Figura 4.7 y de acuerdo a la diferencias de tiempo entre las llegadas de las ondas P y S, es posible estimar la distancia X de ruptura en función de la velocidad V_r .

La diferencia entre los tiempos de llega de las ondas S o P de cada subaspereza, estará dada por:

$$\Delta T_i = \frac{(X_2 - X_1)}{V_i} + \frac{X}{V_R} \quad (4.2)$$

donde i se asocia a la velocidad de la onda P o S y ΔT_i corresponde a la diferencia de llegada de las ondas P o S.

Luego se calcula la diferencia de tiempos entre ΔT_p y ΔT_s de cada subaspereza.

$$\Delta T_p = \frac{(X_2 - X_1)}{V_p} + \frac{X}{V_R} \quad (4.3)$$

$$\Delta T_s = \frac{(X_2 - X_1)}{V_s} + \frac{X}{V_R} \quad (4.4)$$

Si se asume que el medio corresponde a un sólido de Poisson, se tiene

$$V_p = \sqrt{3} \cdot V_s \quad (4.3)$$

y luego realizando algebra básica, se puede escribir

$$\frac{X}{V_R} = \frac{(\sqrt{3} \cdot \Delta T_p - \Delta T_s)}{(\sqrt{3} - 1)} \quad (4.4)$$

Luego se estima los tiempos de llegada de las ondas P y S asociadas a 5 subaspezas para el registro de Tocopilla. En la Figura 4.8 se identifican la ubicación considerada tanto para la llegada de las ondas P y S. La llega de las ondas P y S se han ajustado a la llegada de las primeras ondas. En la Tabla 4.2 se resumen los tiempos de llegada.

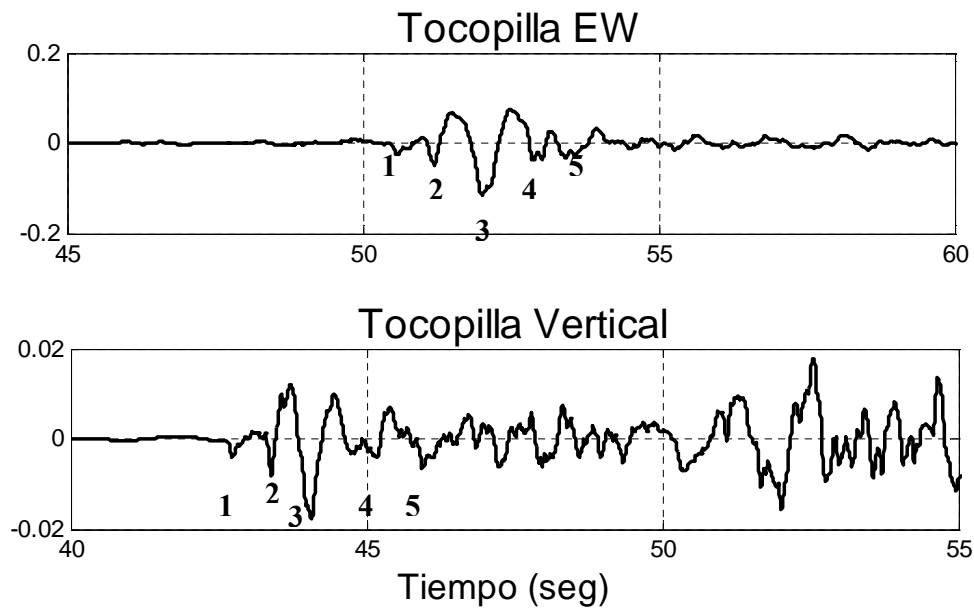


Figura 4.8. Desplazamientos filtrados obtenidos en Tocopilla para el sismo del 28 – 08 – 2001, se aprecian 5 pulsos similares en la onda P de la componente vertical y en la onda S de la componente EW.

Tabla 4.2. Tiempos de llegada de pulsos

Pulsos	Tiempos de Llegada	
	[seg]	
	Onda P	Onda S
1	42.75	50.58
2	43.39	51.205
3	44.07	52.01
4	44.735	52.88
5	45.18	53.44

En la Tabla 4.3 se presentan la diferencia de los tiempos de llegada del pulso j menos el pulso i para la onda P ($\Delta t_{p_{j_i}}$) y en la Tabla 4.4 la diferencia de los tiempos de llegada del pulso j menos el pulso i para la onda S ($\Delta t_{s_{j_i}}$).

Tabla 4.3. Diferencias entre tiempos de llegada de pulsos de la onda P

$\Delta t_{p_{j_i}}$	1	2	3	4	5
[seg]					
1	X	0.64	1.32	1.99	2.43
2	0.64	X	0.68	1.35	1.79
3	1.32	0.68	X	0.67	1.11
4	1.99	1.35	0.67	X	0.45
5	2.43	1.79	1.11	0.45	X

Tabla 4.4. Diferencias entre tiempos de llegada de pulsos de la onda S

$\Delta t_{s_{i_j}}$ [seg]	1	2	3	4	5
1	X	0.63	1.43	2.30	2.86
2	0.63	X	0.81	1.68	2.24
3	1.43	0.81	X	0.87	1.43
4	2.30	1.68	0.87	X	0.56
5	2.86	2.24	1.43	0.56	X

En la Tabla 4.5 se presenta la diferencia de tiempos entre los tiempos de llegada de las ondas P y S ($\Delta t_s - \Delta t_p$).

Tabla 4.5. Diferencia de tiempos entre los tiempos de llegada de las ondas P y S

$(\Delta t_p - \Delta t_s)$ [seg]	1	2	3	4	5
1	X	0.01	0.11	0.31	0.43
2	0.01	X	0.13	0.33	0.45
3	0.11	0.13	X	0.2	0.32
4	0.31	0.33	0.2	X	0.11
5	0.43	0.45	0.32	0.11	X

Utilizando la Ec. (4.4) y considerando las distancias entre los pulsos como X_{i_j} donde i y j son los pulsos de 1 a 5. Se tiene la matriz de resultados presentados en la Tabla 4.6 para la distancia dividido por la velocidad de ruptura

Tabla 4.6. Tiempos de ruptura entre asperezas

X_{ij}/V_r	1	2	3	4	5
1	X	0.01	0.15	0.45	0.61
2	0.01	X	0.18	0.45	0.61
3	0.15	0.18	X	0.27	0.44
4	0.42	0.45	0.27	X	0.15
5	0.59	0.61	0.44	0.15	X

De acuerdo a los resultados presentados en la Tabla 4.6, es posible apreciar que aproximadamente se cumple que:

$$\sum_{p=i}^n \frac{X_{(p,n)}}{V_r} = \frac{X_{i,n}}{V_r} \quad \text{con } n > i \quad (4.5)$$

$$X_{n,n} = 0$$

donde

$$n = 2..5$$

$$i = 1..4$$

De los resultados obtenidos, se puede proponer en forma simplificada un modelo donde la ruptura de subasperezas va aumentando progresivamente en el tiempo, en la Figura 4.9 se presenta un modelo de esta idea.

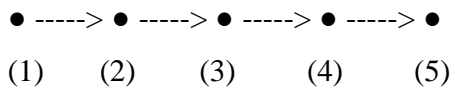


Figura 4.9. Esquema de la ruptura subasperezas

Asumiendo una velocidad de ruptura $V_r = 3$ [km/seg] y de acuerdo a los resultados presentados en la Tabla 4.5 se puede resumir las distancia entre asperezas en la Tabla 4.6

Tabla 4.6 Distancias entre asperezas en kilómetros

$X_{i,j}$ [km]	1	2	3	4	5
1	X	0.03	0.45	1.26	1.77
2	0.03	X	0.54	1.35	1.83
3	0.45	0.54	X	0.81	1.32
4	1.26	1.35	0.81	X	0.45
5	1.77	1.83	1.32	0.45	X

4.6 Influencia de las subasperezas en los espectros de terremotos

Al comparar espectros de terremotos chilenos, con espectros de terremotos ocurridos en otras zonas de subducción se ha observado que los espectros de terremotos chilenos presentan un mayor contenido de energía en alta frecuencia (Houston y Kanamori, 1990; Houston y Kanamori, 1986a, 1986b).

La razón del alto contenido de frecuencia de los sismos chilenos en relación a otros sismos de similares zonas sísmicas, podría tener su explicación en la gran cantidad de asperezas y subasperezas que controlan los terremotos chilenos.

4.6.1 Ley de Escalamiento de Espectros

Si se considera las subasperezas de terremotos como pequeños eventos sísmicos, surge el cuestionamiento sobre modelos empleados para utilizar las leyes de escalamientos de terremotos. Los más simples corresponden a los propuestos por Aki (1967) y Brune (1970), relacionando la magnitud de momento (M_0) con la duración de la ruptura (τ) y el largo de la ruptura (L):

$$M_0 \sim \tau L^2 \sim \tau^3 V_R^2 \sim (V_R^2) f c^{-3} \quad (4.6)$$

donde fc = frecuencia esquina

V_R = velocidad de ruptura.

Luego, este modelo puede ser presentado esquemáticamente en la Figura 4.10.

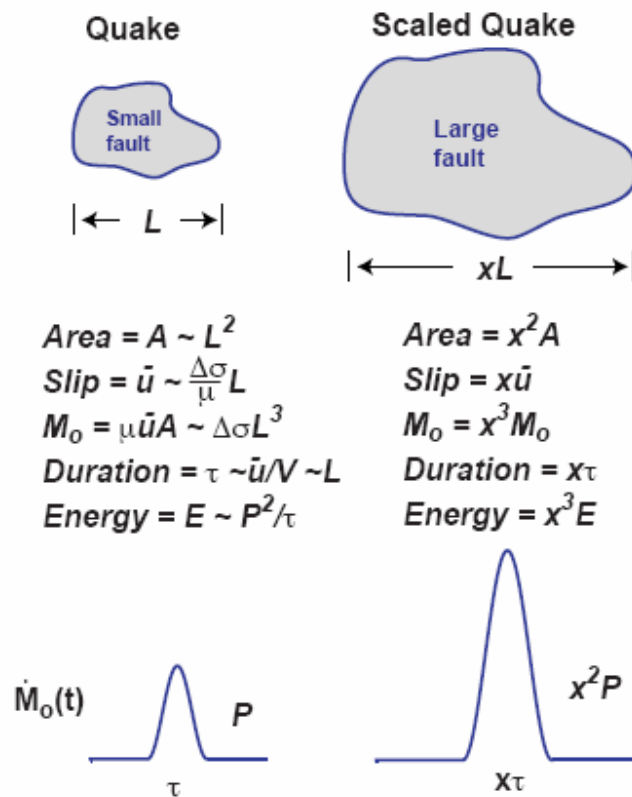


Figura 4.10 Ley de escalamiento de un sismo y los parámetros asociados. Al lado izquierdo se muestra la falla original y al lado derecho el escalamiento utilizado para asociar la falla inicial a un sismo de mayor magnitud (Walter y otros, 2006)

De esta forma se tiene un espectro de respuesta que sigue una ley de escalamiento en función del tamaño del sismo y con una caída cúbica para las altas frecuencias, Figura 4.11.

Para los terremotos que presentan asperezas y subasperezas, se puede presentar el caso en que la frecuencia esquina sea de frecuencia mayor a la que es controlada por la caída cúbica de la frecuencia f^{-3} .

Si existe gran cantidad de asperezas o subasperezas con altos valores de frecuencia esquina, la caída de las altas frecuencias no será la estimada por la teoría, produciéndose un levantamiento de la amplitud del espectro en alta frecuencia.

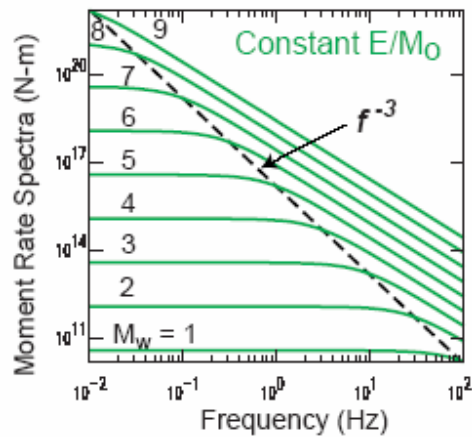


Figura 4.11 Modelo de escalamiento que se mantiene invariante en la caída para altas frecuencias dado por f^{-3} (Aki, 1967; Brune, 1970; Prieto y otros, 2004 y Kanamori y Rivera, 2004).

4.6.2 El caso del sismo del 28 de agosto del 2001

Dado que el sismo del 28 de agosto del 2001 esta formado por la ruptura de diferentes asperezas y subasperezas se tiene que el espectro final corresponderá a la suma de los espectros de las diferentes rupturas.

A pesar de la dificultad de estimar la duración total de los pulsos asociados a subasperezas, en esta sección se estima en forma aproximada la duración de los pulsos observadas en el sismo del 28 de agosto del 2001, los valores de frecuencia esquina y amplitud de las subasperezas presentadas en la Tabla 4.7.

Los datos de la subaspereza 3 están en blanco porque corresponde principalmente al pulso asociado a la ruptura principal del sismo.

Tabla 4.7 Valores de amplitud, duración total y frecuencia esquina, para el sismo del 28 de agosto del 2001 y sus subasperezas.

	Ruptura total	Sub-Aspereza				
		1	2	3	4	5
Duración [seg]	1.86	0.2	0.3	---	0.4	0.5
Frecuencia esquina [Hz]	0.54	5	3.33	---	2.5	2
Amplitud [cm]	0.4	0.028	0.048	---	0.04	0.03

En la Figura 4.12 se bosqueja la influencia de las subaspereza 1 relacionado con la ruptura total.

Para el gráfico de la Figura 4.12 se ha utilizado la forma presentada en la siguiente Ecuación:

$$A(f) = \frac{cte}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^3\right)} \quad (4.7)$$

donde cte : se considera la amplitud en desplazamiento de la aspereza observada directamente en el acelerograma y es proporcional a M_0

f_0 : corresponde al inverso de la duración de la aspereza

De esta forma utilizando la Ecuación 4.7 esquemáticamente se puede observar la influencia de las subasperezas en el espectro total obtenido para el sismo, Figura 4.12.

El espectro final presentado en la Figura 4.13 corresponde a una suma de los espectros de todas estas subasperezas, controlando la caída del espectro la presencia de subasperezas. La presencia de subaspereza parece levantar la caída del espectro para altas frecuencias, situación que empíricamente ha sido observado para importantes terremotos chilenos, observándose que estos generalmente presentan un mayor contenido de frecuencia para

altas frecuencias que lo observado en terremotos de similar magnitud de otras zonas de subducción (Houston y Kanamori, 1986a; 1986b; 1990).

En la Sección siguiente se discute la influencia del suelo en la influencia del espectro teórico.

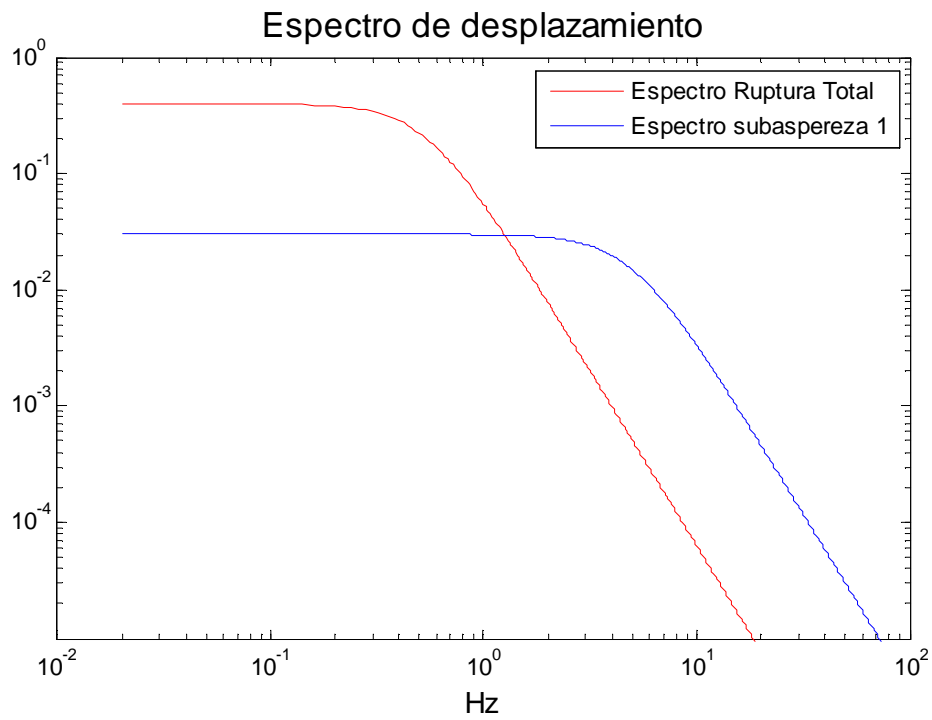


Figura 4.12 Espectros idealizados de ruptura sísmica, según la Ecuación 4.7 y los datos de la Tabla 4.7.

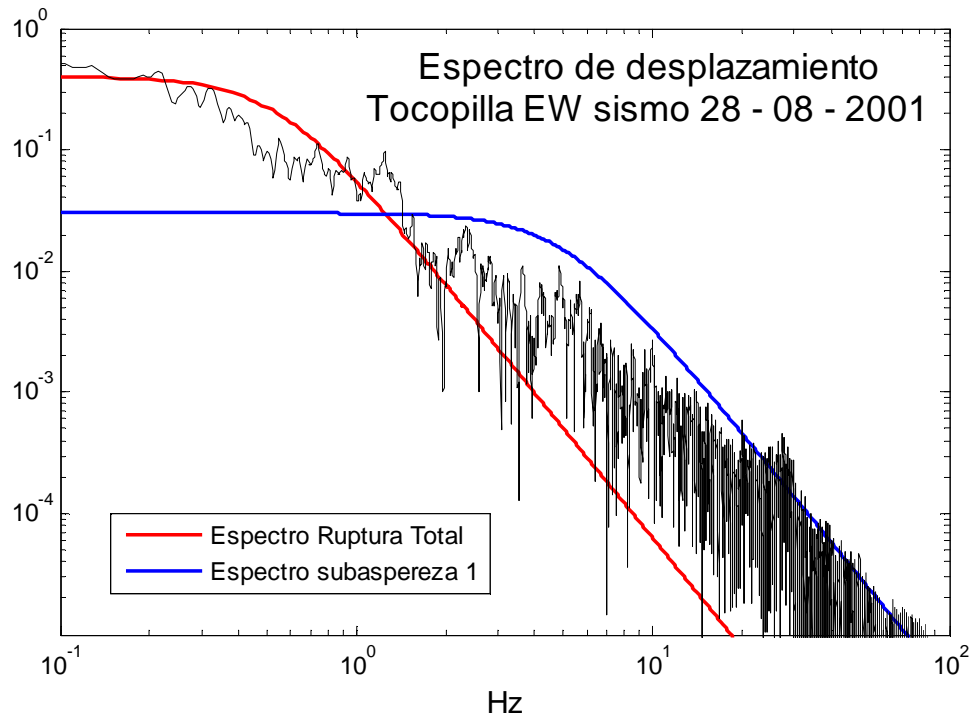


Figura 4.13. Espectro de desplazamiento del registro de Tocopilla EW para el sismo del 28 de agosto del 2001, y dos espectros esquemáticos dados por la ecuación 5.2 que intenta representar el espectro asociado a la ruptura total y a una subaspereza, estos espectros teóricos no consideran atenuación de ningún tipo.

4.6.3 Influencia de la respuesta del suelo producto de la presencia de ondas de subasperezas.

Los registros de acelerogramas de campo cercano se componen de ondas sísmicas y movimientos libres del suelo (Ruiz y Saragoni, 2008), en esta sección se estudia la influencia de las ondas forzantes asociadas a los tamaños de las subasperezas.

En esta sección se explora la influencia de las ondas sísmicas en la respuesta libre del suelo. Para esto se desarrolla un modelo de un grado de libertad donde se impone un input en la base, como el que se muestra en la Figura 4.14.

En esta sección se estudiará la influencia en el movimiento del suelo si el modelo propuesto es excitado en la base con un pulso que intenta simular la onda S asociada a la ruptura sísmica de un terremoto.

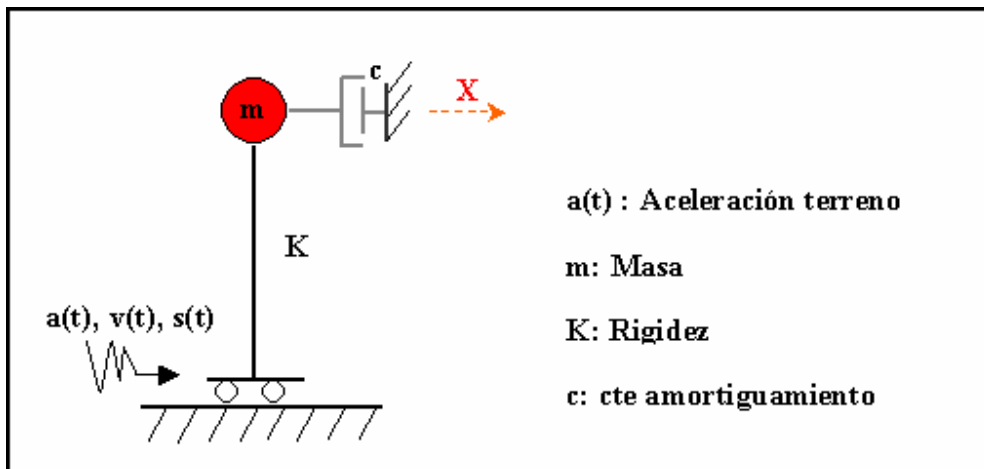


Figura 4.14 Esquema oscilador de un grado de libertad, con un input en la base.

4.6.3.1 Respuesta del suelo de la estación de Pica para diferentes sismos

Al considerar los registros obtenidos en la estación de Pica, presentados en la Figura 3.5 y realizar sus espectros de desplazamientos que se presentan en la Figura 4.15, es posible apreciar gran cantidad de energía en torno a los 5 Hz, esto se aprecia con mayor claridad en los espectros de Fourier realizados en escala normal (no logarítmica), Figura 4.16.

Es posible observar en los espectros de desplazamiento de la Figura 4.15 y 4.16 una zona de periodos bajas y un aumento de las frecuencias entorno a 5 Hz.

Al observar la respuesta de 5 Hz en el tiempo se observa que principalmente se ubica luego de la llegada de la onda S.

Dada la respuesta permanente en torno a 5 Hz del suelo de la estación de Pica a priori se asume que el periodo del suelo es de 0.2 segundos y que su amortiguamiento es de 0.08, estos valores están de acuerdo a lo habitualmente observado en suelos duros chilenos (Ruiz y Saragoni, 2005).

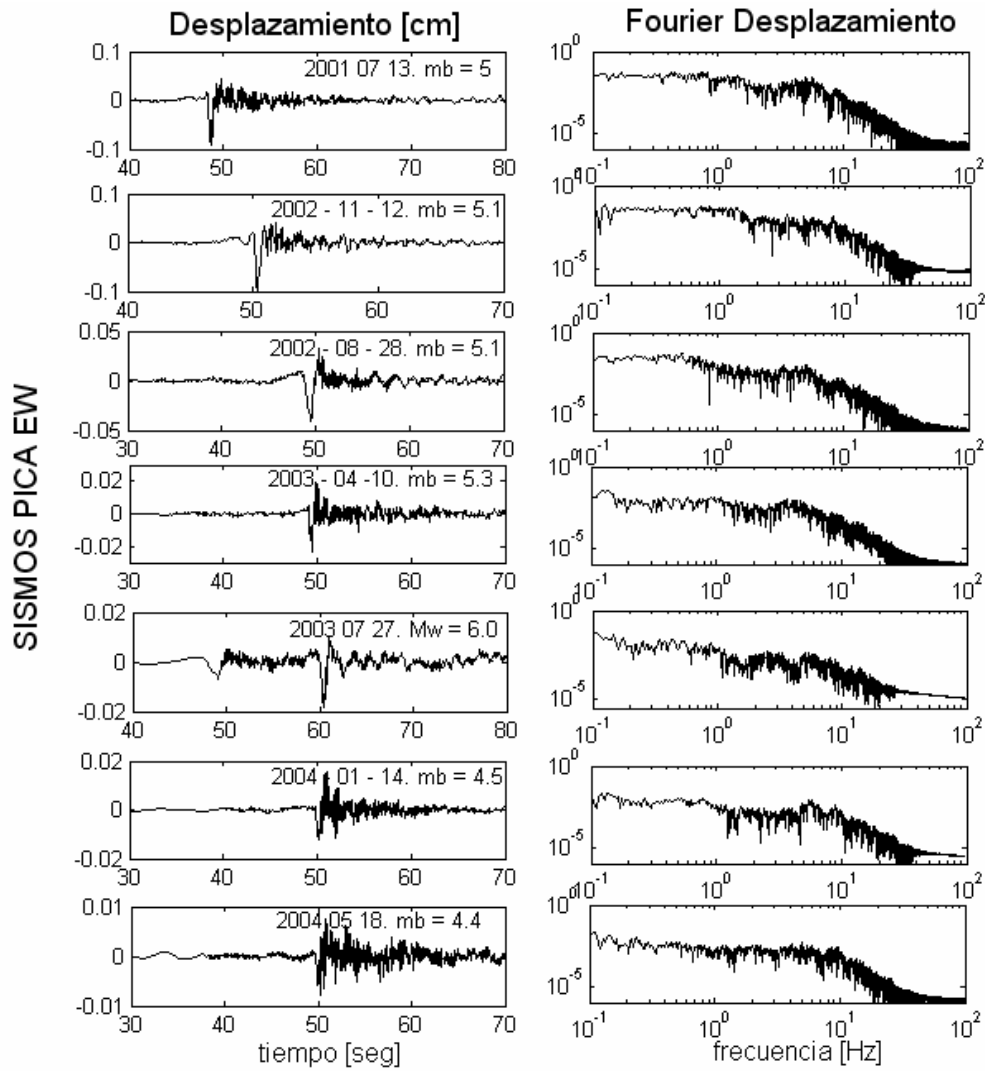


Figura 4.15 Registros de desplazamiento de Pica EW y espectros de Fourier en escala logarítmica, para diferentes sismos.

Fourier Desplazamiento sismos Pica EW

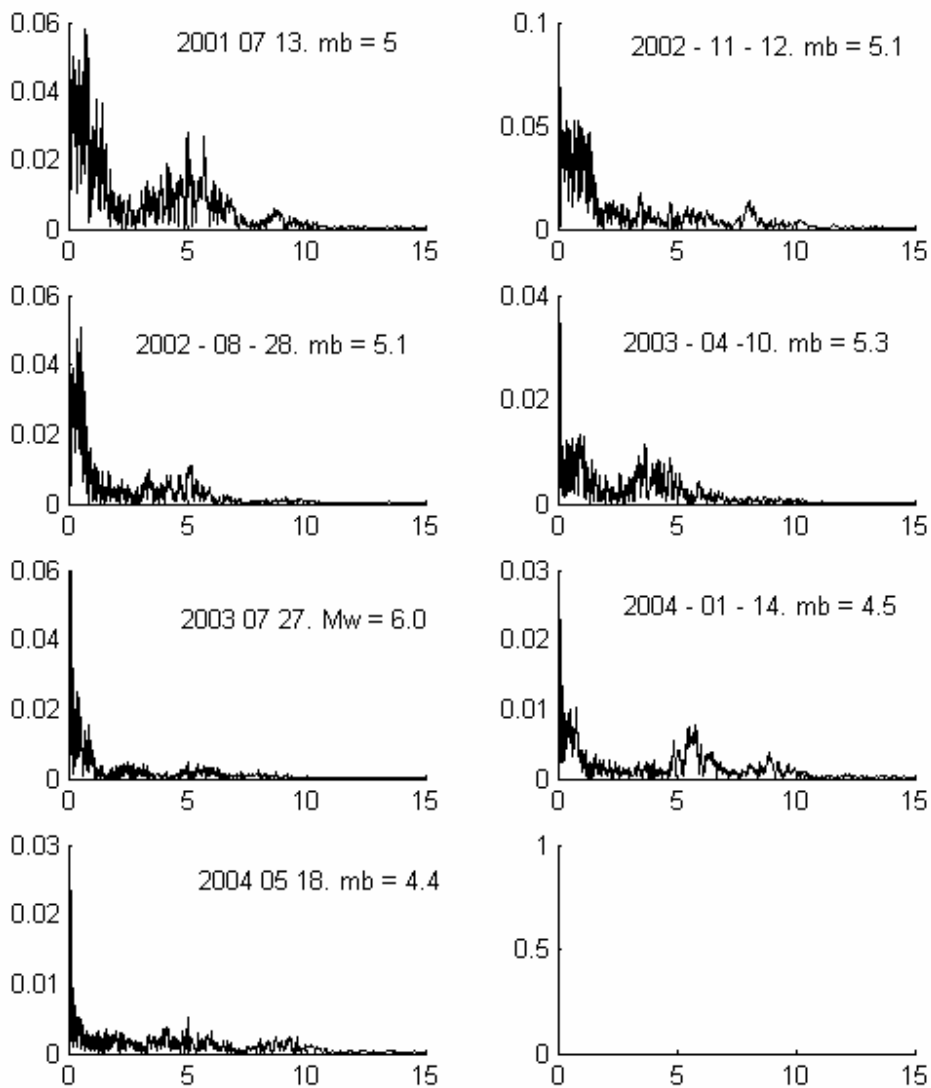


Figura 4.16 Espectros de Fourier de desplazamiento para registros de diferentes sismos de Pica EW.

En las Figuras 4.17, 4.18 y 4.19 se presentan la respuesta del oscilador para los diferentes input presentados en estas figuras y que simulan las ondas S. Donde se han escogido tres caso el input presenta una duración mayor, igual y menor que la frecuencia predominante del suelo de la estación de Pica.

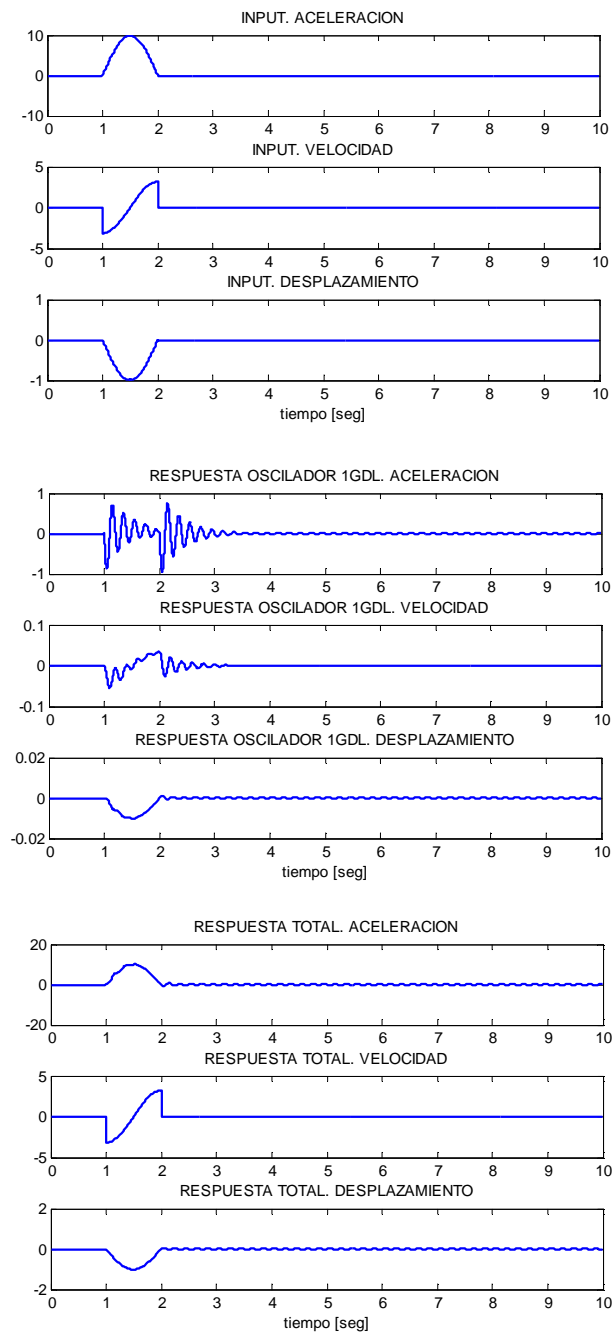


Figura 4.17 Respuesta del movimiento del suelo asociada a un oscilador de 1GDL con periodo de 0.2 seg y amortiguamiento de 0.08, ante un input de duración 1 seg. En la Figura Superior se presenta el input inicial, en la figura del medio la respuesta del oscilador de 1GDL y en la Figura inferior la respuesta final que representa para este modelo la respuesta final del suelo.

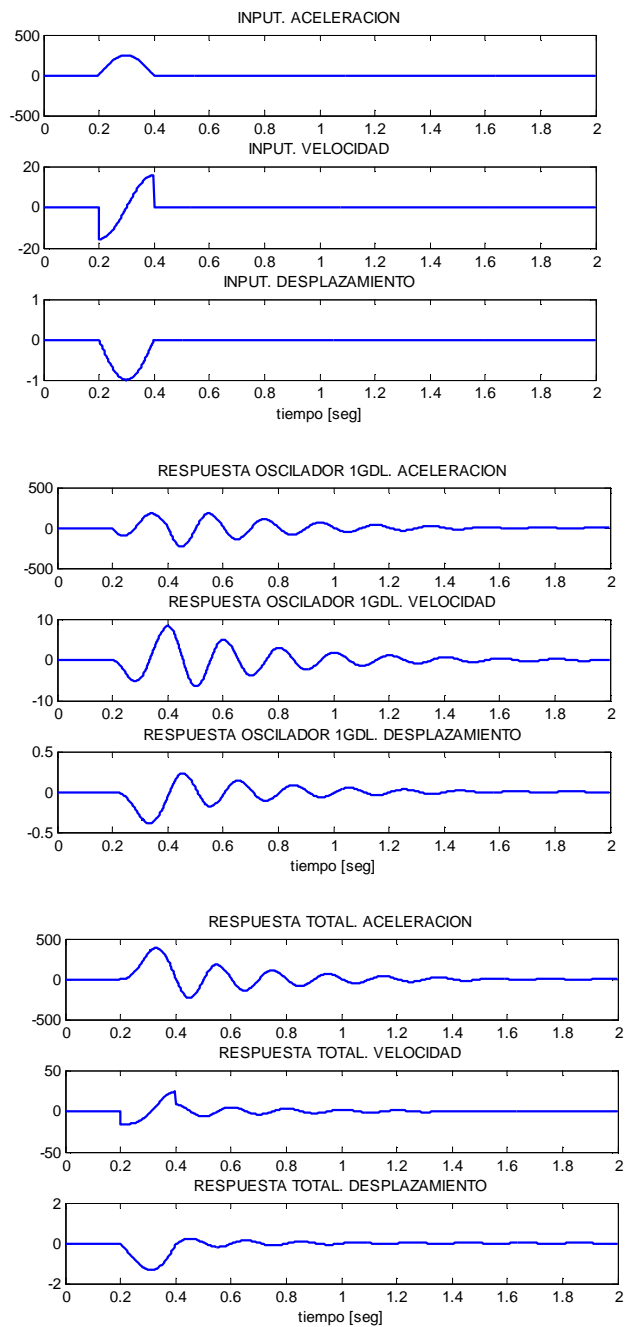


Figura 4.18 Respuesta del movimiento del suelo asociada a un oscilador de 1GDL con periodo de 0.2 seg y amortiguamiento de 0.08, ante un input de duración 0.2 seg. En la Figura Superior se presenta el input inicial, en la figura del medio la respuesta del oscilador de 1GDL y en la Figura inferior la respuesta final que representa para este modelo la respuesta final del suelo.

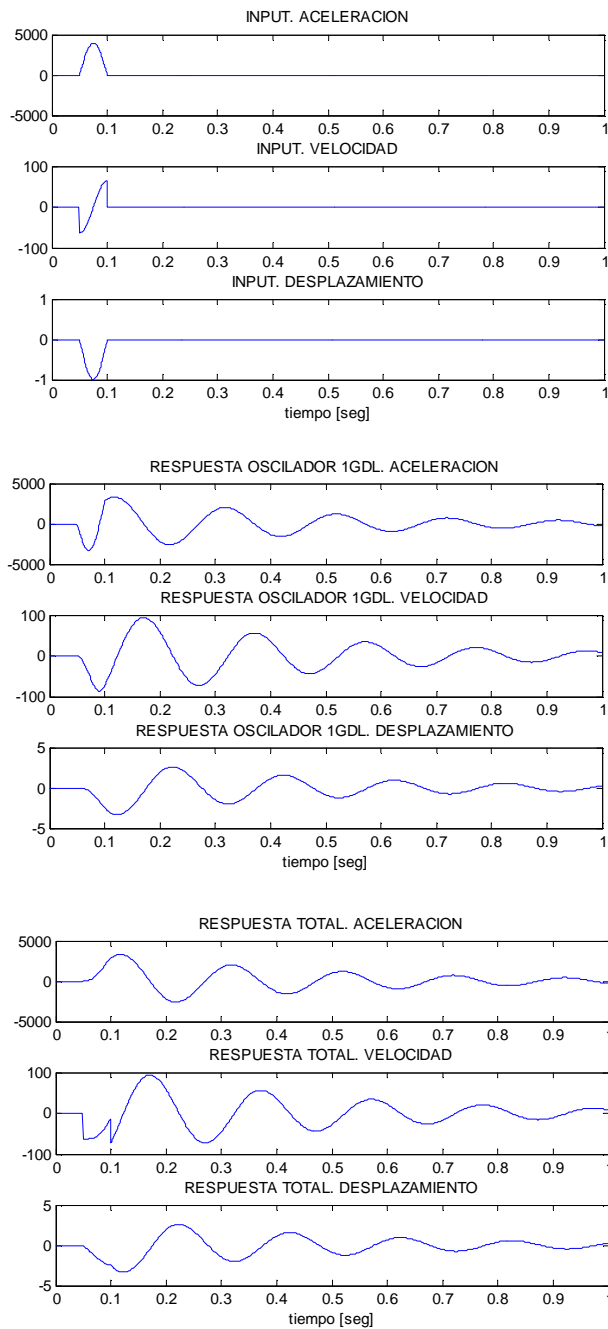


Figura 4.19 Respuesta del movimiento del suelo asociada a un oscilador de 1GDL con periodo de 0.2 seg y amortiguamiento de 0.08, ante un input de duración 0.05 seg. En la Figura Superior se presenta el input inicial, en la figura del medio la respuesta del oscilador de 1GDL y en la Figura inferior la respuesta final que representa para este modelo la respuesta final del suelo.

La respuesta de los osciladores observadas en las Figuras 4.17, 4.18 y 4.19 se caracteriza por un movimiento forzado asociado a la ruptura sísmica y una respuesta del suelo que en este caso corresponde a los 5 Hz. Los valores de amplitud observados principalmente en aceleración están controlados por la frecuencia del input y la relación de duraciones entre este input y el periodo fundamental del suelo.

Si el periodo fundamental del suelo coincide con la duración de la aspereza o subaspereza de la fuente sísmica, el movimiento presenta un aumento de amplitud oscilando luego de pasar el pulso de la aspereza o subaspereza, entre menor es la duración del pulso de la fuente sísmica mayor es la aceleración observada.

Esto implica que las subaspereza de menor duración, y por lo tanto de menor tamaño, son las que generan los valores de aceleración más altos.

Las respuestas libres del suelo observadas en este modelo de ruptura de subasperezas, inducidas por asperezas de pequeño tamaño, concuerdan con lo observado en grandes terremotos por Ruiz y Saragoni (2008).

4.7 Comentarios y Conclusiones

Se ha estudiado en detalle las acelerogramas que registraron el sismo del 28 de agosto del 2001, en particular el registro de Tocopilla.

Ha sido posible observar la influencia de las subasperezas en la generación de ondas de cuerpo. Siendo posible a partir de su identificación en los acelerogramas, estimar la distancia entre subasperezas.

Estimar la distancia entre subasperezas es una información crucial para poder definir en forma adecuada la discretización de los modelos numéricos que desarrollan inversiones de terremotos.

Indudablemente existen asperezas de menor tamaño pero su estudio se dificulta por la respuesta dinámica del suelo, sin embargo para los registros estudiados en esta sección la frecuencia del suelo se presenta en frecuencias mucho mayores a las aquí analizadas.

Se ha observado la importancia de las subasperezas en los espectros y en la respuesta del suelo.

La presencia de subasperezas en sismos obliga a reconsiderar las leyes de escalamientos de terremotos que generalmente han sido desarrolladas teóricamente asumiendo que los sismos se pueden considerar como fuentes puntuales.

La presencia de subasperezas en sismos chilenos puede justificar el hecho generalmente observado de que los registros de terremotos chilenos suelen presentar un mayor contenido de alta frecuencia.

Los registros de terremotos chilenos en general presentan valores de aceleración máxima mayores que los observados en otras zonas sísmicas de similares características (Ruiz y Saragoni, 2004; Saragoni y otros, 2004; Ruiz y Saragoni, 2005), esto podría ser causado por la presencia de subasperezas de pequeñas duraciones.

La influencia de las subasperezas en la respuesta libre del suelo, puede controlar gran cantidad de energía asociada a la respuesta dinámica del suelo ante terremotos, lo cual obliga a considerar cuidadosamente los espectros utilizados al momento de utilizar leyes de escalamiento considerando registros obtenidos en suelo o rocas blandas.

CAPÍTULO 5.

ONDAS DE ALTA FRECUENCIA ASOCIADOS A LA RUPTURA DEL TERREMOTO DE TARAPACÁ 2005 Y EL TERREMOTO DE CHILE CENTRAL DE 1985.

5.1 Introducción

Los terremotos Chilenos presentan características particulares que los diferencian de los terremotos de subducción de otras zonas del mundo (Uyeda, 1979; Ruff & Kanamori, 1980; Heaton & Kanamori, 1984; Houston & Kanamori, 1986a; Stern, 2002).

La caracterización de acelerogramas de terremotos chilenos y su comparación con acelerogramas de otras zonas sísmicas también ha mostrado lo particular de la subducción chilena (Ruiz, 2002; Ruiz y Saragoni, 2004; Saragoni y otros, 2004; Ruiz y Saragoni, 2005).

Las diferencias entre los terremotos chilenos y de otras zonas viene dada principalmente por el mayor contenido de alta frecuencia de los terremotos chilenos, por este motivo en este capítulo se estudian características de alta frecuencia de los terremotos de Tarapacá 2005 y Chile Central de 1985.

Las características de la fuente sísmica de estos terremotos son estudiadas en alta frecuencia utilizando acelerogramas de campo cercano, esto permite observar características que no es posible visualizar utilizando registros de campo lejano.

En la Sección 5.2 se estudian los acelerogramas del terremoto de Tarapacá del 2005 y en la Sección 5.3 del terremoto de Chile Central de 1985, determinando algunas características en alta frecuencia que se pueden asociar a la ruptura sísmica de terremotos.

5.2 Terremoto de Tarapacá del 2005

El terremoto de Tarapacá es un terremoto intraplaca de profundidad intermedia de magnitud $M_w = 7.7$ y con una profundidad de 95 Km. (Peyrat y otros, 2006).

En campo cercano este terremoto fue registrado por 16 acelerografos, 6 de ellos equipos ETNA con sensor episensor (Boroschek y otros, 2006), lo cual permite estudiar en condiciones epicentrales un terremoto de gran magnitud.

La ruptura del terremoto de Tarapacá ha sido caracterizada incluyendo datos de acelerografos, estudiando los periodos largos obtenidos de acelerogramas por Delouis y Legrand (2007), en la Figura 5.1 se comparan los registros reales y los obtenidos a partir de su simulación.

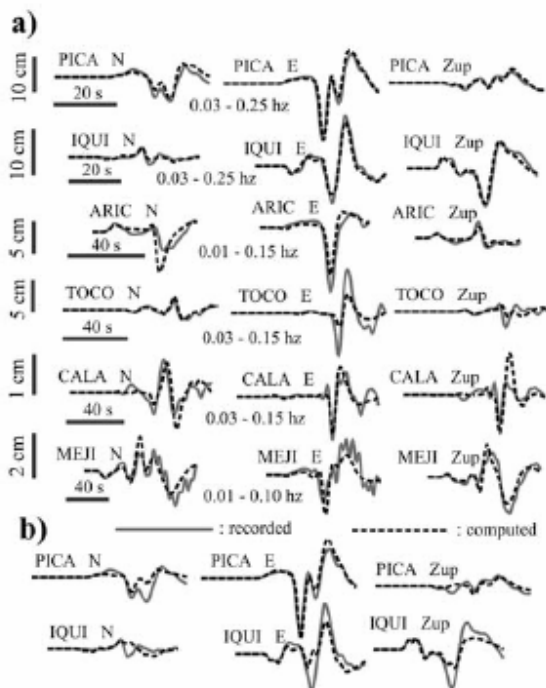


Figura 5.1. a) Ajuste de los desplazamientos obtenidos a partir de acelerogramas con las trazas obtenidas a partir de la deslizamiento de la ruptura propuesto. El rango de filtrado se indica para cada estación. (b) Modelamiento a partir de los desplazamientos obtenidos a partir de acelerogramas siguiendo un modelo de ruptura distinto del presentado en (a). (Delouis y Legrand, 2007).

En la Figura 5.1, los registros han sido filtrados en los rangos indicados para cada estación, el filtraje desarrollado por (Delouis y Legrand, 2007) no permite estudiar el contenido de alta frecuencia de este terremoto observada en los acelerogramas.

En la sección siguiente sección se estudia la información de alta frecuencia, asociada a la ruptura de la fuente sísmica, a partir de los acelerogramas que registraron el terremoto de Tarapacá.

5.2.1 Estudio de Acelerogramas en Alta Frecuencia del terremoto de Tarapacá

Los registros de aceleraciones en esta sección son filtrados utilizando un filtro causal y luego los acelerogramas son integrados dos veces para obtener los desplazamientos.

En la Figura 5.2 se presenta el registro de Pica EW, filtrado con un filtro causal con una frecuencia de corte de 0.02 Hz y de 0.1 Hz.

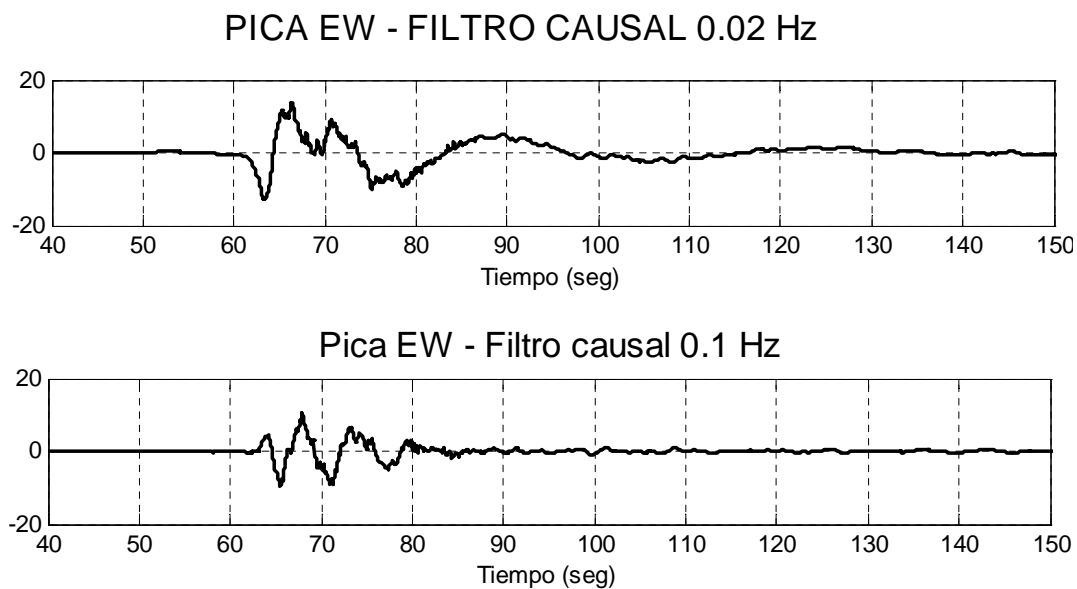


Figura 2.2. Registros de desplazamiento de Pica EW filtrados con un filtro causal con una frecuencia de corte de 0.02 Hz (figura superior) y de 0.1 Hz (figura inferior).

Al filtrar el registro de aceleración de Pica EW con una frecuencia de corte de 0.1 Hz, es posible apreciar un tren de onda, que resulta difícil de distinguir en los registros sin filtrar. En las Figuras 5.3, 5.4, 5.5, 5.6 y 5.7 se superpondrá el pulso observado en Pica EW a otros pulsos identificados en otros registros de componente EW obtenidos para el terremoto de Tarapacá.

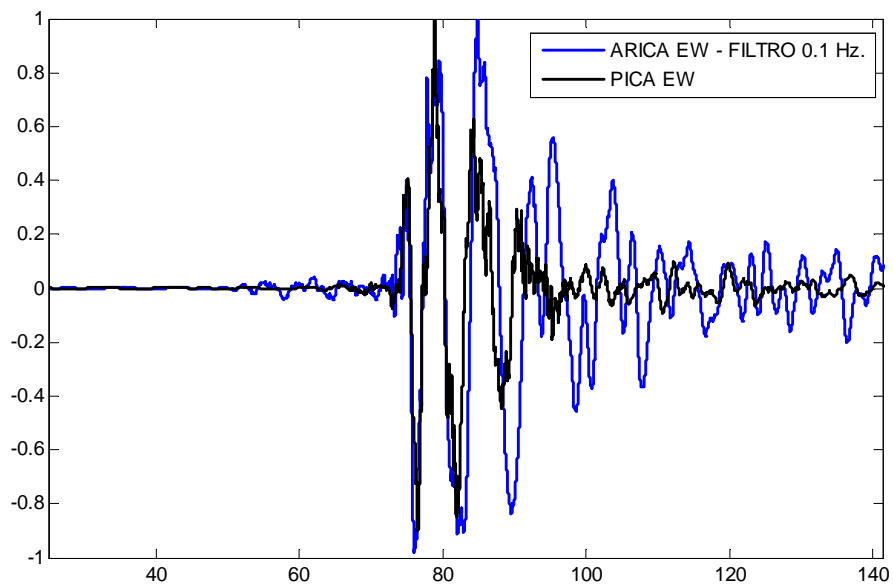


Figura 5.3 Registros de desplazamientos de Pica EW y Arica EW, en ambos se aprecia un tren de ondas similar, al ser filtrados utilizando filtro causal con frecuencia de corte de 0.1 Hz.

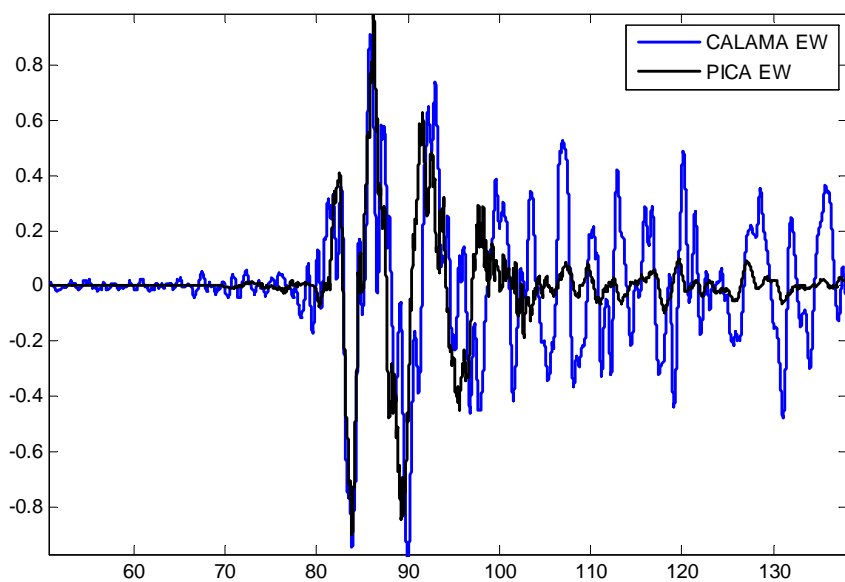


Figura 5.4 Registros de desplazamientos de Pica EW y Calama EW, en ambos se aprecia un tren de ondas similar, al ser filtrados utilizando filtro causal con frecuencia de corte de 0.1 Hz.

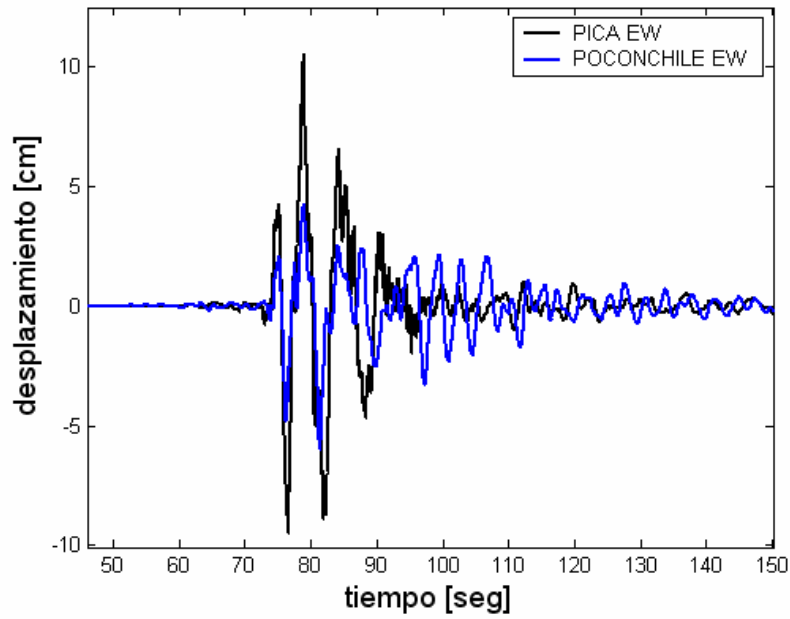


Figura 5.5 Registros de desplazamientos de Pica EW y Poconchile EW, en ambos se aprecia un tren de ondas similar, al ser filtrados utilizando filtro causal con frecuencia de corte de 0.1 Hz.

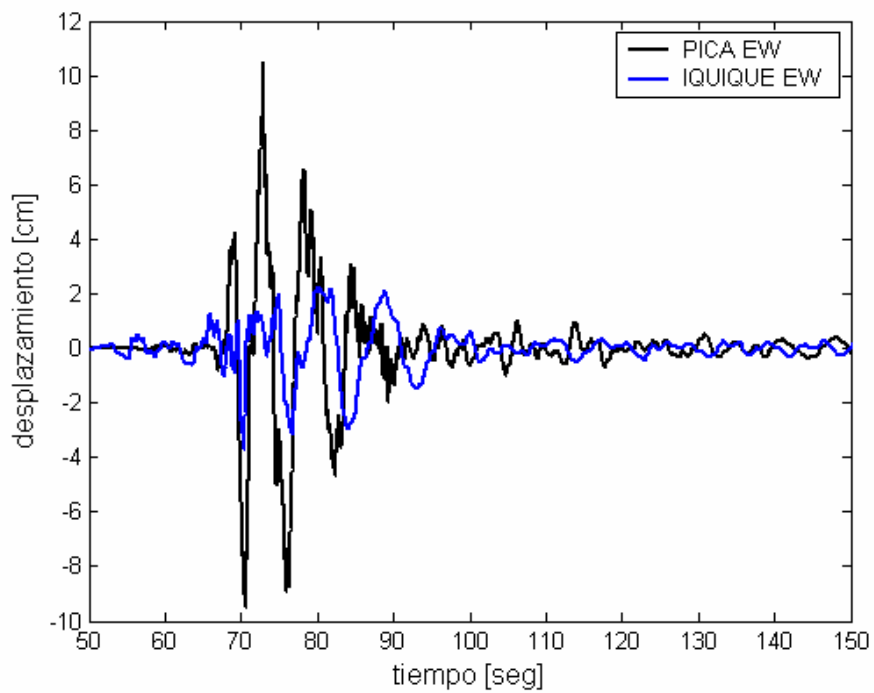


Figura 5.6 Registros de desplazamientos de Pica EW y Iquique EW, en ambos se aprecia un tren de ondas similar, al ser filtrados utilizando filtro causal con frecuencia de corte de 0.1 Hz.

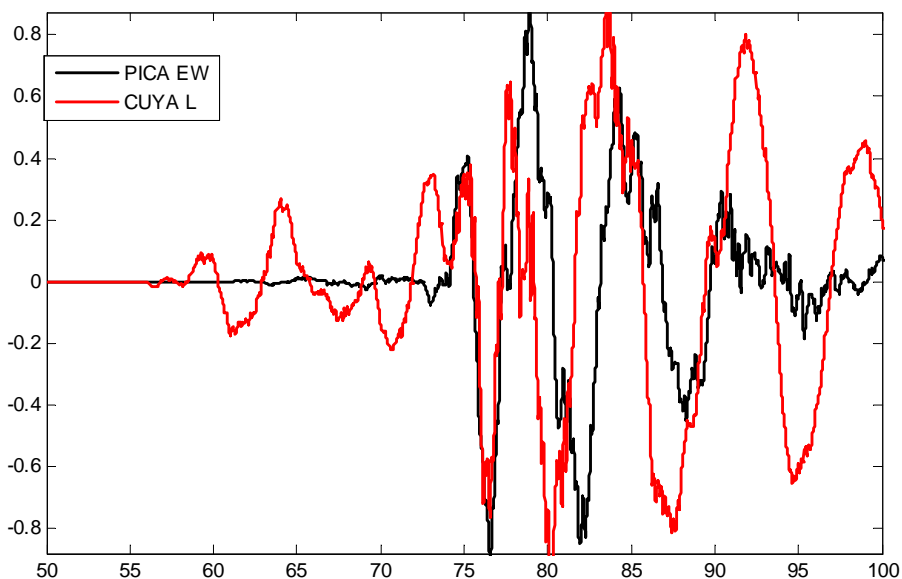


Figura 5.7 Registros de desplazamientos de Pica EW y Cuya EW, en ambos se aprecia un tren de ondas similar, al ser filtrados utilizando filtro causal con frecuencia de corte de 0.1 Hz. (Desplazamiento máximo normalizado)

En la Figura 5.3, 5.4, 5.5, 5.6 y 5.7 se ha superpuesto el registro de desplazamiento de Pica EW, con el registro de Arica EW, Calama Ew, Poconchile EW, Iquique EW y Cuya Longitudinal. En estas Figuras se ha desplazado en el tiempo el registro de Pica para que los pulsos coincidan entre los registros, siendo posible apreciar que este movimiento del suelo es similar en todas las estaciones.

De los registros presentados sólo el obtenido en Cuya ha sido registrado en un instrumento SMA-1. Los otros acelerogramas corresponden a registros obtenidos en instrumentos ETNA con sensor episensor.

Del tren de pulsos de la Figuras 5.3, 5.4, 5.5, 5.6 y 5.7 que se repite en los diferentes registros, se puede observar tres pulsos (Figura 5.8) , la duración total de estos pulsos es del

orden de 17 segundos, que coincide con la duración de la fuente propuesta por Peyrat y otros (2006), Figura 5.8.

Debido a que los pulsos indicados en la Figura 5.8 se presentan en diferentes registros para el mismo sismo se propone que estos pulsos corresponden a la ruptura de subasperezas para el terremoto de Tarapacá del 2005.

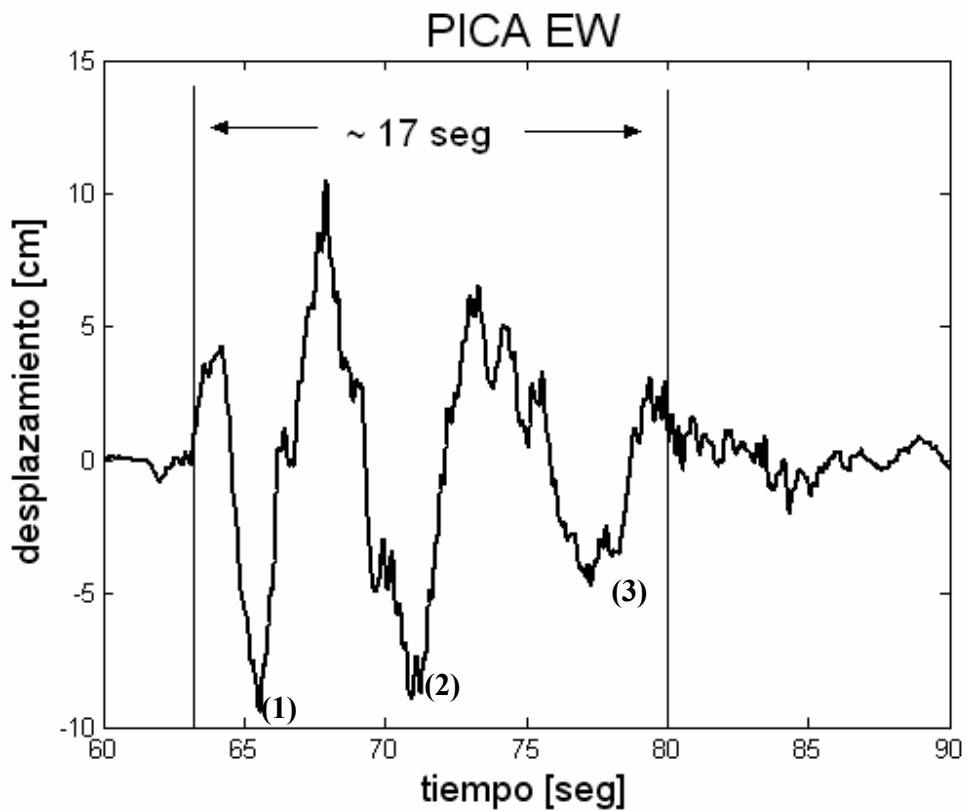


Figura 5.8. Duración aproximada del tren de onda del registro de desplazamiento de Pica EW obtenido a partir de acelerogramas del terremoto de Tarapacá. (Filtro causal - 0.1 Hz)

5.3 TERREMOTO DE CHILE CENTRAL DE 1985.

Chile se encuentra en una de las zonas sísmicas más activas del mundo, registrando grandes terremotos con cierta regularidad, en particular el año 1985 ocurrió un terremoto de magnitud $M_s = 7.8$, que se encuentra dentro de una secuencia de terremotos interplaca tipo thrust de gran magnitud que han ocurrido en la zona central de Chile: 1575 – 1647 – 1730 – 1822 – 1906 y 1985 (Comte y otros, 1986).

Estos terremotos destacan por el gran tamaño de su área de ruptura, los altos valores de aceleraciones máximas (Saragoni y otros, 2004), el contenido de alta frecuencia en sus espectros (Houston y Kanamori, 1986a; 1986b; Houston y Kanamori, 1990) y el escaso daño observado en las estructuras en comparación con terremotos de similar magnitud ocurridos en otras partes del mundo (Montessus de Ballore, 1915). Esta última observación destacada por Montessus de Ballore (1915) para el terremoto de 1906, ha sido ratificada para el terremoto del 3 de marzo de 1985 (EERI, 1986).

El terremoto del 3 de marzo de 1985 fue precedido por una serie de sismos precursores que se iniciaron en forma evidente el 21 de febrero con la ocurrencia de un temblor de magnitud $m_b=4.7$ a las 18:53:08.5 GMT, seguido de por lo menos 8 sismos m_b mayores que 4.5 (Comte y otros, 1986, Algermissen y Kausel, 1985). La mayoría de estos sismos precursores, en especial los del período 21-28 de febrero, se localizan en una zona de no más de 50 km x 50 km, costa fuera, frente a Valparaíso, zona que correspondería posteriormente a la ubicación del epicentro del sismo principal.

El estudio de datos telesísmicos y de campo cercano del terremoto del 3 de marzo de 1985 ha permitido estudiar en detalle la fuente sísmica de la subducción chilena que lo originó, identificando un complejo proceso de ruptura donde la energía es liberada desde múltiples asperezas (Compte et al., 1986; Korrat y Madariaga, 1986; Christensen y Ruff 1986; Choy y Dewey, 1988; Houston y Kanamori, 1990; Yoshida, 1992 y Mendoza et al., 1994).

A pesar del alto contenido de frecuencia observado en los espectros de terremotos chilenos, el estudio en detalle de este terremoto en periodos menores a 2 segundos no ha sido realizado, salvo Mendoza y otros (1994) que estudiaron el terremoto del 3 de marzo de 1985 con datos telesísmicos y de campo cercano.

Una explicación para el alto contenido de frecuencia de los terremotos chilenos, se debería a que están formados por múltiples subeventos que presentan altos valores de frecuencia esquina (Beresnev y Atkinson, 2001), siendo la subducción chilena reconocida por la gran cantidad de subeventos (Houston y Kanamori, 1986b).

El estudio de subeventos presenta particular interés para la simulación de acelerogramas, porque los grandes terremotos se pueden considerar como una sumatoria de ellos (Hartzell, 1978), sin embargo el éxito de este método no ha sido justificado permaneciendo en la naturaleza heurística de su aplicación (Beresnev y Atkinson, 2001).

Para el terremoto de Chile Central de 1985, se simuló acelerogramas artificiales asumiendo una distribución de slip (Somerville y otros, 1991 y Beresnev y Atkinson, 1997). La división en subfaults realizada por Somerville y otros (1991), se basó en los estudios de slip realizados con datos obtenidos de instrumentos de periodo largo por Houston (1987) y Kikuchi y Fukao (1987), además de los desplazamientos permanentes observados por Barrientos (1988) con datos geodésicos.

La mayoría de los trabajos previos se basan en registros de periodo largo, acá se buscan características en alta frecuencia de los registros chilenos que sean intrínsecos a la fuente sísmica que los origina.

En este trabajo se utilizan acelerogramas, filtrados usando filtros pasa altos desde 0.1 Hz. Poniendo principal atención en ondas sísmicas de frecuencias superiores a 0.3 Hz, observando incluso ondas de 5 Hz.

Se observan ondas sísmicas de alta frecuencia en los registros de aceleraciones del terremoto del 3 de marzo de 1985 y en otros registros de sismos chilenos.

5.3.1 Registros de campo cercano del terremoto de Chile Central de 1985

La presencia de una red de acelerografos en la zona Central de Chile ha permitido registrar en campo cercano importantes terremotos ocurridos en Chile, en particular el ocurrido el 3 de marzo de 1985 ($M_s = 7.8$), estos registros permiten observar las principales características del comportamiento de las ondas sísmicas en alta frecuencia.

Los registros de aceleración obtenidos para el terremoto del 3 de marzo de 1985 se obtuvieron en acelerografos analógicos en su mayoría del tipo SMA -1, sin tiempo común, ubicados en campo libre. Estos registros se han digitalizados y luego han sido integrados una vez, para obtener las trazas de velocidad y dos veces para obtener las trazas de desplazamiento.

Los registros se han filtrado entre 0.1 y 30 Hz, se aplica en este rango por ser la zona donde los instrumentos SMA-1 presentan una respuesta plana en frecuencia, no siendo necesario corrección instrumental (Boore, 2005), también se ha aplicado una corrección de línea base para eliminar los residuos tras cada integración.

Aplicando el filtro pasabanda entre 0.1 y 30 Hz se elimina los periodos largos del registro y posibles desplazamientos permanente.

En la Figura 5.9 se presentan los registros de desplazamiento obtenidos entre los paralelos -31.5° S y -37° S.

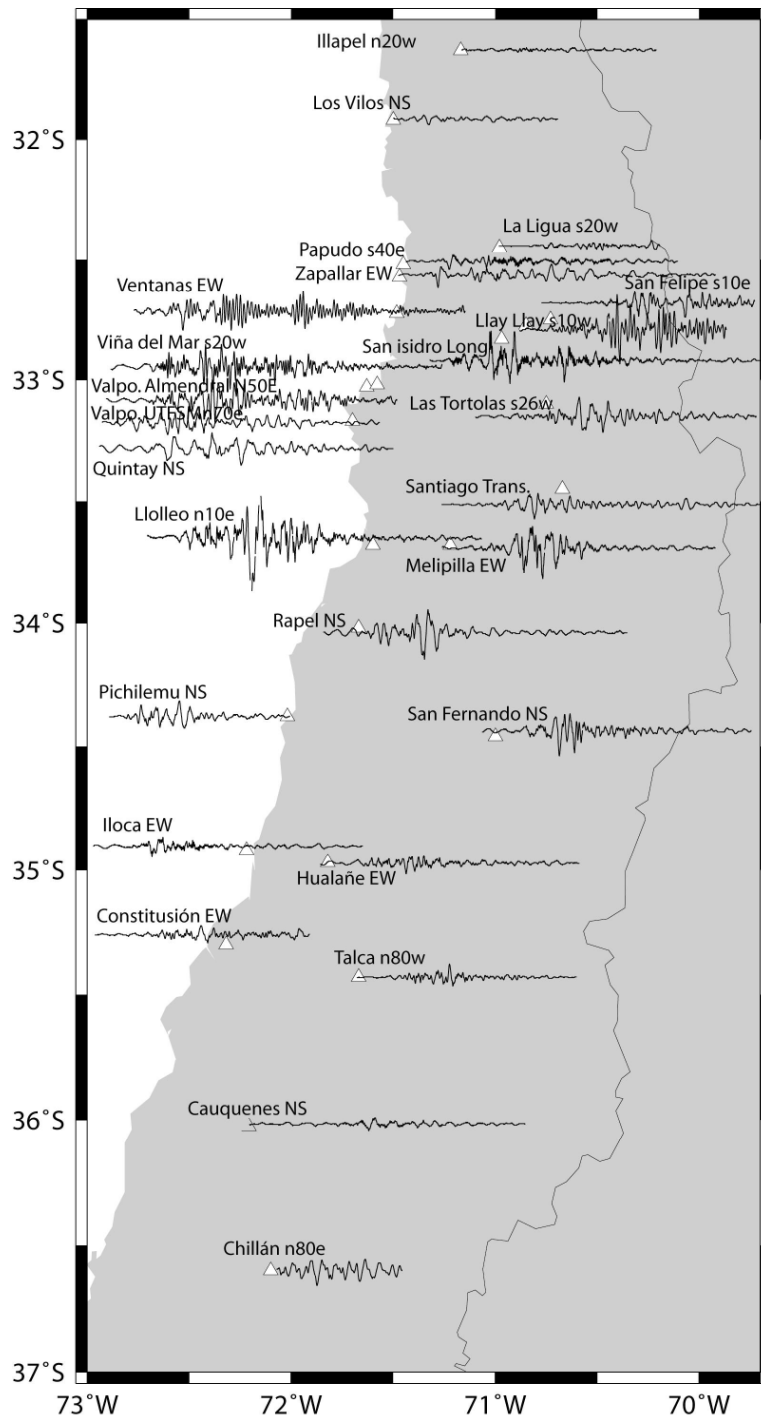


Figura 5.9. Registros de desplazamiento de una de las componentes horizontales, para el terremoto del 3 de marzo de 1985

La estratigrafía del suelo donde se registró el terremoto del 3 de marzo de 1985 se presenta en la Tabla 5.1, en esta tabla es posible observar que los suelos donde se registró este terremoto son de velocidades de ondas de corte diversas, a pesar de esto los pulsos presentan formas de ondas similares, como se observa en las Figuras 5.9, 5.10, 5.11 y 5.12.

Tabla 5.1. Estratigrafía de los suelos chilenos donde se registraron acelerogramas (Araneda y Saragoni, 1994). En esta tabla se presenta la velocidad de onda de corte de cada capa. El espesor corresponde a la altura de cada una de las capas.

Estación	Estrato 1 Espesor [m]	Estrato 1 Vs [m/seg]	Estrato 2 Espesor [m]	Estrato 2 Vs [m/seg]	Estrato 3 Espesor [m]	Estrato 3 Vs [m/seg]	Estrato 4 Espesor [m]	Estrato 4 Vs [m/seg]	Basamento Vs [m/seg]
Illapel	4	150	----	----	22	1070			2350
La Ligua	3	240	6	450	40	930			----
Melipilla	1,5	150	3,5	545	83	1000			----
San Isidro	0,33	175	5,7	720	54	845			2460
Pichilemu	3	173	6	467	22	1167			1935
Iloca	4	150	8	638	83	1210			2050
Talca	1	---	4	290	345	714			2475
Papudo	4	150	12	830	----	----			----
San Fernando	1	80	8	350	91	1055			2052
Hualañe	1	100	6	322	59	812			2200
Cauquenes	6	360	----	----	79	810			3190
Zapallar	1	---	2	280	27	660			----
San Felipe	2	250	5	315	107	640			1940
Llolleo	0,35	---	4,85	140	14	400			----
Santiago	18	716	----	----	----	----			----
Llay llay	3	185	----	----	102	820			2365
Viña del mar	5	140	----	----	65	680			2525
Chillan	0,5	110	5	280	1950	805			2585
El Almendral	2,5	118	15	397	42,5	665	10	1300	2525
Constitución (*)	3	170	5	312	10	840			2475
Ventanas	6	155	11	306	40	816			2430
Las Tortolas	1	520	13	1865					---
Los Vilos	0,8	---	4	330					2068
Quintay	4,5	155	31	1190					2380
Rapel	3	2130	9,5	3155					---
UTFSM	1,4	312	18	1720					---

5.3.2 Pulsos de desplazamiento observados en el terremoto de Chile Central de 1985

En la Figura 5.10 se ha graficado los registros de desplazamiento de San Isidro Longitudinal y San Felipe S10E, para el terremoto del 3 de marzo de 1985. En esta Figura es posible observar que los pulsos de cada registro presentan formas de onda similares. Se ha encerrado en un círculo los tres principales pulsos –S1, S2 y S3- que se repiten para cada registro. Los registros en este caso no han sido rotados y se ha escogido la componente horizontal en que se observa de mejor manera la forma de onda de estos pulsos.

En la Figura 5.11 se presentan dos registros de desplazamiento, obtenidos en la costa, Papudo y Zapallar del terremoto de 1985. Se realiza un zoom a la zona del primer pulso para resaltar la similitud entre ambos. Los registros no han sido rotados, porque la otra componente horizontal de Papudo no fue registrada y se ha escogido para Zapallar la componente EW por ser el sentido en que mejor se observa el pulso S1.

Los tres pulsos observados en la Figura 5.10, se observan en diferentes registros, los cuales dependiendo de la cercanía a la fuente de cada pulso y a la polaridad de estos, se pueden observar con mayor claridad.

Los pulsos S1 y S3 tienen una duración del orden de 3 segundos, mucho menor a la duración total del terremoto del orden de un minuto y menor también al rise time propuesto por Mendoza y otros (1994) de 14 segundos.

La ubicación relativa en tiempo entre los diferentes pulsos, difiere en un par de segundos, por ejemplo en la Figura 5.10, entre los pulsos S2 y S3 existen diferentes intervalos de tiempo. La diferencia en tiempo entre la llegada de cada pulso indica que la génesis de estos no proviene desde el mismo lugar. Luego, durante el terremoto del 3 de marzo de 1985 hubo por lo menos tres zonas donde se liberó importante cantidad de energía y en particular importantes pulsos de desplazamiento. Esto concuerda con lo observado por

diferentes autores que localizan una distribución heterogénea del slip de este terremoto (Barrientos, 1988, Mendoza y otros, 1994).

Los suelos donde se registran estos pulsos no son comparables, a pesar de lo cual mantienen su forma, por ejemplo los acelerogramas registrados en Rapel y Llolleo fueron obtenidos en suelos diferentes, la estación de Llolleo se encuentra sobre suelo arenoso y la estación de Rapel sobre roca, las velocidades de onda se presentan en la Tabla 5.1. Las diferencias en los tipos de suelo donde se registró este terremoto indican que la forma de los pulsos no es una consecuencia del tipo de suelo.

El primer pulso de desplazamiento (Pulso S1) se observa en las trazas de desplazamiento de San Isidro, San Felipe, Zapallar y Papudo, manifestándose con mayor fuerza en los registros ubicados cerca de la costa y con sentido preferentemente Este-Oeste. Por otro lado en los registros ubicados hacia el Sur de la ruptura, el pulso de mayor importancia corresponde al tercer pulso (Pulso S3) observado en las trazas de desplazamiento de San Isidro y San Felipe, por ejemplo, en la Figura 5.12 se muestran las trazas de desplazamiento de los registros de Llolleo N10E y Rapel NS, donde se observa la importancia del Pulso S3, el sentido predominante del Pulso S3 es Norte-Sur.

En la Figura 5.13 se comparan las trazas de desplazamiento de Rapel NS y San Felipe S10E. Estas estaciones están ubicadas a más de 200 km y sobre suelos completamente distintos, sin embargo se observa que tanto el segundo como el tercer pulso coinciden. Se han desplazado las trazas para que los pulsos coincidan, se ha desplazado en 12.2 segundos el registro de Rapel NS para que la forma del segundo pulso ajuste con el registro de San Felipe S10E y en 13 segundos para que ajuste el tercer pulso. La forma de onda del pulso es similar en ambas trazas.

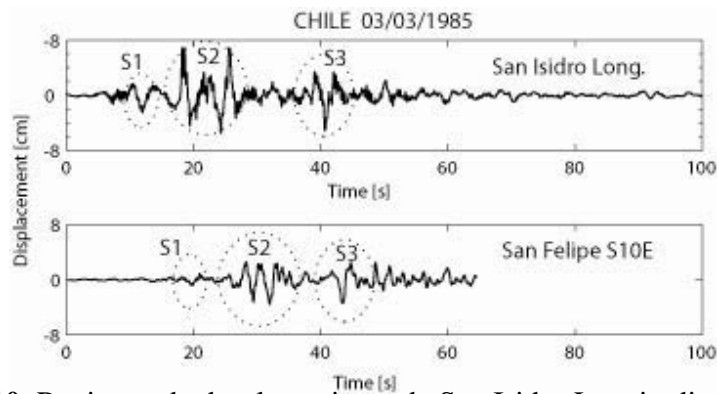


Figura 5.10. Registros de desplazamiento de San Isidro Longitudinal y San Felipe S10E, se han encerrado en un círculo los pulsos más destacados S1, S2 y S3. La forma de los pulsos es similar para ambas trazas.

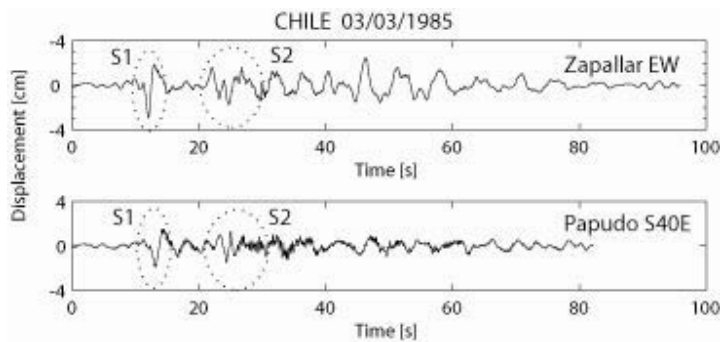


Figura 5.11. Registros de desplazamiento de Zapallar EW y Papudo S40E, el pulso S1 se observa con claridad y con forma similar en ambas trazas, el pulso S2 no es tan claro y el S3 no se distingue.

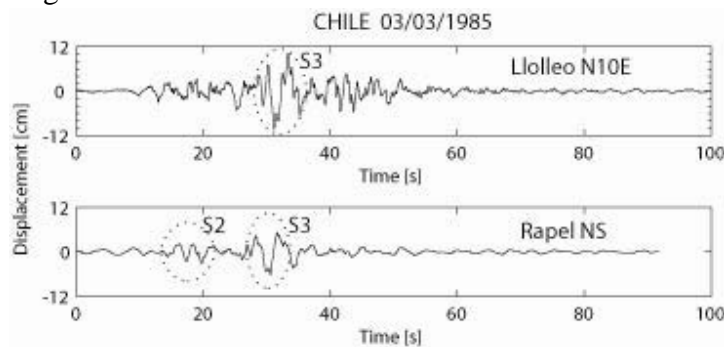


Figura 5.12. Registros de desplazamiento de Lolloe N10E y Rapel NS, para el terremoto de Chile Central, es posible observar un pulso de similar forma en el registro de Lolloe y Rapel, en el registro de Rapel se observan dos pulsos, el primero de ellos no se observa con claridad en Lolloe. Los registros no han sido rotados, pues en las direcciones presentadas se presenta con mayor claridad los pulsos indicados.

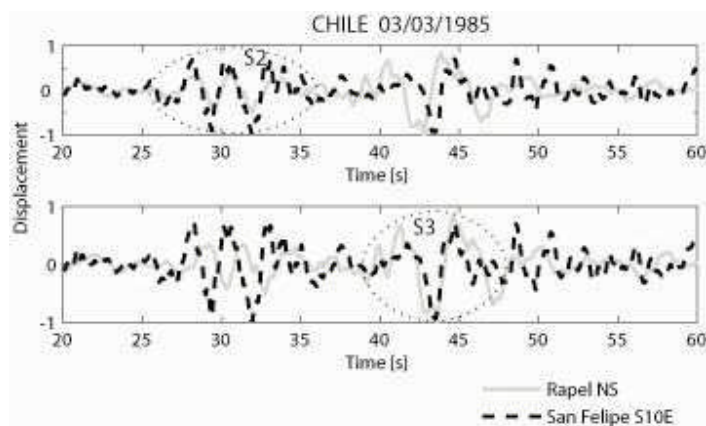


Figura 5.13. Superposición de los pulsos de San Felipe S10E y Rapel NS, en la figura superior se ha ajustado las trazas para que coincidan con el segundo pulso (se desplaza eçla traza de Rapel en 12.2 s) y en la figura inferior para que coincidan con el segundo pulso (se desplaza la traza de Rapel en 13 s).

La sospecha de múltiples subeventos presentes durante el evento principal del terremoto de Chile del 3 de marzo de 1985 toma mayor fuerza por el inicio de la ruptura de este terremoto que se ve marcada por la presencia de dos sismos precursoros que ocurren segundos antes, el último de ellos ocurre aproximadamente 17 segundo antes del evento principal y presenta magnitud $M_w = 6.6$ (Choy y Dewey, 1986; Christensen y Ruff, 1986; Mendoza y otros, 1994).

Probablemente el evento del 3 de marzo de 1985 este formado por sismos de menor magnitud que no pueden ser detectados con las actuales técnicas y que se inician sólo decenas de segundos después de ocurrido el primer evento. Si estos eventos son activados por el avance de la ruptura del terremoto y esta ocurre a 3 [km/s], la separación entre los pulsos S1, S2 y S3 de 10 segundos implica distancia entre asperezas del orden de 30 km.

Se observan otros sismos precursoros o réplicas del evento principal, para observar si se presentan pulsos similares en los registros de desplazamiento y en particular se observará la duración de los pulsos.

5.3.3 Ubicación Asperezas del terremoto de Chile Central de 1985

Dada la distribución espacial de los acelerogramas y producto que en algunos de ellos es posible apreciar más de un pulso, en esta subsección se pretende determinar la ubicación de los hipocentros de las asperezas que controlan la ruptura del terremoto del 3 de marzo de 1985.

En la Figura 5.14 se presentan los registros de desplazamiento de la componente en que mejor se observan los pulsos asociados al terremoto del 3 de marzo de 1985, a partir de la observación de estos pulsos se estima la diferencia de tiempo entre la llegada de los diferentes pulsos.

En la Tabla 5.2 se presenta la diferencia entre los tiempos de llegada de los pulsos asociados a las asperezas 1, 2 y 3, para los acelerografos donde se observa con claridad estos pulsos.

Tabla 5.2 Diferencias de tiempo entre la llegada de los pulsos dt1: diferencia de tiempo entre la llegada del pulso 2 y 1 y dt2: diferencia de tiempo entre la llegada del pulso 3 y 2, dt1 y dt2 se encuentran en segundos.

Estación	Tiempo	
	dt1	dt2
La Ligua	12	23
Papudo	12	---
Zapallar	12	---
Ventanas	11	25
San Isidro	8	21
San Felipe	10	14
Valpo UTFSM	9	24
Rapel	---	13

Para estimar la ubicación de las asperezas se supone que el hipocentro de la aspereza 1, se ubica cerca del hipocentro del terremoto y se asume que la velocidad de propagación de las ondas desde las asperezas es en línea recta y a 3 km/seg. También se supone que la diferencia entre los tiempos de ruptura de las asperezas, esta dado por la distancia entre las asperezas y una velocidad de 3 km/seg. Para la diferencia de tiempo entre la aspereza 1 y 2 se considera la razón entre la distancia entre los hipocentros de la aspereza 1 y 2 y la velocidad que se considera de 3 km/seg, para la diferencia de tiempo entre la activación de la aspereza 2 y 3 se considera la razón entre la distancia entre ambas asperezas y una velocidad de 3 km/seg.

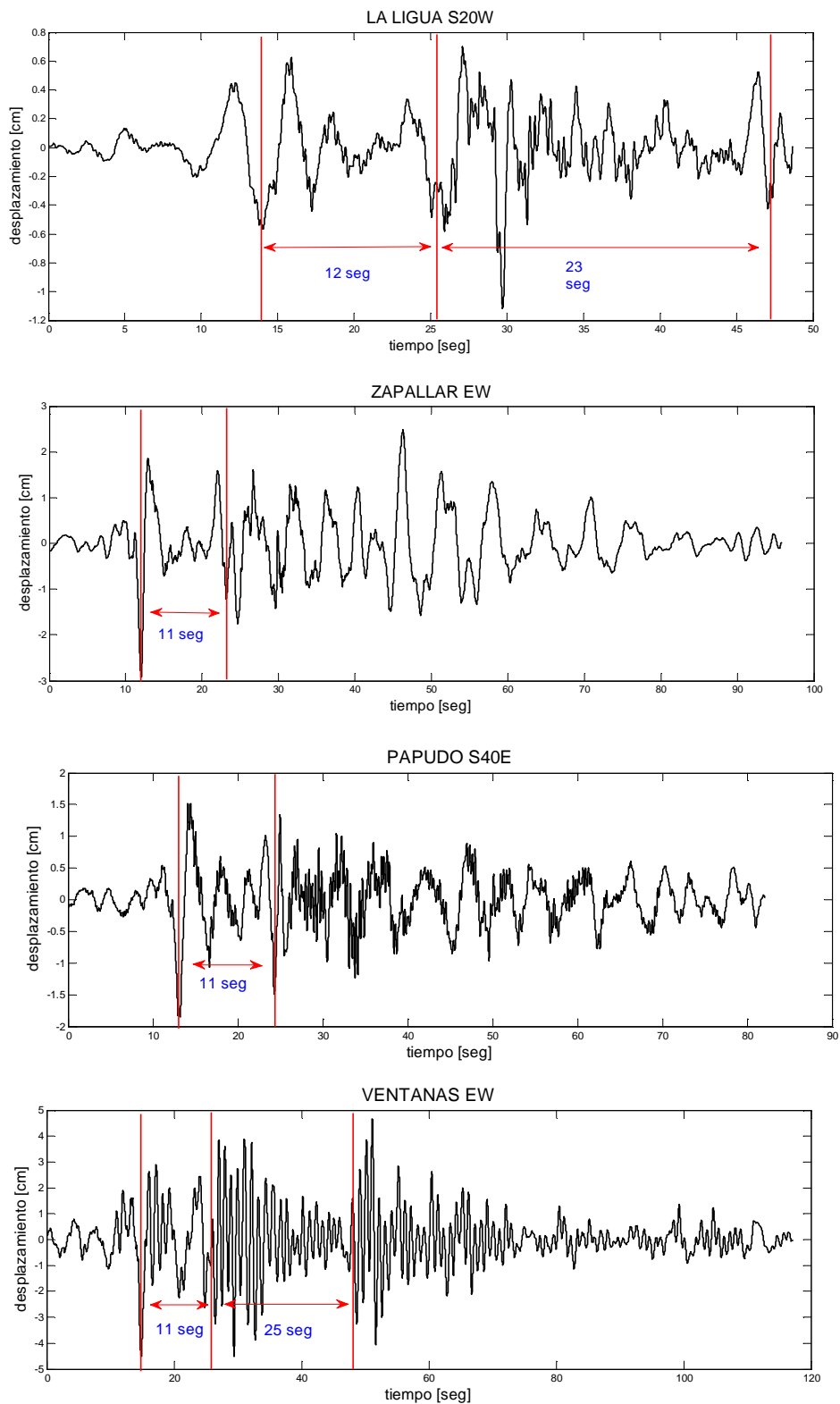


Figura 5.14. Registros de desplazamiento donde se observa la llegada de los pulsos 1, 2 y 3 y es posible estimar la diferencia de tiempo entre estas llegadas.

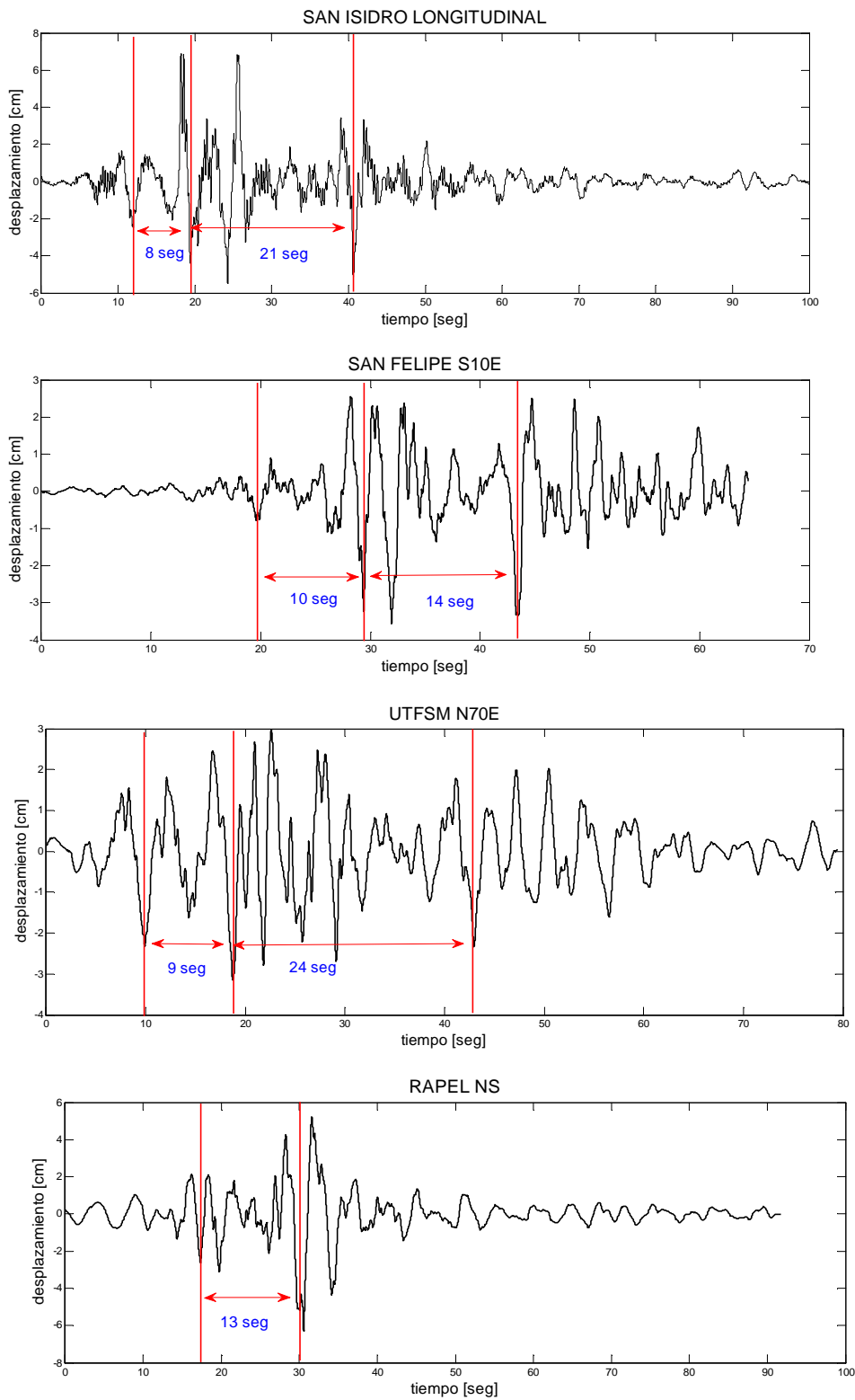


Figura 5.14 (Continuación) . Registros de desplazamiento donde se observa la llegada de los pulsos 1, 2 y 3 y es posible estimar la diferencia de tiempo entre estas llegadas.

La ubicación de las asperezas propuestas para minimizar las diferencias entre la llegada de los pulsos teóricos y las observadas, se presentan en la Tabla 5.3 y en la Tabla 5.4 la diferencia entre estos tiempos.

Tabla 5.3. Ubicación de Asperezas para el terremoto del 3 de marzo de 1985

Asperza	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Profundidad [km]
1	33,22	71,78	25
2	33,39	71,75	28
3	33,65	71,38	40

Tabla 5.4. Diferencia entre los tiempos de los pulsos observadas y la obtenida a partir de las asperezas propuestas.

Estación	Tiempo		Tiempo Teórico	
	dt1	dt2	dt1	dt2
La Ligua	12	23	11,5	22,0
Papudo	12	---	12,1	24,2
Zapallar	12	---	12,1	24,4
Ventanas	11	25	12,3	25,9
San Isidro	8	21	10,6	22,2
San Felipe	10	14	9,2	15,5
Valpo UTFSM	9	24	11,3	26,0
Rapel	---	13	0,7	11

En la Figura 5.15 se presenta una vista en planta de la ubicación de las asperezas.

La ubicación de las asperezas también permite explicar las amplitudes de los pulsos observados, aunque esta relación no es directa por la polaridad de las ondas propagadas desde las asperezas, si se puede conciderar que la mayor amplitud observada en el pulso 3 en Rapel viene dada por la cercanía a una de las asperezas.

La ubicación propuesta de las asperezas coincide con la ubicación de mayor deslizamientos dada por Barrientos (1998) y por Mendoza y otros (1994), Figura 5.16 y 5.17, respectivamente.

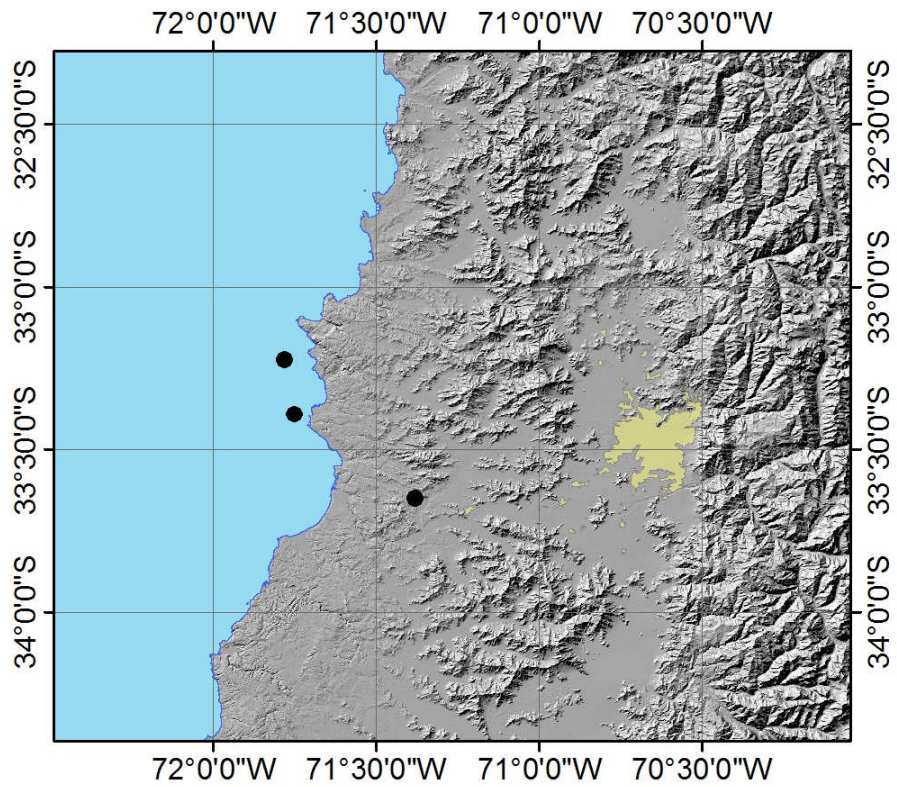


Figura 5.15. Ubicación en planta de la ubicación hipocentral de las asperezas propuestas para la ruptura del terremoto del 3 de marzo de 1985 (círculos negros corresponden a ubicación de asperezas).

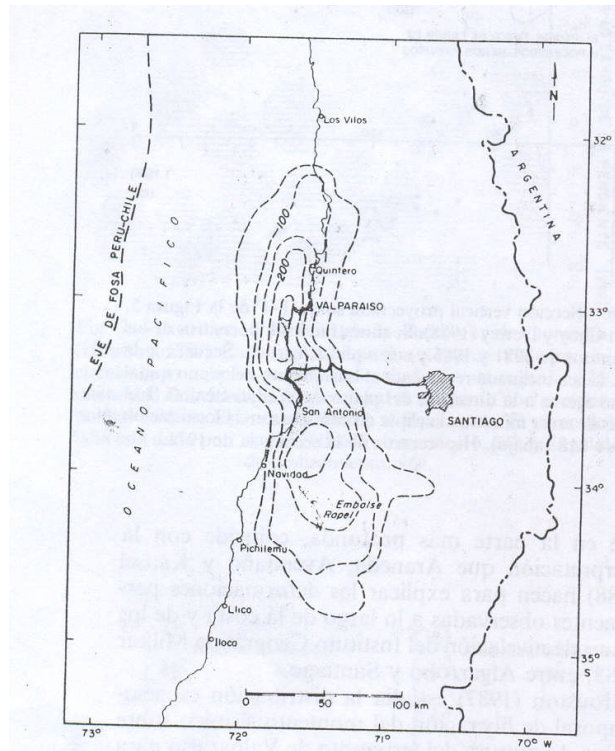


Figura 5.16. Proyección en la superficie de las curvas de igual desplazamiento en la falla a partir de las deformaciones permanentes observadas a intervalos de 50 cm. (Barrientos, 1988).

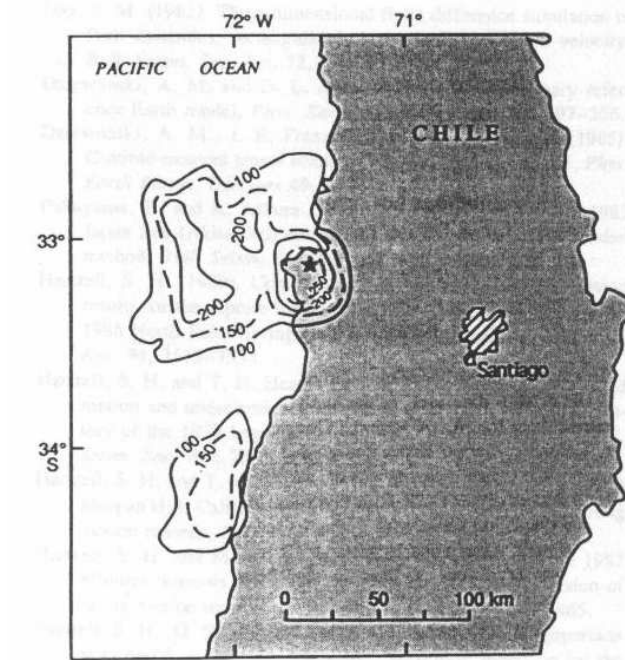


Figura 5.17. Desplazamiento inferidos del terremoto del 3 de marzo de 1985 (Mendoza y otros, 1994).

5.3.4 Pulsos de desplazamiento observados en réplicas del terremoto de Chile Central de 1985

Sólo dos réplicas fueron registradas en múltiples estaciones acelerograficas durante el terremoto del 3 de marzo de 1985: la réplica ocurrida una hora después del evento principal de magnitud $M_s = 6.4$ y la réplica del 9 de abril de 1985 de magnitud $M_s = 7.2$.

En la Figuras 5.18 y 5.19 se observan los pulsos de desplazamiento de estos registros para compararlos con los obtenidos durante el evento principal, se ha escogido de los acelerogramas registrados aquellos en que se observa con mayor claridad la forma del pulso, los registros no han sido rotados.

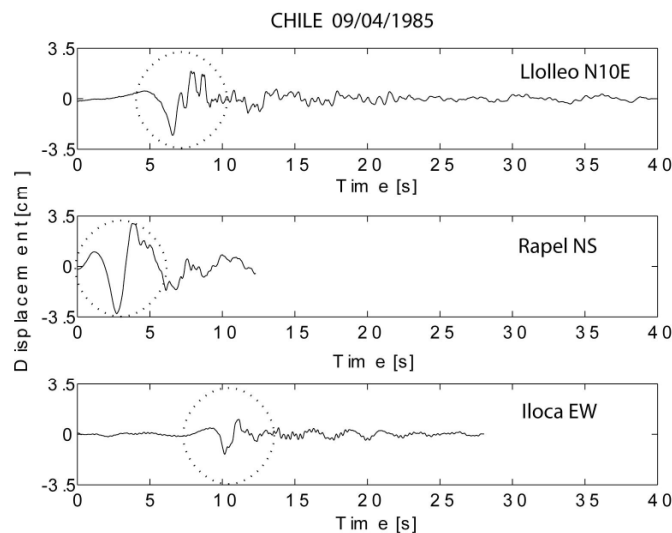


Figura 5.18 Registros de desplazamiento de Lolloe N10E, Rapel NS e Iloca EW, para la réplica del 9 de abril de 1985, $M_s = 7.2$. Se observa un pulso de similar forma en los tres registros.

En la Figura 5.18, se observa las trazas de desplazamiento de Lolloe N10E, Rapel NS e Iloca EW para la réplica del 9 de abril de 1985 de magnitud $M_s = 7.2$, en la Figura 5.219 se observa las trazas de desplazamiento de Lolloe Vertical, Viña del Mar Vertical y UTFSM Vertical para el sismo ocurrido una hora después del evento principal. Los registros del

sismo del 9 de abril de 1985 no han sido rotados y en este caso los registros ubicados al norte del epicentro presenta el pulso principal sentido Norte – Sur y en el registro de Iloca ubicado al sur del epicentro el sentido del pulso principal es Este – Oeste. Los registros de la réplica del 3 de marzo de 1985 manifiestan el pulso con mayor claridad en la componente vertical por eso se ha escogido las trazas de tres registros de sus componentes verticales. Para todos estos registros no se cuenta con tiempo común.

La duración de estos pulsos es del orden de 2 segundos similar a lo observado durante el evento principal.

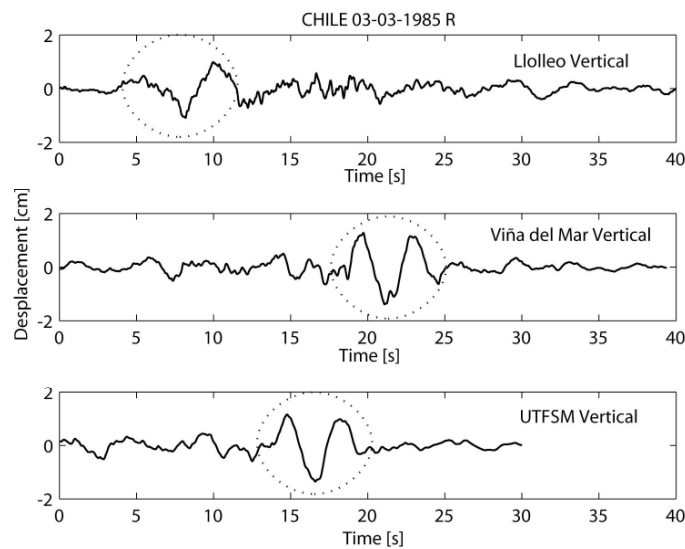


Figura 5.19 Registros de desplazamiento de Lolloo, Viña del Mar y UTFSM vertical, para la réplica de la hora después del 03/03/1985, $M_s = 6.4$. Se observa un pulso de similar forma en los tres registros.

5.3.5 Duración de los pulsos de desplazamiento observados en sismos del evento de Chile Central de 1985

Los pulsos observados en los registros del terremoto del 3 de marzo de 1985 presentan duraciones del orden de 3 segundos. Si se asumiera que esta duración corresponde al rise-time y se asume una ruptura de 1 metro por segundo se tendría un desplazamiento en la zona de ruptura de 3 metros.

Barrientos (1988) basado en las deformaciones permanentes observadas en superficie encuentra que el desplazamiento (>2 m) está concentrado en una región de 140 km de largo, entre 30 y 40 km de profundidad; sin duda que en esta zona de 140 km de largo existen lugares en los cuales los desplazamientos son aún mayores y que correspondería a los hipocentros de cada una de las asperezas que se asocian a los pulsos observados durante el terremoto. Mendoza y otros (1994) proponen tres zonas de deslizamiento, dos cercanas al epicentro con desplazamientos mayores a 2 m y una tercera zona al sur con un desplazamiento de 1.8 m. estos resultados concuerdan con lo esperado para el “rise-time por aspereza” del orden de 3 segundos observadas en este trabajo.

Por semejanza entre la duración de los pulsos de las réplicas y el evento principal, se puede pensar que el evento principal se compone de una seguidilla de eventos de magnitudes menores a $M_s = 7.8$. Asperezas de tamaños del orden de 20 [km] x 20 [km] a 40 [km] x 40 [km] que se rompen en forma secuencial con separaciones de tiempo que se pueden estimar de la separación de los pulsos observadas y que corresponden a decenas de segundos.

La duración de los pulsos del orden de 3 segundos observado en los registros de campo cercano, permite tener una noción más detallada de la ruptura de un gran terremoto. Los 14 segundos de rise-time señalados por Mendoza y otros (1994) para la zona de máximo deslizamiento, parece corresponder al rise time total, mientras que la duración de los pulsos observadas en los acelerogramas podrían corresponder a “rise-time por aspereza dominante” de cada una de las zonas donde ocurre el mayor slip en la falla.

5.3.6 Liberación de Energía en Alta Frecuencia, frecuencias mayores a 0.5 Hz

La llegada de energía de alta frecuencia desde la fuente sísmica durante el terremoto del 3 de marzo de 1985 no sólo se caracteriza por la llegada de pulsos de la fuente sísmica de duración del orden de 2 a 3 segundos. También es posible observar ondas sísmicas de mayor frecuencia que se repiten en diferentes estaciones.

En la Figura 5.20 se presentan los registros de Zapallar EW y Papudo S40E filtrados entre 0.5 y 1.5 Hz. En esta Figura es posible observar el aumento de amplitudes en las zonas donde se ubican los Pulse S1 y el Pulse S2, por lo tanto estas ondas sísmicas estarían ligadas a las asperezas dominantes que controlan estos pulsos.

Sin embargo al filtrar en frecuencias superiores -2 y 5 Hz- y observar los registros de aceleración es posible observar la llegada de una mayor cantidad de paquetes de energía de alta frecuencia. Este inusual contenido de energía alta frecuencia de los terremotos de subducción chilenos, podría tener relación con la presencia de innumerables subeventos que ocurren durante el sismo principal los cuales no son capaces de ser registrados por instrumentos de campo lejano. Esta idea ya ha sido postulada para el terremoto de Chi-Chi 1999 en Taiwan (Chen y otros, 2006).

En la Figura 5.21 se presenta el tramo entre 0 y 25 segundos del registro de Zapallar EW y Papudo S40E, siendo posible observar paquetes de ondas que se repiten con cierta regularidad en ambos registros, ubicados como se ha visto en sitios diferentes y sobre suelos distintos.

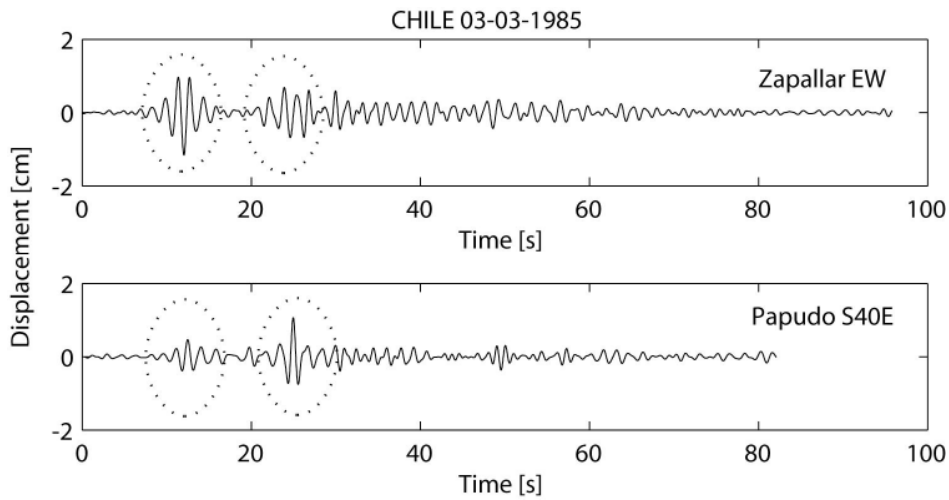


Figura 5.20 Registros de desplazamiento de Zapallar EW y Papudo S40E, filtrados entre 0.5 y 1.5 Hz, para el terremoto del 03/03/1985, $M_s = 7.8$. Se observan pulsos de similar forma en ambos registros.

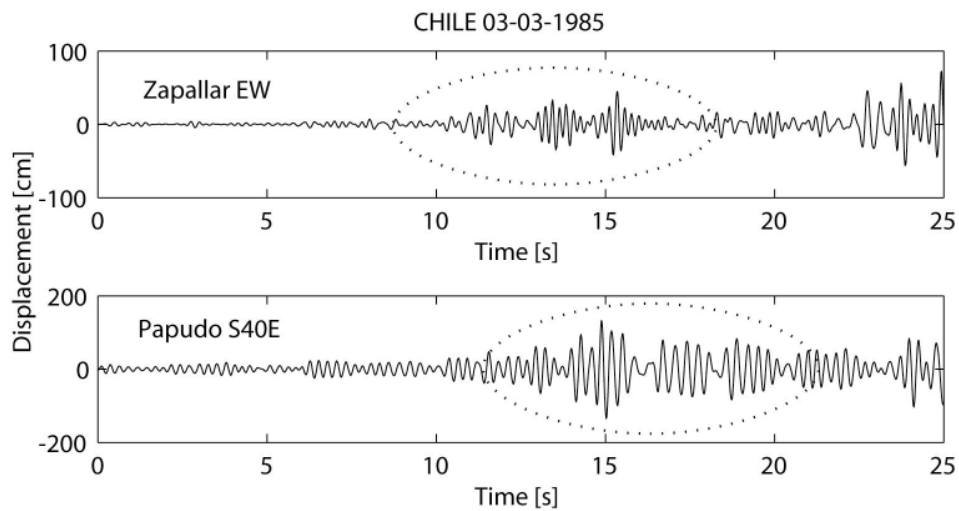


Figura 5.21. Registros de aceleración de Zapallar EW y Papudo S40E, filtrados entre 2 y 5 Hz, para el terremoto del 03/03/1985, $M_s = 7.8$. Se observan pulsos similares en ambos registros. Al no tener tiempo común la llegada de los pulsos se encuentra desfasada, en este caso los pulsos que llegan a Papudo ocurren segundos después de lo que se observa en Zapallar.

En la Figura 5.22 se observa las trazas de desplazamiento del registro de Lollole para el sismo del 9 de abril de 1985, filtrados entre 0.1 y 0.5 Hz, además en esta Figura se grafica el movimiento de partícula de las trazas para el instante de tiempo en que ocurre el pulso de mayor periodo.

En la Figura 5.23 se presentan nuevamente las trazas de desplazamiento para el registro de Lollole pero esta vez filtrado entre 0.5 y 1.5 Hz y el movimiento de partícula que se observa en cada uno de los cuatro pulsos observados.

Es posible apreciar que en los desplazamientos registrados para el sismo del 9 de abril de 1985 se presenta un pulso principal y cuatro pulsos de menor período y amplitud que sólo se observan con claridad al filtrar los registros. Los pulsos de menor periodo presentan el mismo movimiento de partícula que el pulso principal, Figuras 5.23 y 5.24.

Estos pulsos se observan en diferentes registros como se aprecia en la Figura 5.24 donde se presentan diferentes acelerogramas filtrados entre 0.5 y 1.5 Hz para el sismo del 9 de abril de 1985.

La similitud en la forma de los pulsos de los registros de Lollole N10E, Rapel NS e Iloca EW observados en la Figura 5.24, nuevamente permite proponer que este pulso es producto de la ruptura de la fuente sísmica y no del suelo donde se registró este evento.

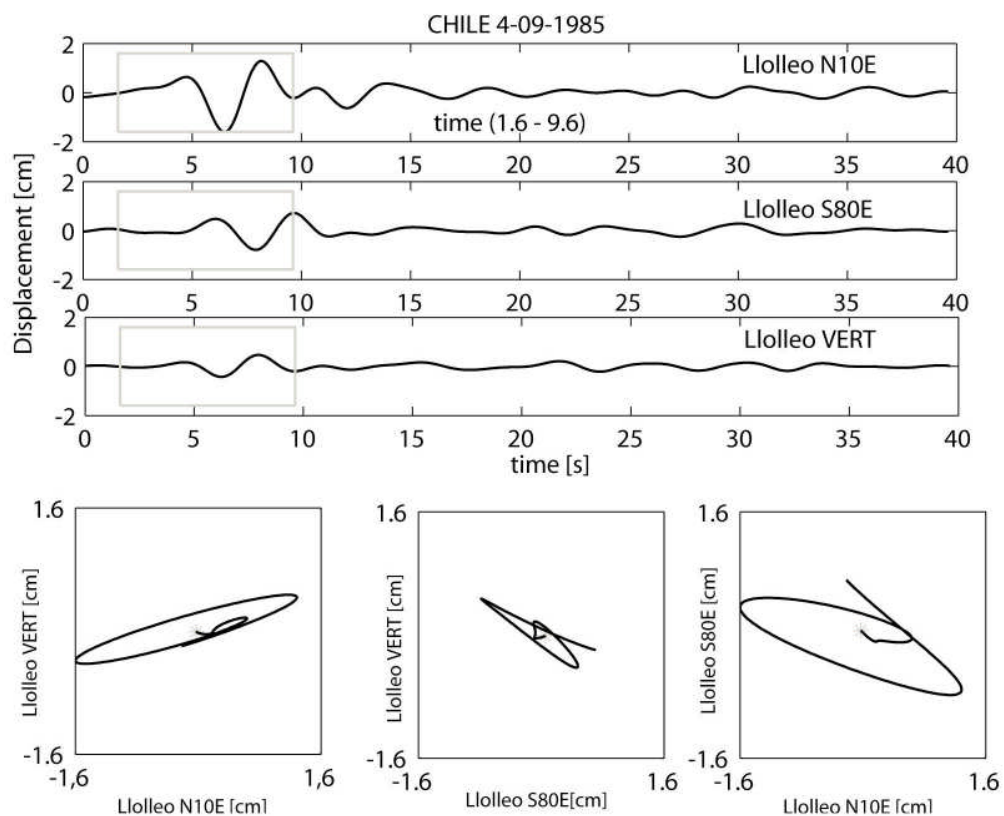


Figura 5.22. Las tres primeras trazas superiores corresponden al desplazamiento de Lollo N10E, S80E y Vertical, las tres figuras de abajo corresponden al movimiento de partícula del desplazamiento. Los registros han sido filtrados entre 0.1 y 0.5 Hz.

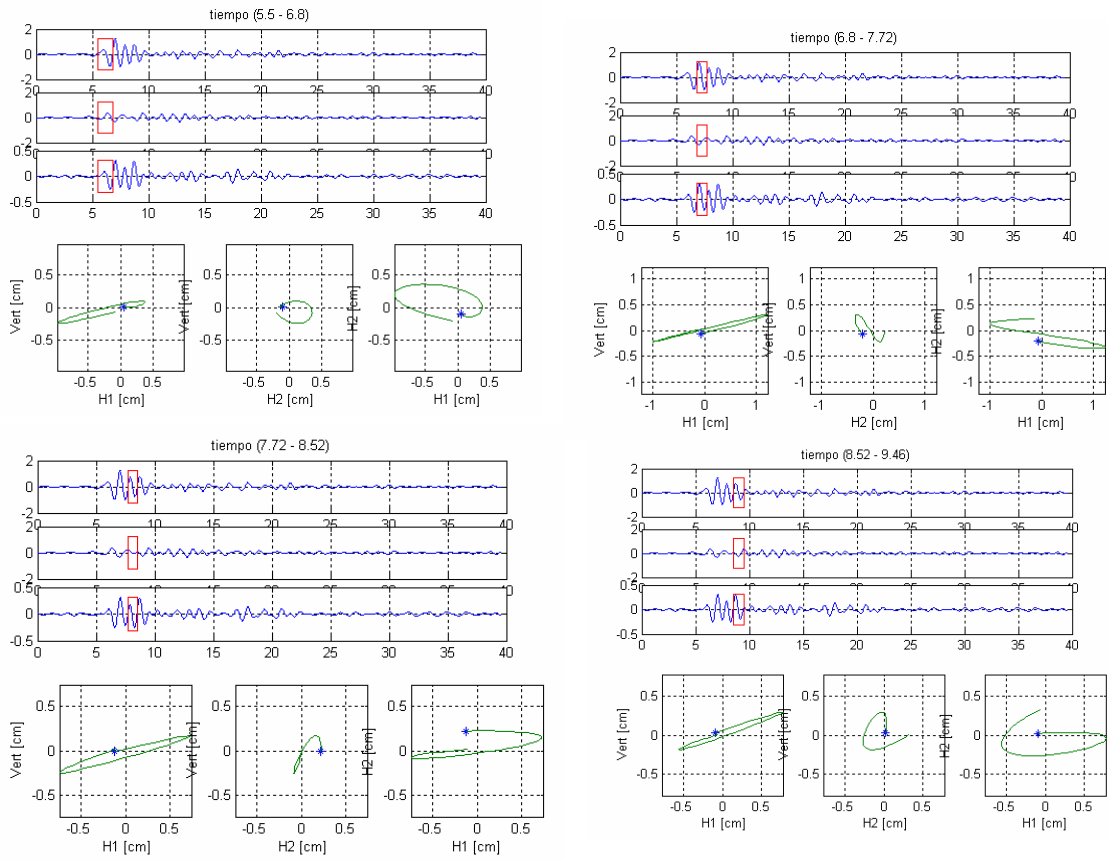


Figura 5.23. Las tres primeras trazas corresponden al desplazamiento de Lollo N10E, S80E y Vertical, las tres figuras siguientes corresponden al movimiento de partícula del desplazamiento, donde H1 = Lollo N10E, H2 = Lollo S80E y Vert = Lollo Vertical. Los registros han sido filtrados entre 0.5 y 1.5 Hz.

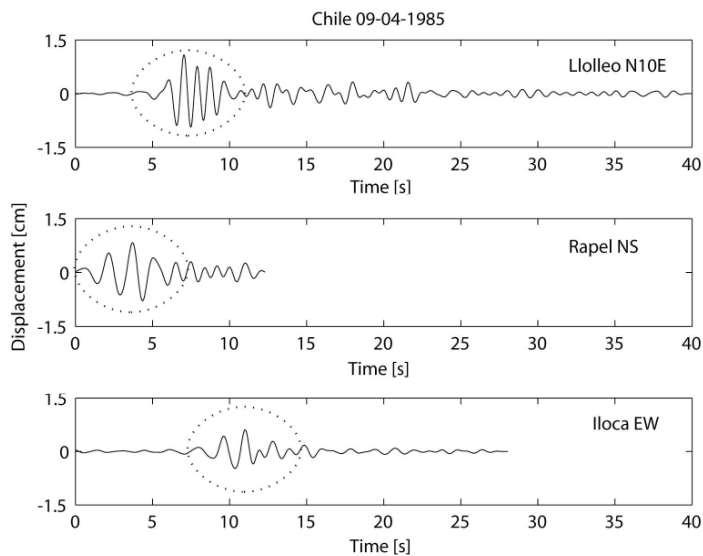


Figura 5.24. Trazas de desplazamiento de Lolloe N10E, Rapel NS e Iloca EW filtradas entre 0.5 y 1.5 Hz

5.4 Comentarios y Conclusiones

En este capítulo se ha estudiado la ruptura sísmica en alta frecuencia de los terremotos de Tarapacá 2005 y de Chile Central de 1985, para esto se han utilizado acelerogramas de campo cercano.

Del análisis de los acelerogramas se han identificado pulsos que se asocian a la fuente sísmica. Estos pulsos son de periodos bajos por lo que no son identificados por instrumentos de periodo largo.

Los pulsos identificados se propagan por el medio sin ser su forma perturbada notoriamente por el tipo de suelo sobre el cual es registrado, validando que se trata de ondas de cuerpo de la fuente sísmica.

De los pulsos observados durante el terremoto del 3 de marzo de 1985 fue posible identificar la presencia y ubicación de 3 asperezas que controlarían la ruptura de este terremoto.

El análisis de ondas sísmicas de alta frecuencia (>1 Hz) permite identificar características de la fuente sísmica en muy alta frecuencia utilizando acelerogramas.

La alta frecuencia habitualmente identificada en los terremotos chilenos por estudios realizados con datos telesísmicos, de acuerdo a lo observado en este capítulo, es una propiedad de la fuente sísmica de los terremotos chilenos.

A partir del análisis de la duración de los pulsos observados en acelerogramas es posible estimar los rise time del terremoto y asperezas dominantes.

6. COMENTARIOS Y CONCLUSIONES

En esta tesis se han estudiado las características en alta frecuencia de los terremotos chilenos, para esto se han utilizado acelerogramas de terremotos chilenos registrados en campo cercano.

El estudio de las ondas sísmicas de acelerogramas ha permitido validar características de la ruptura de la fuente sísmica que habitualmente son observadas utilizando instrumentos de periodo largo.

La caracterización de las ondas sísmicas de alta frecuencia de campo cercano ha permitido observar que los terremotos chilenos se componen de la ruptura de múltiples subeventos o subasperezas.

La gran cantidad de subasperezas en los terremotos chilenos serían los causantes del alto contenido de frecuencia de los terremotos chilenos y la razón por la cual, en general, los terremotos chilenos no siguen las leyes usuales de escalamiento.

El estudio en alta frecuencia ($> 1\text{Hz}$) permite señalar que estos siguen un comportamiento determinístico dado por la ruptura de subasperezas.

El sismo del 28 de agosto del 2001 de mb 5.7 es estudiado en alta frecuencia proponiendo la ubicación relativa de 5 subeventos que controlan su ruptura sísmica, generando pulsos de altas frecuencias ($> 1\text{ Hz}$).

La alta frecuencia inducida por la ruptura de subasperezas es la causante de los altos valores de aceleración que presentan los registros de acelerogramas de terremotos chilenos.

Se han estudiado los terremotos de Tarapacá del 2005 y Chile Central de 1985 los cuales presentan pulsos de alta frecuencia que es posible asociar a la ruptura de la fuente sísmica.

La forma de los pulsos observados no se ve alterada por el tipo de suelo en el cual son registrados los acelerogramas.

El terremoto del 3 de marzo de 1985 presenta 3 asperezas dominantes, los cuales generan pulsos que son observados en los acelerogramas. Del estudio de los pulsos ha sido posible proponer la ubicación hipocentral de las asperezas dominantes que controlaron la ruptura del terremoto del 3 de marzo de 1985.

La ubicación hipocentral de las asperezas propuestas coincide con la ubicación de los máximos desplazamientos permanentes observados para el terremoto del 3 de marzo de 1985.

Se ha propuesto que el terremoto del 3 de marzo de 1985 de magnitud $M_s = 7.8$ puede ser considerado como la suma de tres eventos de menor magnitud. Este resultado es de principal importancia para ingeniería y para consideraciones de riesgo sísmico, porque la energía de alta frecuencia que es la que controla el daño de los terremotos, es distribuida en tres llegadas ubicadas en distintas zonas y no en una sola zona que controla toda la energía.

El estudio en alta frecuencia de las replicas del terremoto del 3 de marzo de 1985 permite observar que las ondas sísmicas de alta frecuencia presentan propiedades determinísticas controladas por la ruptura de subasperezas.

Del estudio de los acelerogramas es posible estimar los rise time de los terremotos y de las asperezas dominantes.

REFERENCIAS

1. Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectra, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217-1231.
2. Aki, K., 1979. "Characterization of barriers on an earthquake as fault". *J. Geophys. Res.*, 84
3. Aki, K., 1984. "Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction". *J. geophys. Res.*, 89, 5867-5872.
4. Aki, K. y Richards, P., 2002. "Quantitative Seismology". University Science Books, Sausalito, California.
5. Algermissen, S. T. y E. Kausel (1985) "The earthquake of March 3, 1985, and the seismicity of Central Chile", in Preliminary report of Investigations of the Central Chile Earthquake of March 3, 1985. Editor S. T. Algermissen, Of. 85 - 542. U. S. Geological Survey, Denver, Colorado, pp. 3 - 12.
6. Barrientos, S. (1988). "Slip distribution of the 1985 Central Chile earthquake". *Tectonophysics*, 145: 225-241.
7. Beresnev, I. A. and G. M. Atkinson (1997). Modeling finite-fault radiation from the omegaⁿ spectrum, *Bulletin of the Seismological Society of America* 87, 67-84.
8. Beresnev, I. A. and G. M. Atkinson (2001). Subevent structure of large earthquakes – A ground-motion perspective, *Geophysical Research Letters* 28, 53-56 (correction: GRL 28, 4663).
9. Beroza, G. C., 1991. "Near-source modeling of the Loma Prieta earthquake: Evidence for heterogeneous slip and implications for earthquake hazard". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1603-1621.
10. Boatwright, J. (1988). The seismic radiation from composite models of faulting, *Bul. Seis. Soc. Am.* 78, 489–508.
11. Boore, D. M. y Akkar, S. (2003). "Effect of causal and acausal filters on elastic and inelastic response spectra". *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, 32, 1729-1748.
12. Boore, D. M. (2005). On pads and filters: Processing strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.* 95,

13. Boore, D. M. y J. J. Bommer (2005). "Processing of strong-motion accelerograms: Needs, options and consequences", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 25, 93-115.
14. Boroschek, R., Comte, D., Soto, P. y Leon, R., 2006. "Informe Registros del Terremoto de Tarapacá 13 de Junio de 2005". Departamentos de Ingeniería Civil y Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
15. Brune, J. N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75, 4997-5009.
16. Brune, J.N. (1971), "Correction," *Journal of Geophysical Research*, Vol. 76, p. 5002
17. Burridge, R. y Knopoff, L., 1964. "Body force equivalents for seismic dislocations", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54. 1875-1888.
18. Comte, D., A. Eisenberg, E. Lorca, M. Pardo, L. Ponce, R., Saragoni, S. K. Singk and G. Suarez, 1986, "The great 1985 Central Chile earthquake: A repeat of previous great earthquakes in the region?", *Science*, 299, 449-453.
19. Chistensen, D. G., and L. 3. Ruff, 1986, Rupture process of the March 3, 1985 Chilean earthquake, *Geophys. R ~ J.L.e tt.*, 13, 721-724.
20. Choy, G., and J. Dewey, 1988, Rupture process of an extended sequence: Teleseismic analysis of the Chilean earthquake of hlarch 3, 1985, *J. Geophys. Ra.*, 93 1103-1118.
21. Das, S., and K. Aki, 1977. "Fault plane with barriers: a versatile earthquake model". *Geophys. Res.*, 82, 5658-5670.
22. Das, S., y Kostrov, B. V., 1983. "Breaking of a single asperity: rupture propagation and seismic radiation". *J. Geophys. Res.*, 88, 4177-4188.
23. Delouis, B. and D. Legrand, 2007. "Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion", *GeophysicalResearch Letters*.
24. Ekström, G. & Engdahl, E. R. *J. geophys. Res.* **94**, 15499–15520 (1989).
25. Ekström, G., Stein, R. S., Eaton, J. P. y Eberhart-Phillips, D., (1992). "Seismicity and geometry of a 100-km long blind thrust 1. The 1985 Kettleman Hills, California, Earthquake. *J. Geophys. Res.* 97. 4843-4863.
26. EERI, 1986. "The Chile Earthquake of March 3, 1985.". Special Issue.

27. Furumoto, M. y Nakanishi, I., 1983. "Sources times and scaling relations of large earthquake." *J. Geophys. Res.*, 88. 2191-2198.
28. Gibowicz S.J., Kijko A., *An Introduction to Mining Seismology*, Academic Press, 1994.
29. Hanks, T.C., 1979. "b values and t_0 -r seismic source models: implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion". *J. Geophys. Res.* 84, 2235-2242.
30. Hanks, T.C. y R.K. McGuire, 1981. "The Character of High-Frequency Strong Ground Motion," *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 71, No. 6, pp. 2071-2095.
31. Hartzell, S.H. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions. *Geophys. Res. Lett.* 5, 1-4.
32. Haskell, N. A., 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 1811-1841.
33. Haskell, N., 1966. "Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic Wave Radiation from Propagating Faults. 2. A Statistical Source Model". *Bull. Seism. Soc. Am.* 56, 125-140.
34. Heaton, T. y Kanamori, H., 1984, "Seismic potential associated with subduction in the northwestern united states", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, N°3, 933-941.
35. Houston, H., y Kanamori, H., 1986a, "Source spectra of great earthquakes: teleseismic constraints on rupture process and strong motion", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 19-42
36. Houston, H., and Kanamori, H., 1986b, "Source characteristics of the 1985 Michoacan, Mexico earthquake at periods of 1 to 30 seconds". *Geophys. Res. Lett.*, v. 13, p. 597-600.
37. Houston, H., 1987. "Source characteristics of large earthquakes at short periods", *Ph. D. thesis*, California Institute of Technology, Pasadena, California.
38. Houston, H., and Kanamori, H., 1990, Comparison of Strong-Motion Spectra with Teleseismic Spectra for Three Magnitude 8 Subduction-Zone Earthquakes: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 80, p. 913-934.
39. Joyner, W. B., and D. M. Boore (1986). On simulating large earthquakes by Green's function addition of smaller earthquakes, in *Earthquake Source Mechanics*,

- S. Das, J. Boatwright, and C. H. Scholtz (Editors), Maurice Ewing Series 6, American Geophysical Monograph 37, 269–274.
40. Kanamori, H., y Stewart, G.J., 1978. “Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976”. *J. Geophys. Res.*, v. 83, p. 3427-3434.
 41. Kanamori, H. y Given, J. W. *Phys. Earth planet. Inter.* **27**, 8–31 (1981).
 42. Kanamori, H. y Brodsky, E., (2004). “The physics of earthquakes”. *Rep. Prog. Phys.* **67**. 1429-1496.
 43. Kanamori, H., and Rivera, L., 2004, Static and Dynamic Scaling Relations for Earthquakes and their implications for Rupture Speed and Stress Drop: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 94, no. 1, p. 314-319.
 44. Kasahara, K. (1981). “Earthquake Mechanics”. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.
 45. Kikuchi, M., and Y. Fukao, 1987. “Inversion of long-period P-waves from great earthquakes along subduction zones”, *Tectonophysics*, 144, 231-247.
 46. Kikuchi, M. y Ishida M., (1993). “Source retrieval for deep local earthquakes with broadband records. *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1855-1870.
 47. King, G. C. P y Yielding, G., (1884). “The evolution of a thrust fault system: Processes of rupture initiation, propagation and termination in the 1980 El Asnam (Algeria) earthquake”. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **77**, 915-933.
 48. Knopoff, L., 1956. “Diffraction of elastic waves”. *J. Acoust. Soc. Am.* **28**, 217-229.
 49. Knopoff, L. y F. Gilbert, 1959. “Radiation from a Strike-slip Fault”. *Bull. Seism. Soc. Am.* **49**, 163-176.
 50. Knopoff, L., y F. Gilbert., 1960. “First motion from seismic source”. *Bull. Seism. Soc. Am.* **50**, 117-134.
 51. Korrat, I. y R. Madariaga, 1986, Rupture of the Valparaiso (Chile) gap from 1971 to 1985, in *Earthquake Source Mechanisms*, ed. S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz, AGU, Washington, D.C., 247-258.
 52. Leyton, F. (2007). Comunicación personal
 53. Madariaga, R., 1979. “On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity”. *J. Geophys. Res.*, **84**, 2243-2250.

54. Maruyama, T., 1963. "On the force equivalents of dynamic elastic dislocations with reference to the earthquake mechanism". *Bull. Earthquake. Res. Inst.. Tokyo University.* 41, 467-486.
55. McGarr, A., Spottiswoode, S. M., Gay, N. C. y Ortlepp, W. D., 1979. "Observations relevant to seismic driving stress, stress drop, and efficiency". *J. Geophys. Res.*, 84, 2251-2261.
56. McGuire, R. K. y Hanks, T.C., 1980. "RMS accelerations and spectral amplitudes of strong ground motion during the San Fernando, California, Earthquake". *Bull. Seismol. Soc. Am.* 70, 1907, 1919.
57. Mendoza, C., Hartzell, S. and Monfrety, T., 1994. "Wide-Band analysis of the 3 March 1985 Central Chile Earthquake: Overall source process and rupture history". *Bull. Seisc. Soc. Am.*, 84, 269-283.
58. Montessus de Ballore F., 1915, "Historia Sísmica de Los Andes Meridionales al sur del paralelo XVI, Quinta Parte: El Terremoto del 16 de agosto de 1906". Sociedad Imprenta Litografía Barcelona, Santiago-Valparaíso, Chile, 407 pp.
59. Mori, J., y Shimazaki, K., 1984. "High stress drop of short-period subevents from the 1986 Tokachi-Oki earthquake as observed on strong-motions records". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1529-1544.
60. Oldham, R.D. (1900). On the propagation of earthquake motion to great distances, *Phil. Trans. R. Soc., ser. A*, 194, 135-174.
61. Peyrat y otros (2006) "Tarapacá intermediate-depth earthquake (Mw 7.7, 2005, northern Chile): A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations", *Geophys. Res. Lett.*, 33,
62. Prieto, G.A., Shearer, P.M., Vernon, F.L.&Kilb,D., 2004. Earthquake source scaling and self-similarity estimation from stacking *P* and *S* spectra, *J. geophys. Res.*, **109**
63. Rudnicki, J., y Kanamori, H., 1981. "Effect of fault intereaction on moment, stress drop and strain energy release". *J. Geophys. Res.* 86, 1785-1793.
64. Ruff, L., y Kanamori H., 1980. Seismicity and the Subduction Process, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23, 240-252.

65. Ruiz, S.; Saragoni, G. R. 2004. Características de los acelerogramas y terremotos Sudamericanos. In XXXI Jornadas Sud-Americanas de Ingeniería Estructural, Mendoza, Argentina.
66. Ruiz, S. y Saragoni, G. R., (2005). “Comparación de los Terremotos de Subducción Chilenos con los Terremotos de Subducción del Norte, Centro y Sur de América”. IX Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Concepción, Chile.
67. Ruiz, S. y Saragoni, G. R. 2008. “Free vibration of soils during large earthquakes”. Aceptado en Soil Dynamic and Earthquake Engineering.
68. Saragoni, G. R.; Astroza, M.; Ruiz, S. 2004. Comparative study of subduction earthquake ground motion of north, central and south America. In Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, Canada, Paper nº 104.
69. Savage, J.C., 1965a. “The stopping phase on seismogramas”. Bull. Seism. Soc. Am. 55, 47-58.
70. Savage, J.C., 1965b. “The effect of rupture velocity upon seismic first motion”. Bull. Seism. Soc. Am. 55, 263-275.
71. Savage, J.C., 1966. “Radiation from a realistic model faulting”. Bull. Seism. Soc. Am. 56, 577-592.
72. Savage, J.C. (1972). Relation of corner frequency to fault dimensions. J. Geophys. Res. 77, 3788-3795
73. Somerville, P.; Sen, M.; y B. Cohee. “Simulation of strong ground motions recorded during the 1985 Michoacán, Mexico and Valparaíso, Chile earthquakes.” Bulletin of the Seismological Society of America; February 1991; v. 81; no. 1; p. 1-27.
74. Steidl, J. H., Archuleta, R. J. y Hartzell, S. H., 1991. “Rupture history of the 1989 Loma Prieta, California, earthquake”. Bull. Seism. Soc. Am., 81, 1573-1602.
75. Stern, R. J., 2002. “Subduction Zones”. Reviews of Geophysics, 40, 41, 3/1-3/38.
76. Singh, S. K., Pacheco, J., Ordaz, M. y Kostoglodov, V., (2000). “Source time function and duration of Mexican earthquake”. Bull. Seism. Soc. Am., 90, 468-482.

77. Teufel, L. W., y Logan, J. M., 1978. "Effect of shortening rate on the real area of contact and temperature generated during frictional sliding". *Pure Appl. Geophys.*, 116, 840-865.
78. Tumarkin, A. G., R. J. Archuleta, and R. Madariaga (1994). Scaling relations for composite earthquake models, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 1279–1283.
79. Uyeda S.; Kanamori H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.* 80, pp. 195-222.
80. Wallace, T. C., Helmberger, D. V. y Mellman, G. R., 1981. "A technique for the inversion of regional data in source parameter studies". *J. Geophys. Res.*, 86, 1679-1685.
81. Walter, W., Mayeda, K., Gok, R. y Hofstetter, A. 2006. "The scaling of seismic energy with moment: simple models compared with observations". *Geophysical Monograph 170, Earthquake: Radiated Energy and the Physics of Fault*, pp 25-42. Ed. American Geophysical Union, Washington, DC.
82. Yoshida, S., 1992, Waveform inversion for rupture process using a non-flat seafloor model: application to 1986 Andreanof Islands and 1985 Chile earthquake, *Tectonophysics*, **211**, 45-59.