



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y
MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFISICA**

**MODELACION DE ACELEROGRAMAS EN CAMPO CERCANO PARA
ESTUDIAR LAS RUPTURAS ASOCIADAS A TERREMOTOS DEL NORTE
DE CHILE**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN
GEOFISICA**

FELIPE FRANCO ORELLANA ROVIROSA

**PROFESOR GUIA:
DENIS LEGRAND**

**MIEMBROS DE LA COMISION:
MARIO PARDO PEDEMONTE
KLAUS BATAILLE BOLLWEG**

**SANTIAGO DE CHILE
OCTUBRE 2006**

Dedicatoria

Dedico este trabajo a mi padrastro Jorge Adedo Santa María, por haber motivado en mi infancia, aquella curiosidad por una explicación racional de los fenómenos naturales.

Tabla de contenidos

Resumen	6
Introducción	7
Objetivos	10
Metodología	11

PRIMERA PARTE: Contexto teórico

Capítulo I: La respuesta elástica del medio material de propagación

1.1. Medio infinito	13
1.2. Medio semi-infinito	22
1.3. Medio estratificado	24
1.4. Medio real	26

Capítulo II: La fuente sísmica

2.1. Consideraciones generales de la fuente	27
2.2. Percepción de la fuente a través de las ondas	27
2.3. Forma temporal de dislocación	35

SEGUNDA PARTE: Modelación del problema

Capítulo III: Modelo de propagación de la ruptura

3.1. Presentación	41
3.2. Comportamiento del modelo	48

Capítulo IV: Implementación del modelo

4.1. Consideraciones para el modelo estocástico	63
4.2. Incorporación de características sismológicas	64
4.2.1. Proposición para el desplazamiento final	65
4.2.2. Proposición para el <i>rise time</i>	67
4.2.3. Función temporal de dislocación	70

Capítulo V: Cálculo de sismogramas sintéticos

5.1. Contexto	72
5.2. Metodología	73
5.3. Condiciones de discretización	74
5.4. Contenido de frecuencias	78

TERCERA PARTE: Aplicación

Capítulo VI: Datos para sismo de Arequipa (23/06/2001)

6.1. Algunas observaciones sismológicas	82
6.2. El proceso de los datos	84
6.2.1. Especificaciones	84
6.2.2. Integración de acelerogramas	85
6.3. Especificaciones adicionales	98
6.3.1. Parámetros de la geometría de la fuente	98
6.3.2. Constantes materiales	101

Capítulo VII: Proceso de inversión

7.1. Del criterio de selección	102
7.2. Inversión de sismogramas sintéticos	105
7.2.1. Contexto	105
7.2.2. El sismograma como función de los parámetros (un análisis de sensibilidad)	105
7.3. Inversión de los sismogramas reales	111
7.3.1. Selección de la información en la señal	111
7.3.2. Aplicación de filtros y decimación	113
7.3.3. Exploración sistemática en el espacio de parámetros	115
7.4. Resultados	126

Capítulo VIII: Discusiones y Conclusiones

8.1. Discusión del modelo_____	142
8.1.1. Discusión para la función de Green_____	142
8.1.2. Discusión para el modelo de fuente_____	144
8.2. Discusión de los resultados de la inversión_____	148
Referencias bibliográficas_____	161
Anexo_____	165

Resumen

Se realiza un análisis de las características básicas de la fuente sísmica y su respuesta en sismogramas teóricos. Con ese objetivo se desarrolla un programa que a partir de la discretización de un plano de falla, describe las características espacio-temporales de una ruptura y, a través de una determinada función de *Green* calcula los sismogramas sintéticos asociados. Para propagaciones típicas de la ruptura (frentes planos y circulares) se analiza la forma de la onda detallando los niveles de amplitud, la duración de la señal y el contenido de frecuencias.

Programando el modelo de estocástico de ruptura de Lomnitz-Adler y Lemus-Diaz, se muestran sus capacidades de generar rupturas con diversas características. Adoptando este criterio como base, se implementa un modelo de fuente que además incorpora la forma de dislocación de cada punto en la superficie (discretizada) de ruptura. Para cada propagación de ruptura dada por el modelo estocástico, en cada punto de la superficie de ruptura se asume una forma de dislocación de rampla de coseno cuya amplitud y duración se determinan (acausalmente) en base a las extensiones espaciales finales de la misma ruptura. Para tal determinación se define r , la distancia mínima de separación entre cada elemento fracturado y las barreras que limitan la zona de ruptura. A partir de esto, para el valor del desplazamiento máximo y del *rise time* en cada punto se proponen funciones del tipo $cte \times r^\eta$; en las cuales el factor de escala 'cte' y $\eta \in [0, 0.5]$ se entienden particulares a cada sismo. Para este modelo de fuente se calculan los sismogramas sintéticos respectivos utilizando la función de *Green* de un medio elástico homogéneo e infinito.

Se hace una aplicación del modelo de fuente para el terremoto de Arequipa (23/06/2001, $M_w=8.4$). Para esto se asumen, a priori, la geometría completa del plano de falla (con dimensiones de $370 \times 150 \text{ km}^2$ en base a la distribución espacial de las réplicas), el valor de la velocidad de ruptura (2.8 [km/s] en base a otros autores); así como también los exponentes para la ley del desplazamiento final (0.5) y el *rise time* (0.35), y el factor de escala de la ley del *rise time* (2.075), todos estos en base a estimaciones gráficas de los patrones de ruptura. Utilizando los registros de aceleración de cuatro estaciones, ubicadas a distancias comparables a las dimensiones de la falla, se realiza una inversión de fuente a través de la forma de onda. Para esto se combinan los parámetros del modelo estocástico generando una cantidad de alrededor de 40000 intentos independientes, produciendo la correspondiente cantidad de historias de ruptura y calculando los sismogramas sintéticos para las cuatro estaciones de observación. La comparación de los sismogramas reales y sintéticos se realiza mediante la cross-correlación en el dominio del tiempo, bajo tratamiento previo para seleccionar preponderantemente las ondas de cuerpo, y un filtro pasabajos para frecuencias en la región $f \in [0, f_{\max}]$ con f_{\max} particular a cada estación (con valores cercanos a 0.4 [Hz])

La aplicación logra correlaciones superiores al 50% en una única estación (Arica). Otorgando mayor importancia a esta estación, la mejor solución de ruptura obtenida muestra alguna concordancia con lo obtenido por la comunidad internacional. Las soluciones de ruptura seleccionadas verifican zonas de deslizamiento nulo en el interior del plano de falla, que aunque no pueden confirmarse en base a los reducidos niveles de aproximación, proponen características importantes para ser estudiadas a distancias cercanas a la fuente.

Introducción

El registro de un terremoto representa información concreta de un suceso distante y sustancialmente oculto. La cantidad de información proporcionada por un registro sísmico difícilmente puede ser igualada por la que entregan otras mediciones, esto principalmente debido a la característica de las ondas elásticas de comportarse como funciones temporales explícitas y medibles, de los cambios geométricos ocurridos en una fuente en profundidad.

Cuando se cuenta con el registro de un terremoto, el conocimiento de la cinemática de la correspondiente fuente puede ser alcanzado teniendo en consideración dos agentes excluyentes entre sí: (i) las características elásticas del medio de propagación y (ii) las características específicas del receptor. Al considerar el esquema *fuentes-propagación-receptor* tradicional en sismología, una teoría física permite inferir la causalidad del proceso, es decir, completar el primero de los tres agentes excluyentes: la fuente. Idealmente en este proceso, la teoría física empleada debe conjugar una gran cantidad de factores, lo que en la práctica solo se logra a partir de aproximaciones. Por otro lado los registros de terremotos se realizan generalmente en la superficie de la tierra, lugar en donde la fenomenología de ondas se hace más peculiar y en donde además existe gran contaminación a estos registros, debida a cambios y acciones ejercidas por cuerpos que sobreyacen el terreno. A pesar de lo anterior, los estudios sismológicos han permitido obtener modelos de fuente sísmica que no solo muestran características cinemáticas razonables, sino que además son cada vez más consistentes con algunas observaciones geofísicas indirectas, tales como observaciones de desplazamientos estáticos en superficie, distribución espacial de réplicas, *tsunamis*, etc.; fenómenos todos que son consecuencia de la fuente sísmica.

En la sismología y en la geofísica en general, se acepta considerar la fuente sísmica como un proceso espaciotemporal, con cambios geométricos que se extienden sobre una cierta región interior de la corteza y que ocurren durante un tiempo finito. Estas características de finitud pueden ser más ó menos importantes dependiendo de la situación en que se efectúe la observación del fenómeno; por cierto, la importancia de la finitud espacial de una fuente depende mayormente de la configuración geométrica de cada instrumento con los extremos de la fuente, y la importancia de la finitud temporal se manifiesta dependiendo de la manera en que

se selecciona la información registrada en la observación (dependencia en los períodos considerados).

En el ámbito de los terremotos producidos en fallas tectónicas, cuando el registro se efectúa a distancias comparables a las dimensiones del plano de falla, se entiende que el sismograma suele contener características que detallan el proceso de ruptura en forma relativamente precisa. En esta manifestación juega un papel muy importante la dependencia angular de los campos de onda elásticas. Al respecto, cuando el observador se encuentra suficientemente cerca del plano de falla, la sola configuración angular que él define con las distintas regiones del plano, implican que no tiene posibilidad alguna de interpretar el registro como debido a una fuente espacialmente puntual. Más aún, esta configuración angular determina la manera en que, en relación a este observador, se superponen las ondas provenientes de las distintas regiones del plano. Debido a esto último, una serie de rasgos en la forma temporal del registro están determinados por la posición del observador relativa a la falla.

Consecuentemente al efectuar los registros sismológicos a relativamente cortas distancias a la fuente, por una parte se pone en juego una mayor variabilidad de los factores geométricos, y por otra se tiene la posibilidad de alcanzar una mayor resolución en la detección del proceso.

En el contexto teórico de la dinámica de la fuente, los estudios realizados ponen de manifiesto la complejidad del proceso de dislocación, logrando demostrar la alta dependencia espaciotemporal de éste ante las condiciones que reinan en la falla. Estos estudios generalmente atacan el problema apoyándose en leyes fenomenológicas que son adecuadas a ciertos casos, pero que no están vinculadas de manera formal, a las ecuaciones básicas de la física. Estos estudios han permitido elaborar una serie de modelos de fuente que evidencian aunque satisfactoria, parcialmente las características del conjunto. En síntesis la física teórica acepta la fuente sísmica como un fenómeno no lineal de principio.

Desde otro punto de vista, los registros de terremotos permiten a través de inversiones de la forma de onda, entregar resultados que muestran el supuesto proceso de dislocación. Esta clase de estudios trabaja conectando los tres agentes del proceso: fuente, propagación y receptor, mediante un modelo matemático que permite calcular el valor de ciertas variables de interés como función de aquellas variables cuyos valores se han medido ó bien se han asumido conocidos.

Consecuentemente, los resultados de las inversiones son fuertemente dependientes tanto de las características de los modelos utilizados, así como de las características de los registros considerados.

Para acoger la física del problema, la parte medular de los trabajos en sismología se ha enmarcado dentro de la teoría elástica (reparando por cierto en sus limitaciones). De este modo, una vez aceptado algún método de cálculo, en la parte central del estudio de la fuente sísmica las decisiones deben ser tomadas dependiendo de condiciones tanto de la teoría y modelo, así como de condiciones inherentes a los datos disponibles. Primeramente debe considerarse la capacidad de modelar las características de la ruptura sísmica, es decir, producir modelos para la cinemática de la fuente que además de ser aceptables desde el punto de vista teórico, sean calculables computacionalmente y consistentes con las evidencias de estudios anteriores. Ligado al punto anterior, muy importantemente debe además considerarse el problema de relación con la observabilidad, precisamente, estimar en que medida las características incorporadas en el modelo de fuente producen efectos lo suficientemente significativos, como para que puedan ser detectados en los sismogramas reales.

Hoy en día el panorama parece ser alentador, ya que la disponibilidad tecnológica actual permite por un lado parametrizar los modelos sismológicos con bastante flexibilidad en lo referente a la física que tratan, y efectivamente llevar a cabo las sesiones de cómputo necesarias para resolverlos. Por otro lado la observabilidad del fenómeno sismológico ha sido favorecida gracias a la creciente exactitud y precisión de los instrumentos, así como también a la posibilidad de complementar los registros sísmicos no solo con algunas observaciones de campo, sino además con medios de percepción remota como las observaciones GPS e InSAR. De esta manera se han obtenido resultados que muestran una apreciable complejidad en la cinemática de la fuente sísmica. Como ejemplo podemos mencionar los estudios realizados para el terremoto de Chi-Chi, Taiwan (1999).

Objetivos

1) Como primer objetivo, se desea implementar un modelo numérico de fuente sísmica que presente una cinemática con algún grado de complejidad.

Acorde se señaló anteriormente, la parametrización y aplicabilidad computacional de los modelos sismológicos es una cuestión abierta, por lo tanto, la capacidad de modelar los registros sísmicos también lo es. En relación a la fuente sísmica, se puede considerar que ésta es responsable de gran parte de la complejidad observada en los registros de terremotos. A la luz de estas consideraciones, el objetivo central de este trabajo será producir sismogramas sintéticos como funciones de un modelo de fuente sísmica de dimensión finita, que manifieste características cinemáticas no convencionales como la inclusión de zonas de dislocación nula de cualquier tamaño característico.

El tipo específico de fuente sísmica a modelar es la dislocación sobre una falla. Se excluyen cualquier otro tipo de fuentes.

El trabajo tomará como base el modelo de fuente elaborado por Jorge Lomnitz-Adler y Pedro Lemus-Díaz (1989); el cual se encuentra aceptablemente probado como capaz de abordar el problema sismológico de generación de acelerogramas sintéticos.

2) Un segundo objetivo es hacer una aplicación del modelo para un caso real. Esto significa ocupar los programas de cálculo de sismogramas sintéticos, para llevar a cabo una inversión de fuente a través de la forma de onda. Se hará la aplicación para el terremoto de Arequipa (sur del Perú, 23/06/2001, $M_W=8.4$), utilizando algunos de los acelerogramas registrados disponibles, entre éstos se cuentan registros de la red conjunta de acelerógrafos de Geofísica e Ingeniería civil de la U. de Chile (RAGIC), y los registros del Instituto Geofísico del Perú.

Metodología

Para desarrollar el cálculo de los sismogramas sintéticos, se construirá una fuente finita aproximándola como la superposición de fuentes puntuales. El ordenamiento espaciotemporal de las fuentes puntuales se hará de acuerdo al modelo estocástico de Lomnitz-Adler y Lemus-Diaz (1989).

La propagación de ondas a partir de cada fuente puntual se hará estrictamente en base a teoría elástica. En relación con ello, los efectos anelásticos serán obviados al concentrar la exactitud del cálculo en ondas de periodo largo.

Los efectos de sitio que afectan al campo ondulatorio en un caso real, quedarán completamente fuera del alcance de la modelación. En las aplicaciones a un caso real, se asumirá este error como parte de los resultados.

En el proceso de inversión de fuente a partir de las formas de onda, no se utilizará ningún algoritmo de búsqueda preestablecido. Con tal de reparar en la no linealidad del problema físico, se efectuarán exploraciones sistemáticas en el espacio de parámetros del modelo.

PRIMERA PARTE

*

Contexto teórico

Capítulo I

La respuesta elástica del medio material de propagación

En principio, la respuesta de un medio elástico ante una dislocación de cizalle puntual esta dada como un caso particular del teorema de representación. Para ciertas aplicaciones se utiliza la formulación de fuerzas equivalentes, a través de la cual, la respuesta elástica del medio ante una dislocación de cizalle ocurrida sobre un plano de falla elemental, suele expresarse como la respuesta ante la acción de una doble cupla de fuerzas volumétricas. El espacio sobre el cual se define esta doble cupla de fuerzas es de tamaño infinitesimal. Por lo tanto, los resultados derivados de esta formulación otorgan una buena descripción del problema, solamente en casos en que las ondas consideradas no manifiestan de manera importante, las extensiones espaciales de la falla.

A continuación se explican algunos conceptos de interés en los resultados obtenidos para la respuesta elástica que tienen diferentes medios de propagación.

1.1. Medio infinito

En este caso se cuenta con expresiones analíticas simples para todos los campos ondulatorios. La importancia del mismo radica en que proporciona una base conceptual para entender las soluciones de casos más complejos.

En un medio de propagación elástico homogéneo e isótropo, infinitamente extendido, utilizando una ley constitutiva lineal para la relación esfuerzo deformación, la respuesta elástica del caso esta dada por:

$$\begin{aligned}
u_i(x,t) = & \frac{\mu A}{4\pi\rho r^4} R_{ij}^{CC} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau s_j(t-\tau) d\tau \\
& + \frac{\mu A}{4\pi\rho \alpha^2 r^2} R_{ij}^{CA} s_j(t-\frac{r}{\alpha}) \\
& + \frac{\mu A}{4\pi\rho \beta^2 r^2} R_{ij}^{CB} s_j(t-\frac{r}{\beta}) \\
& + \frac{\mu A}{4\pi\rho \alpha^3 r} R_{ij}^P \frac{ds_j}{dt}(t-\frac{r}{\alpha}) \\
& + \frac{\mu A}{4\pi\rho \beta^3 r} R_{ij}^S \frac{ds_j}{dt}(t-\frac{r}{\beta})
\end{aligned}$$

con:

$$\begin{aligned}
R_{ij}^{CC} &= 30\gamma_i\gamma_j\gamma_q\nu_q - 6\nu_i\gamma_j - 6\delta_{ij}\gamma_q\nu_q \\
R_{ij}^{CA} &= 12\gamma_i\gamma_j\gamma_q\nu_q - 2\nu_i\gamma_j - 2\delta_{ij}\gamma_q\nu_q \\
R_{ij}^{CB} &= -12\gamma_i\gamma_j\gamma_q\nu_q + 3\nu_i\gamma_j + 3\delta_{ij}\gamma_q\nu_q \\
R_{ij}^P &= 2\gamma_i\gamma_j\gamma_q\nu_q \\
R_{ij}^S &= -2\gamma_i\gamma_j\gamma_q\nu_q + \nu_i\gamma_j + \delta_{ij}\gamma_q\nu_q
\end{aligned}$$

(Se ha utilizado una suma implícita sobre los índices repetidos)

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

\bar{U} : vector normal de la falla

δ_{ij} : tensor delta de Kronecker

(Aki & Richards, sec. ed., p. 78)

Esta ecuación expresa el desplazamiento \vec{u} causado por las ondas elásticas en función del desplazamiento \vec{s} que ocurre sobre el plano de falla. En estricto rigor,

\vec{s} corresponde a la discontinuidad de desplazamiento ocurrida entre los dos lados del plano de falla, pero por razones de simplicidad lingüística le llamaremos simplemente desplazamiento (ó bien deslizamiento) sobre el plano de falla.

En la expresión anterior, se puede distinguir la contribución de 5 términos, los que pueden agruparse en dos campos en particular: campo cercano (considerando 3 términos) y campo lejano (considerando 2 términos).

1.1.1. Campo cercano:

(i) El primer término de campo cercano tiene una forma temporal que se escribe como una integral sobre el tiempo, en cuyo integrando aparece la función fuente (desplazamiento sobre la falla) multiplicada por un escalar de tiempo.

En esta integral, los límites de integración y por tanto el intervalo comprendido entre ellos, crecen linealmente con la distancia fuente-receptor (es decir r). El escalar de tiempo es proporcional a r , dado que pertenece al intervalo de integración. La función fuente es única para todos los observadores, y toma el valor del deslizamiento sobre la falla, el cual crece con el tiempo hasta alcanzar un máximo. Si se tiene en cuenta que tanto el escalar de tiempo, así como el tamaño de la ventana de integración son proporcionales a r , se tiene que el valor que alcanza la integral, en el estado final, es proporcional a r^2 . Utilizando algunas funciones de fuente simples se puede verificar este comportamiento.

Fuera de ello, se tiene que dicha integral esta dividida por un factor proporcional a r^4 .

Por lo tanto, la dependencia geométrica del desplazamiento causado por este término de campo cercano esta dada por una función que, en su estado final, decae según el cuadrado de la distancia a la fuente.

Para una posición de observación dada, el término integral de campo cercano da cuenta de un desplazamiento que tiene componentes tanto radial como transversal. Para una fuente de dislocación creciente tipo rampla, el valor de este desplazamiento crece a partir del instante de llegada de la onda P, aumentando (su valor absoluto) en forma monótona hasta el término de la onda S, alcanzando un valor de desplazamiento estático (en las tres componentes). Para toda posición de observación, esto contribuye tanto a un desplazamiento como a una deformación, que quedan establecidos de manera permanente en el lugar (dan cuenta de un

efecto remanente en el medio elástico, causado por la dislocación sobre el plano de falla).

En la forma de onda del desplazamiento asociado a este término, hay una mayor proporción de oscilaciones de baja frecuencia en comparación al desplazamiento en la fuente. Esto, básicamente se debe a que en la forma de onda en cuestión existe una integración sobre el tiempo. En el anexo se encuentra el cálculo de la transformada de Fourier del término integral de campo cercano.

A continuación se mostrará la composición de un sismograma en desplazamiento, a través de los campos mencionados. Se considerará como fuente a un plano de falla de $5 \times 5 \text{ km}^2$, con una función temporal de dislocación en forma de rampla de coseno, con un desplazamiento final de 10 [cm], y una duración de dislocación de 0.1 [s]

$$\begin{aligned}
 s_j(t) &= 0 \quad [\text{m}] && (t \leq 0) \\
 s_j(t) &= 0.1 \times (1/2) (1 - \cos(t/0.1)) \quad [\text{m}] && (0 < t < 0.1 \text{ seg}) \\
 s_j(t) &= 0.1 \quad [\text{m}] && (t \geq 0.1 \text{ seg})
 \end{aligned}$$

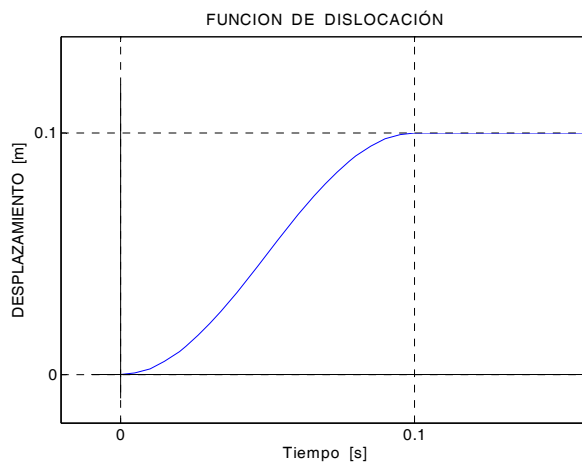


Fig. 1: Función temporal de dislocación rampla de coseno.

Para calcular los campos que se están estudiando, la mencionada fuente será considerada puntual. Los parámetros del mecanismo focal (*strike, dip, rake*) = (20, 49, 140)°. El punto de observación donde se evaluarán los campos, se ubicará a poco más de 10 km. (el doble de la longitud lateral de la falla); las coordenadas para este punto, relativas a la fuente, serán (Z, N, E) = (5, -1, 9) km. Estas condiciones se mantendrán para los restantes ejemplos de este apartado.

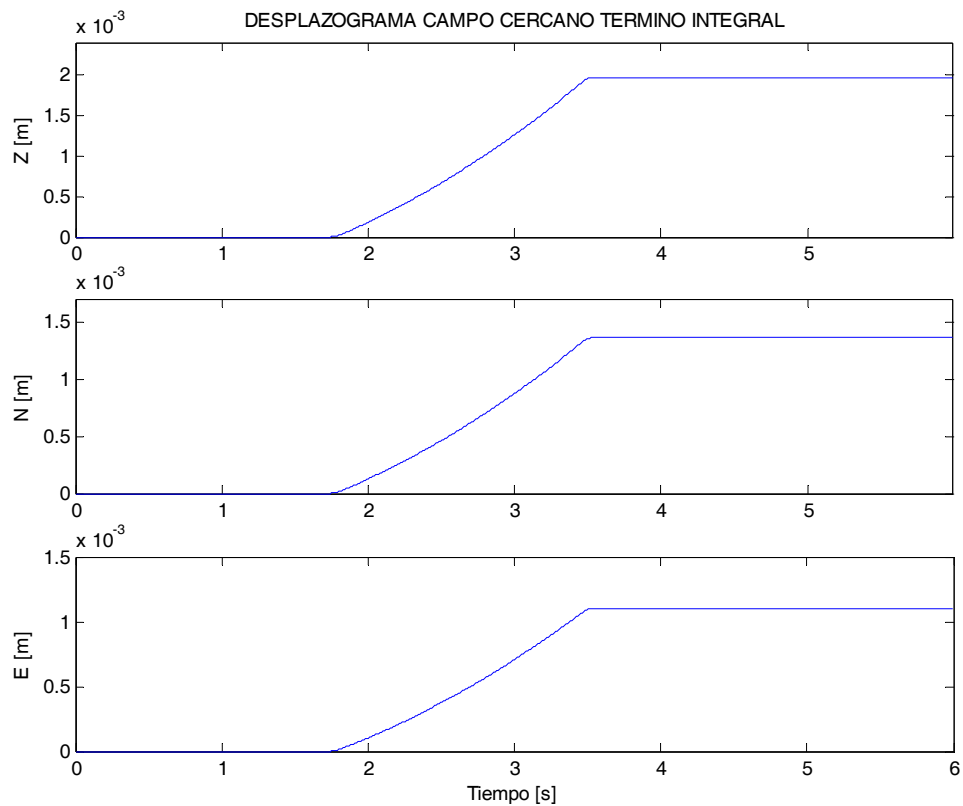


Fig. 2: Las tres componentes del desplazamiento causado por el término integral de campo cercano. Puede apreciarse su crecimiento hasta alcanzar un valor estático. La duración del transiente es $(r/\beta) - (r/\alpha) + \text{rise time}$.

(ii) El segundo y tercer términos de campo cercano se escriben como funciones proporcionales al desplazamiento sobre la falla; por lo tanto, las formas de onda de los desplazamientos asociados a estos términos son idénticas a la de aquel.

Ambos términos producen movimiento en componentes tanto radiales como transversales. Cada uno de ellos tiene su patrón de radiación y su constante de amplitud particulares; uno de ellos se propaga en el medio elástico a velocidad α y el otro lo hace a velocidad β . Ambos decaen geoméricamente según el cuadrado de la distancia a la fuente.

Dada la forma de onda en cuestión se desprende que para ambos términos, el valor absoluto del desplazamiento asociado crece desde cero hasta un máximo en un intervalo de tiempo igual al *rise time* en la fuente; luego deja un desplazamiento

estático sobre el lugar de observación, contribuyendo a la deformación permanente del medio causada por la dislocación sobre el plano de falla.

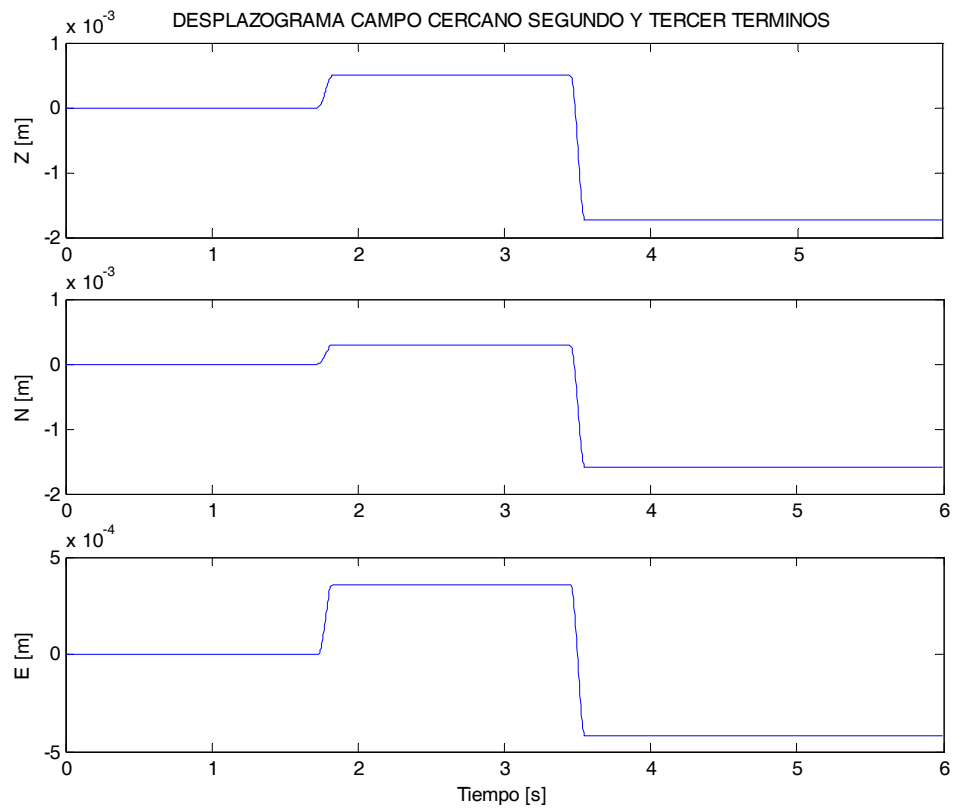


Fig. 3: Las tres componentes del desplazamiento causado por la superposición del 2° y 3° términos de campo cercano. En este caso particular, debido al patrón de radiación los signos de los términos son opuestos, siendo mayor la amplitud del término que viaja a la velocidad β . El crecimiento de cada subcampo tiene una duración igual al *rise time* de la fuente.

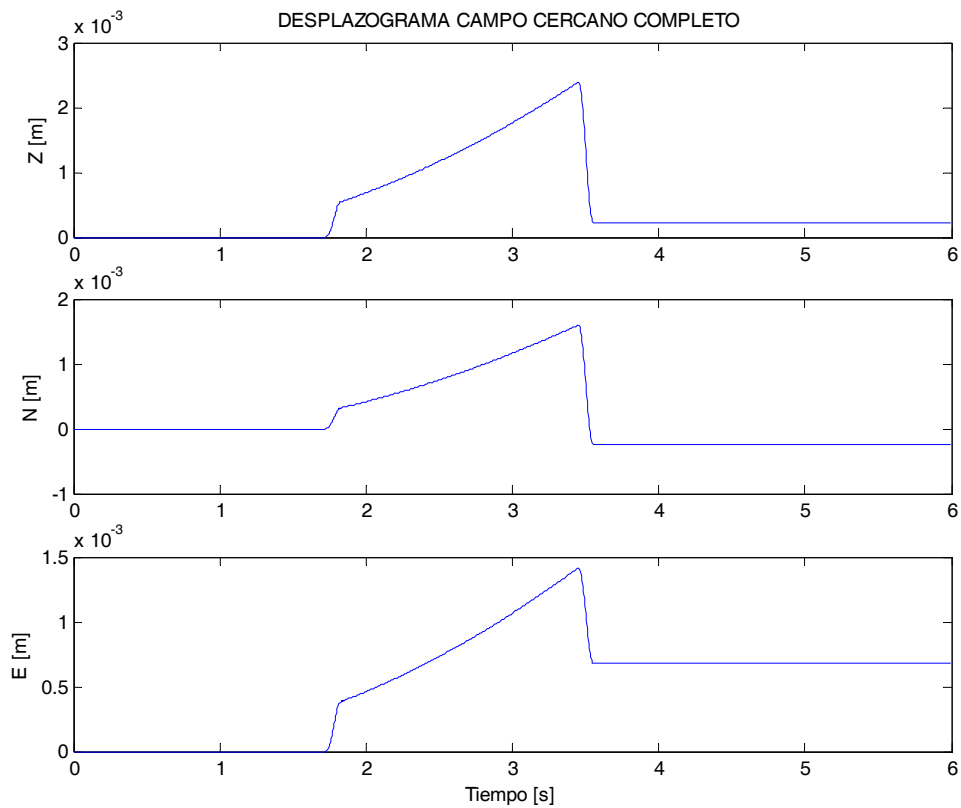


Fig. 4: Las tres componentes del desplazamiento causado por los términos de campo cercano. La superposición de los tres términos del campo produce un valor estático final.

1.1.2. Campo lejano:

Este campo representa a las ondas transientes de la respuesta elástica, ondas que causan movimientos que se restituyen a la posición inicial, por tanto, no dejan componentes estáticas. Se distinguen dos términos: las ondas longitudinales (P) y las transversales (S), que se propagan a las velocidades α y β respectivamente.

Los desplazamientos causados por ellas se escriben como funciones proporcionales a la velocidad de dislocación sobre el plano de falla (fuente puntual), por esta razón, el espectro de estos desplazamientos contiene proporcionalmente mas alta frecuencia que el espectro del desplazamiento sobre la falla.

Su dependencia geométrica tiene un decaimiento según $1/r$.

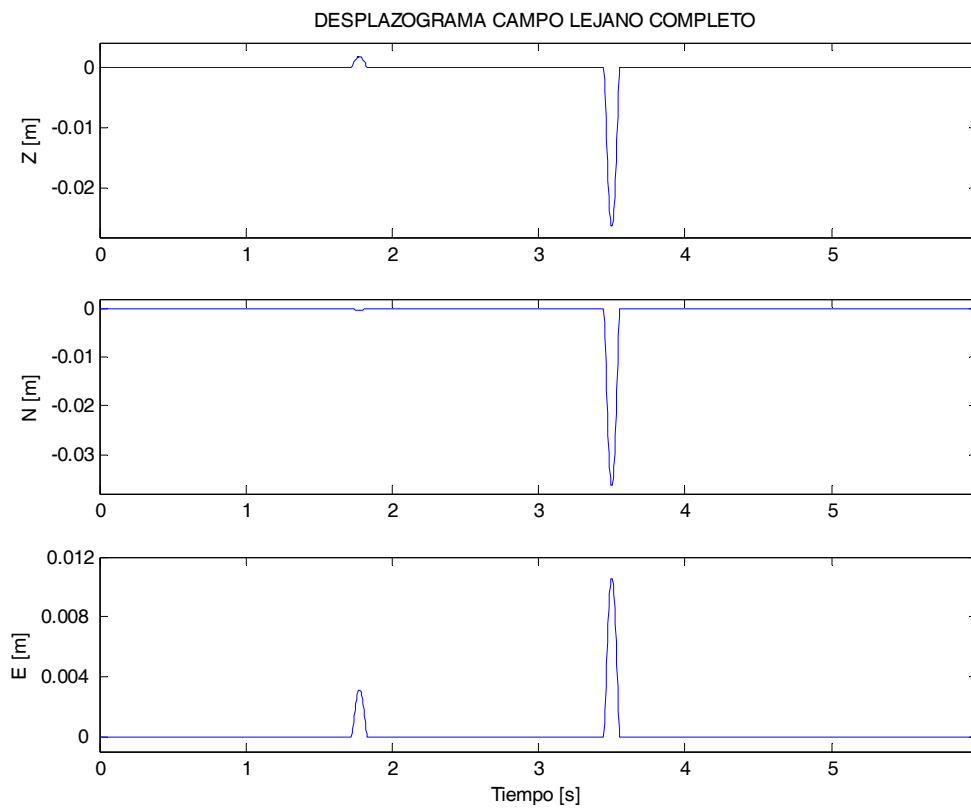


Fig. 5: Las tres componentes del desplazamiento causado por la onda P y la onda S. La duración de cada una de ellas es igual al *rise time* en la fuente. Queda en evidencia su comportamiento puramente transiente.

Finalmente, a continuación se observará la señal de desplazamiento total, obtenido como la superposición de todos los campos anteriores.

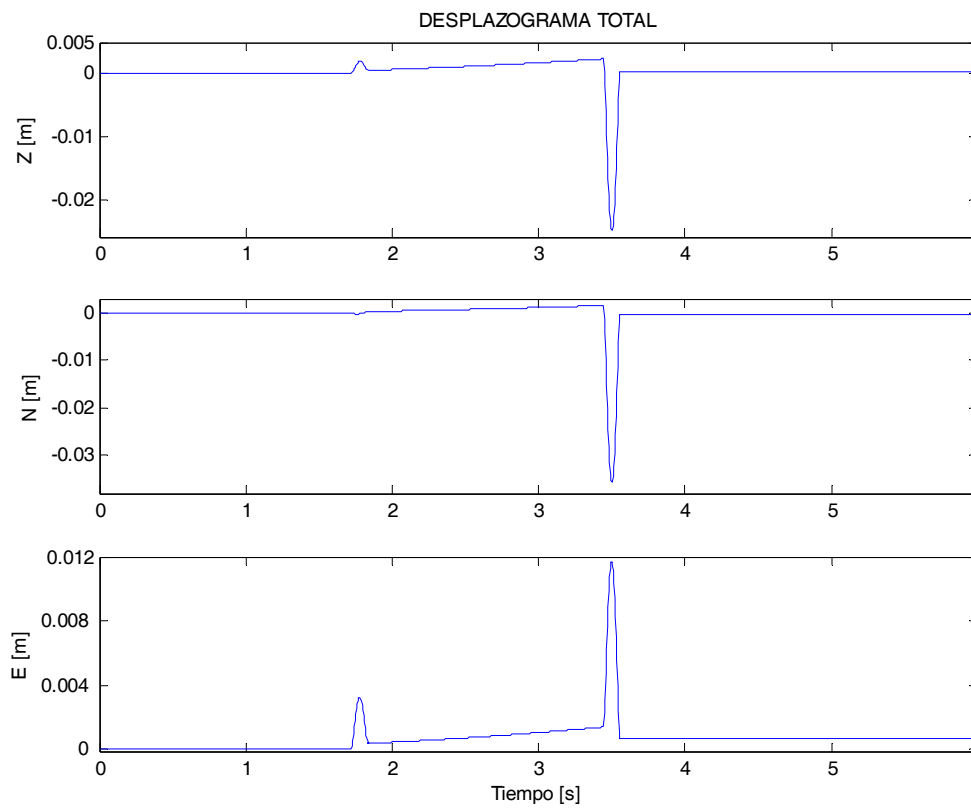


Fig. 6: Componentes del desplazamiento total, causado por los 5 términos de la respuesta. La duración del transiente es $(t_s - t_p) + \text{rise time}$.

1.2. Medio semi infinito

Para el caso de un semiespacio elástico homogéneo e isótropo, la respuesta a una dislocación de cizalle puntual medida en la superficie libre, presenta todos los conceptos del apartado anterior, pero contempla algunas características adicionales. En este caso la amplitud registrada para los mismos campos anteriores es mayor, esto debido a la condición mecánica de la superficie: los esfuerzos sobre la misma son nulos. Esta condición provoca que ondas de campo lejano polarizadas en un plano vertical (sean P ó S), al incidir en la superficie libre den origen a conversiones en ondas de los dos tipos (longitudinales y transversales).

Además de las ondas descritas en los campos del caso anterior, se observan ondas de campo lejano que se propagan en condiciones especiales, como las refractadas críticas en la superficie (S convertida a P), las cuales se superponen al movimiento causado por las directas.

Además de ello, se observan ondas superficiales de Rayleigh, causadas por interferencia de las ondas longitudinales (P) con las ondas transversales polarizadas en el plano vertical de propagación (SV). Estas ondas causan un desplazamiento elíptico (retrogrado en superficie y progrado en profundidad) inscrito en el plano vertical de propagación, las cuales se superponen a todas las ondas descritas anteriormente. Usualmente, estas ondas superficiales se pueden apreciar fácilmente debido a su considerable amplitud.

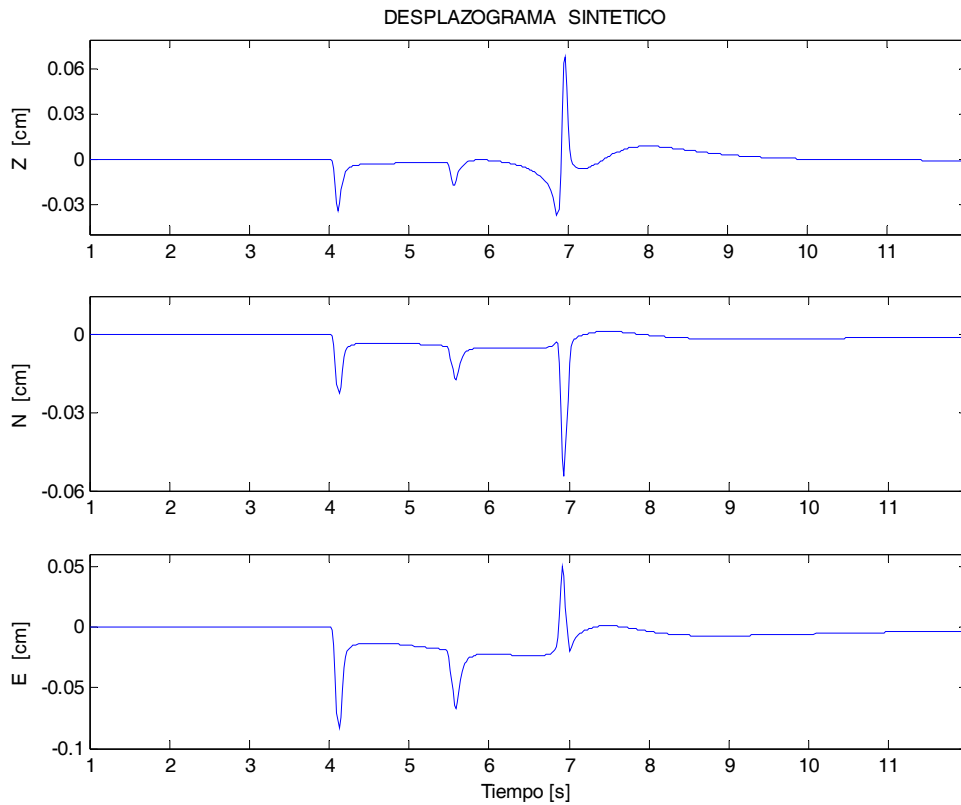


Fig. 7: Componentes del desplazamiento calculado en la superficie libre de un medio semi-infinito, se ha tomado una dislocación de una falla de $1 \times 1 \text{ km}^2$, con $(strike, dip, rake) = (121, 75, 10)^\circ$. Las coordenadas relativas del punto de observación con respecto a la fuente ($\vec{r}_{est} - \vec{r}_{fuente}$) son $(\Delta Z, \Delta N, \Delta E) = (22, 6, 7) \text{ km.}$ Pueden observarse una onda P (a los 4 seg. aproximadamente), luego una refractada crítica SP (a los 5.5 seg), y finalmente una onda Rayleigh que llega poco antes de los 7 segundos.

1.3. Medio estratificado

Para el caso de un medio con varias capas de diferentes propiedades elásticas, además de las ondas descritas en los casos anteriores, se agregan dos grupos principales de ondas.

Por una parte se agrega todo un conjunto de ondas del campo lejano que llegan al lugar de observación después de haber recorrido un camino indirecto, sufriendo múltiples reflexiones en las interfaces y propagándose dentro de las capas. En un medio con más de una capa existe una enorme cantidad de combinaciones para las posibles trayectorias de reflexión.

Por otra parte, bajo ciertas condiciones de las propiedades elásticas de las capas, se agregan ondas de superficie producidas por energía y momentum que viajan reincidentemente por la capa más superficial del medio, la cual actúa como una guía de ondas. Tal es el caso particular de las ondas superficiales de Love, las cuales nacen a partir de interferencia de ondas SH, es decir, polarizadas horizontalmente en componentes azimutales respecto de la fuente.

Una característica importante que nace de la estratificación del medio se refiere al comportamiento modal permitido de las ondas superficiales: Las ondas de Love son dispersivas en la frecuencia, y las ondas de Rayleigh, que en el caso de un semiespacio se propagan conservando su forma, en una estratificación manifiestan asimismo dispersión de velocidades.

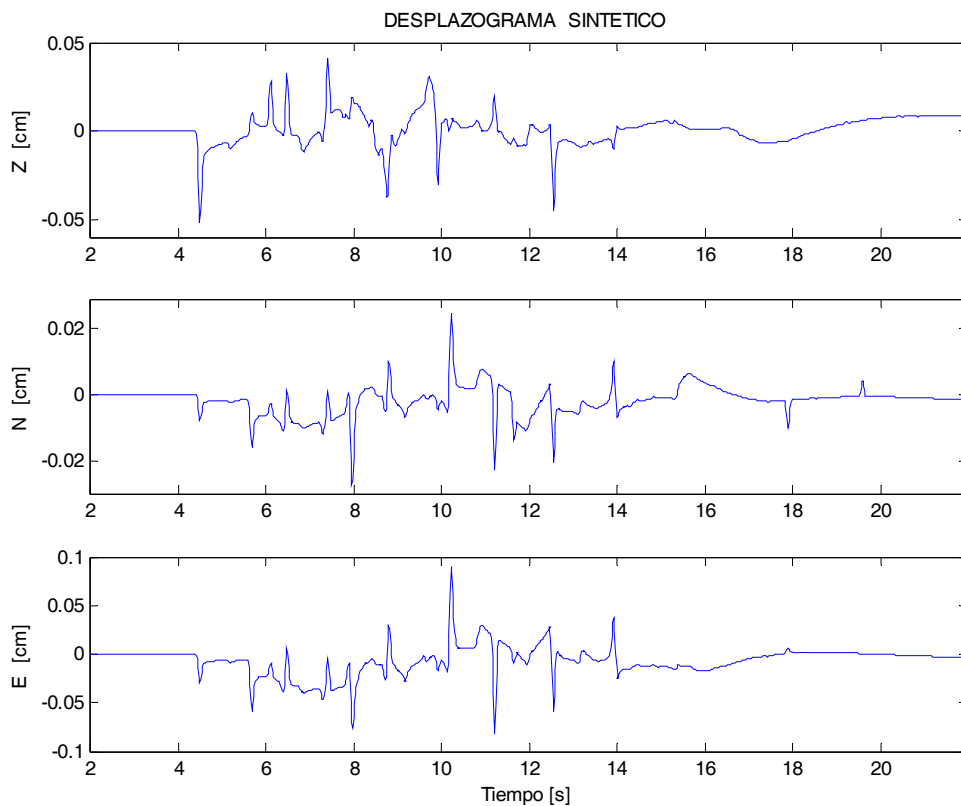


Fig. 8: Componentes del desplazamiento calculado en la superficie libre de un medio con dos capas planas sobre un semiespacio, todos con diferentes propiedades elásticas. Se ha tomado una dislocación cuasi-instantánea sobre una falla de $1 \times 1 \text{ km}^2$ (con las mismas condiciones del ejemplo anterior: $(strike, dip, rake) = (121, 75, 10)^\circ$, $(\Delta Z, \Delta N, \Delta E) = (22, 6, 7) \text{ km}$). Pueden observarse una gran cantidad de pulsos, algunos causando desplazamientos positivos y otros negativos. A partir de los 5 segundos, muchos de estos pulsos representan ondas de cuerpo que han sufrido múltiples reflexiones en las interfaces definidas por la estratificación.

1.4. Medio real

En el caso real, el medio material presenta propiedades mecánicas que se distribuyen de manera desigual en el espacio. Además de todas las posibilidades anteriormente descritas, hay regiones de la corteza que presentan variaciones continuas en sus propiedades, en donde las ondas sufren refracción continua (provocando curvatura en la trayectoria de las ondas). También existen zonas de material que presentan anisotropía en sus propiedades elásticas, provocando propagaciones de ondas con polarizaciones especiales. Además de esto, en un medio real también se presentan heterogeneidades localizadas en donde ocurren fenómenos de *scattering*, difracción, etc.

Todos los anteriores fenómenos pueden ser explicados elásticamente.

Ciertamente, en cualquier medio material real ocurren fenómenos anelásticos que producen atenuación de las ondas. Esta atenuación puede considerarse como una transformación de la energía mecánica de las ondas en energía interna (termodinámica) del medio material; por cierto, este proceso está estrechamente relacionado con una irreversibilidad termodinámica.

En relación al interés de este estudio, debe considerarse que el fenómeno de anelasticidad se hace más importante mientras mayor sea la frecuencia de las oscilaciones consideradas.

Capítulo II

La fuente sísmica

2.1. Consideraciones generales de la fuente

Para hacer una mejor aproximación a fuentes reales, tienen que ponerse de manifiesto la finitud de las dimensiones de la falla sobre la cual ocurre la dislocación.

Al haber una extensión finita, se tiene que la dislocación no puede darse simultáneamente en todos los puntos ubicados sobre el plano de falla, por cierto, la finitud de las variables que condicionan el estado mecánico sobre dicho plano implican una finitud en las velocidades de comunicación entre las distintas regiones del mismo.

En la realidad el proceso de dislocación va involucrando gradualmente a los distintos sectores de la falla. El ordenamiento temporal va concatenando la dislocación de una región con la de sus puntos vecinos a través de un frente de ruptura. Por cierto existe complejidad y puede darse que dos ó más regiones separadas en el plano de falla tengan interacción, dislocándose sin mostrar la propagación de un frente continuo que las comunique en el proceso de ruptura.

Por otro lado dependiendo de las condiciones mecánicas que imperan en las distintas regiones de la falla, puede darse que algunas de estas regiones no rompan, es decir, dada su resistencia friccional logren soportar las tensiones causadas por la dislocación de sus zonas adyacentes, sin dar paso a dislocarse.

Por simplicidad, se suele aceptar que la dislocación comienza en un punto del plano de falla y se propaga a una velocidad finita través de un frente que va alcanzando las distintas regiones. Respecto a esto, las características del frente vienen dadas por las condiciones mecánicas, las cuales dependen de (i) las características intrínsecas del material (reología), y (ii) las condiciones dinámicas (esfuerzos), que además son alteradas por el mismo frente.

2.2. Percepción de la fuente a través de las ondas

En general para un medio material elástico, cuando exista una dislocación que se extiende en la falla sobre una región de dimensiones finitas, ocurre que cualquier observador fuera de la falla recibirá el efecto de las ondas emanadas de las

distintas subregiones de la misma. Utilizando longitudes de onda que no sean excesivamente mayores a las dimensiones lineales de la citada región, el efecto de superposición podrá evidenciar la separación espacial de las distintas regiones de donde provienen las ondas.

Conviene en esta etapa explicar que se entenderá con los conceptos de fuente puntual y fuente finita, con el fin de referirse a ellos posteriormente.

Una fuente puede considerarse puntual cuando se cumplen simultáneamente dos requisitos. Primeramente, que el ángulo subtendido por el observador a los extremos de la región comprendida por la fuente, sea lo suficientemente pequeño como para que éste no perciba diferencias en las direcciones de llegada definidas por la trayectoria de las ondas. Secundariamente, sea la fuente percibida por un observador que utiliza longitudes de onda muy superiores a las dimensiones lineales de la falla; con esto el observador no es capaz de precisar algún desfase entre las ondas emanadas de las distintas regiones. Al cumplirse estos dos requisitos, la fuente estará en términos de las ondas, bien representada por un elemento de extensión infinitesimal.

Por otro lado, un observador percibirá una fuente como de tamaño finito cuando utiliza longitudes de onda del orden de las dimensiones lineales de la fuente. Con esto, dicho observador percibirá diferencias de fase debidas a la separación de los distintos puntos sobre la fuente (falla en este caso). Además, cuando la distancia del observador a la falla es suficientemente menor a las dimensiones lineales de la misma, teóricamente este observador, está en condiciones de apreciar diferencias en la orientación de las trayectorias de las ondas emanadas por las distintas regiones, y a través de la polarización de las ondas, tendría alguna posibilidad de verificar que la falla tiene una extensión espacial.

Continuando con el contexto, se tiene que la finitud de la fuente trae consigo varias consecuencias, entre las cuales se puede destacar, dada su importancia, a la modificación del contenido de frecuencias de la radiación observada.

Cuando el observador recibe la radiación proveniente de una falla de dimensión puntual, detecta ondas que están bien definidas por la forma de la dislocación que sufre un punto sobre la falla (ver los casos descritos anteriormente para la

respuesta elástica de una falla puntual en los medios infinito, semiespacio, semiespacio con capas).

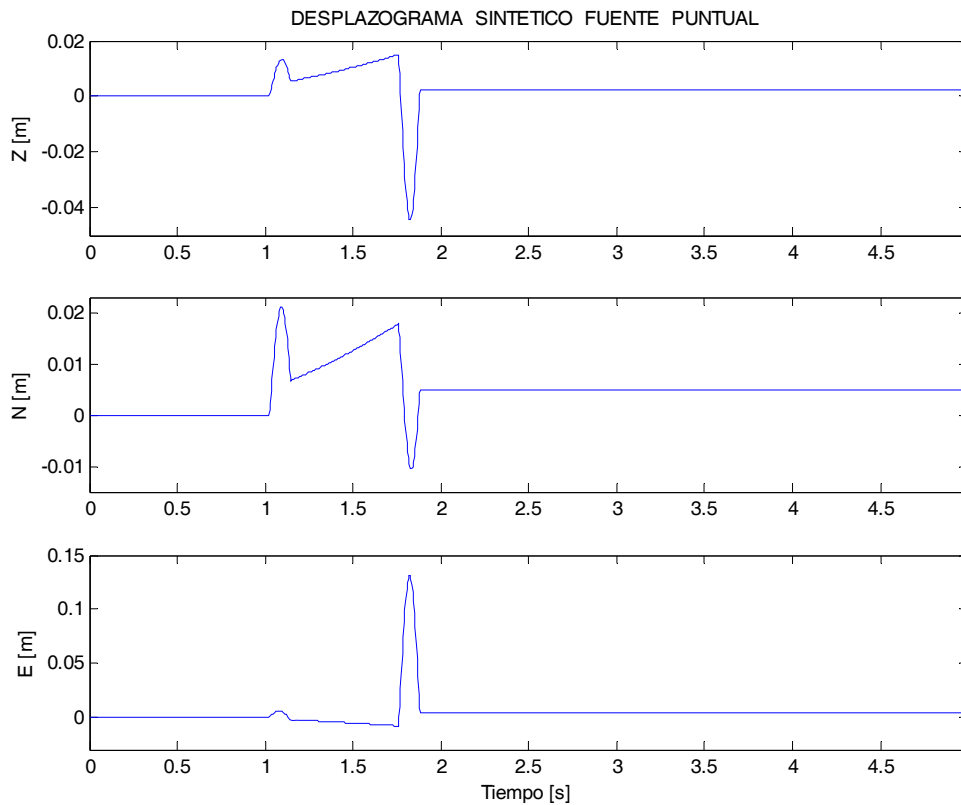


Fig. 9: Componentes del desplazamiento causado por la dislocación de una fuente puntual, con un área de falla equivalente de $6 \times 6 \text{ km}^2$. Se ha considerado una dislocación con un *offset* de 0.12 [m] y un *rise time* de 0.12 [s], con un mecanismo focal (*strike, dip, rake*) = $(0,90,0)^\circ$. Se ha tomado una posición de observación (E,N,Z)=(4,9,5) [km] relativa al centro de la falla, resultando una distancia de observación de 1.03 veces la longitud lateral de falla. Se aprecian los pulsos de ondas *P* y *S*, así como el campo cercano con su remanente estático.

Sin embargo, cuando el observador se encuentra en presencia de una falla de grandes dimensiones, la radiación que detecta queda mas precisamente explicada por una integración espacial (sobre los distintos elementos de falla) de las ondas descritas anteriormente para la fuente puntual.

Esta integración implica que en la señal observada, la amplitud de las frecuencias bajas, sea proporcionalmente mayor a la de las frecuencias altas en comparación al caso de las amplitudes obtenidas en la falla puntual. Esto significa que la integración espacial en la fuente produce, sobre la señal observada en cualquier punto, un efecto tipo filtro pasabajos.

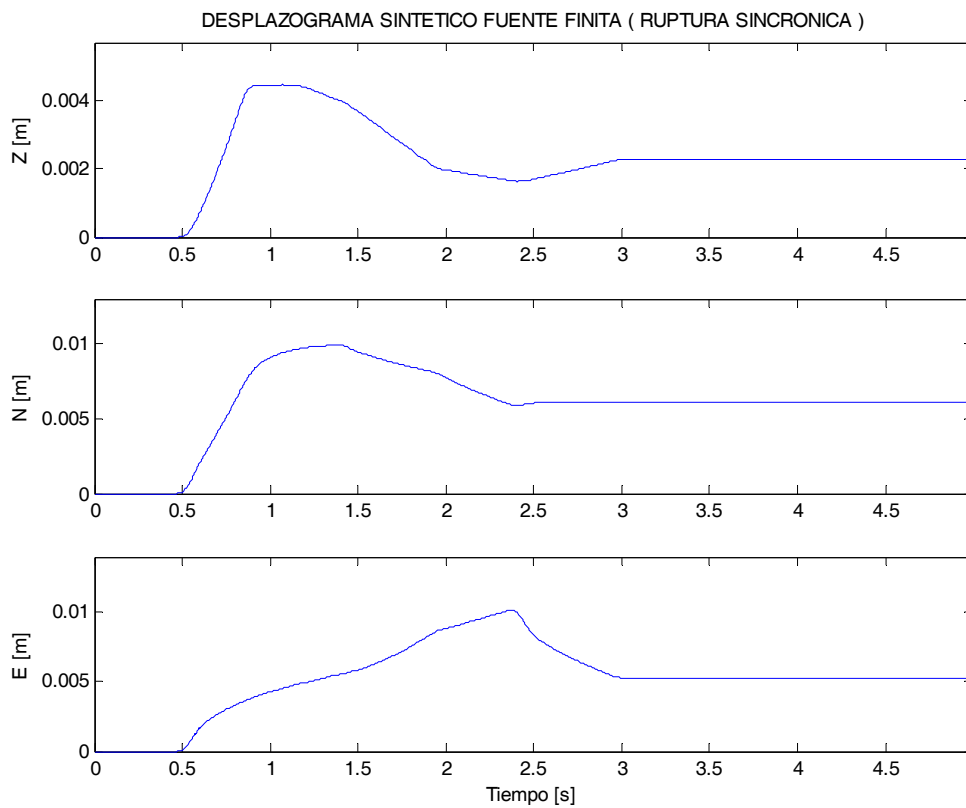


Fig. 10: Componentes del desplazamiento causado por la dislocación de una falla de dimensión finita de $6 \times 6 \text{ km}^2$. Se ha tomado la misma posición de observación que en el caso anterior. La función de dislocación tiene las mismas características (0.12 [m], 0.12 [s]). En este caso se ha considerado una ruptura sincrónica y uniforme de todos los puntos sobre la falla, situación que es evidentemente irreal pero ilustra el efecto de las diferentes distancias del observador a las regiones de la falla.

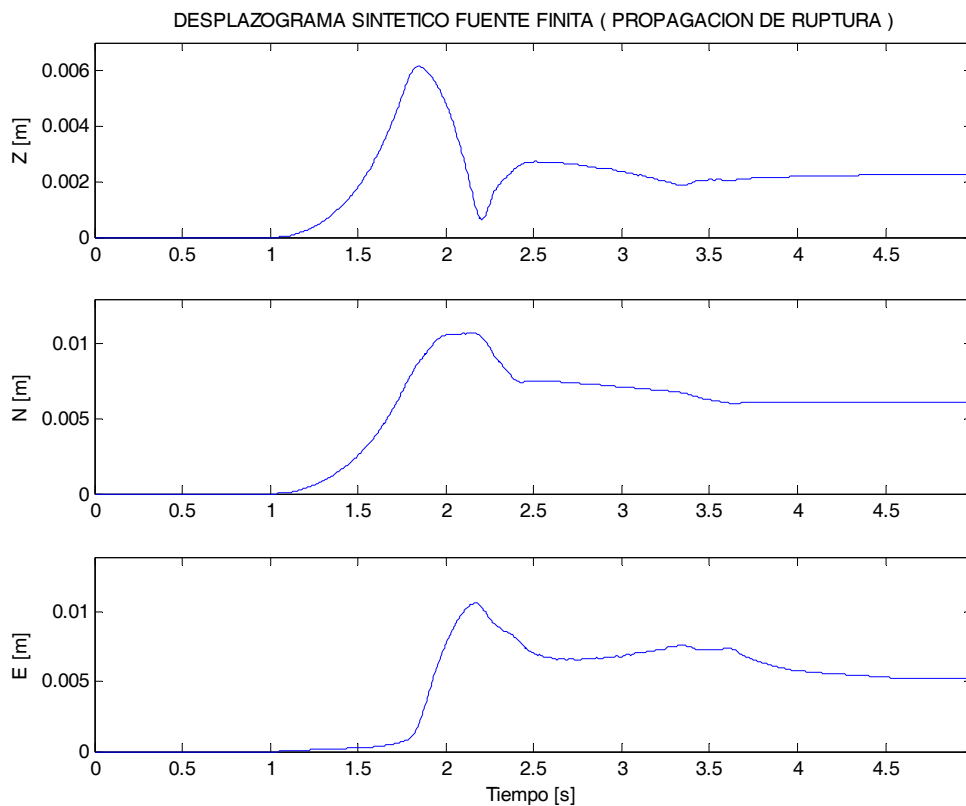


Fig. 11: Componentes del desplazamiento causado por la dislocación de una falla de dimensión finita de $6 \times 6 \text{ km}^2$, bajo las mismas condiciones de observación y la misma función de dislocación de los casos anteriores. En este caso se ha considerado una propagación circular de la ruptura a partir del centro de la falla, a una velocidad de 2.7 [km/s] .

Se observa una superposición continua de los campos (P , S y cercano) formando paquetes de onda. La finitud tanto de la velocidad de propagación de la ruptura así como de las dimensiones de fuente, provocan una notoria disminución de los niveles de amplitud. A diferencia del caso de la fuente puntual, en este caso las señales resultan de un único signo. Los valores del desplazamiento estático difieren levemente del caso de la fuente puntual. En consideración a esto último, debe notarse que en la fuente finita se manifiesta el efecto de las diferencias de distancias del observador a los puntos sobre la falla, así como la variación en los patrones angulares de amplitud del campo cercano.

Se puede explicitar este efecto en su caso más básico aisándolo de los demás factores (como la forma específica de dislocación en cada punto sobre la falla), para esto, se propone una falla de extensión finita sobre la cual una dislocación se propaga a una velocidad finita v . Considérese la señal que recibe un observador

ante esta configuración, llámese a esta señal recibida $s(t)$ (sea ésta una función escalar, la que puede representar una componente del movimiento ó bien un campo escalar como la densidad), entonces:

$$s(t) = \int_0^W \int_a^{a+L} f(\vec{x}, t - r/c) dx \quad r = \|\vec{x}(obs) - \vec{x}\|$$

donde c es la velocidad de propagación de las ondas en el medio elástico homogéneo

Supóngase que ocurre una ruptura unilateral y que la forma de la perturbación que produce cada elemento es una delta de *dirac* (la cual contiene con igual amplitud, a todas las componentes de frecuencia) y sea esta forma la misma para todos los puntos. Sin considerar la variación en los patrones de radiación entre los distintos puntos, se tendrá

$$f(\vec{x}, t) = \delta(t - x/v)$$

donde v es la velocidad de propagación de la ruptura(propagándose a lo largo de x), luego:

$$s(t) = \int_0^W \int_a^{a+L} \delta(t - x/v - r/c) dx$$

En esta etapa se puede aislar el efecto de la propagación de las ondas en el medio, por ejemplo, estúdiense primeramente lo que recibirá un observador equidistante a todos los puntos de la falla (de manera que r pueda considerarse constante. Esto no es real pero da una idea básica del problema), con lo cual se manifieste exclusivamente el efecto de la integración sobre el plano. El resultado final se considerará proporcional al ancho de falla W .

Con esto, el resultado para $s(t)$ es una función puerta (*boxcar*) de amplitud v , que toma valor no nulo entre los tiempos (a/v) y $((a + L)/v)$ (adicionando además el retraso de traslación (r/c)).

Por otra parte, en términos de frecuencia, al hacer la transformada de Fourier de esta función se obtiene el seno cardinal:

$$S(\omega) = L \cdot \frac{\sin(Z)}{Z} \quad \text{con} \quad Z = \omega \frac{L}{2v}$$

en donde se ha omitido la expresión de retardo de la propagación (r/c), la cual actúa únicamente como un factor de fase.

Entonces ante una fuente de extensión finita, cuando los distintos elementos de ésta contribuyen gradualmente dado un frente de ruptura, la sola integración genera un filtro pasabajos de tipo “seno cardinal”.

La forma particular del filtro depende explícitamente del valor de la velocidad de ruptura. En efecto, a mayores valores de la velocidad de ruptura se tiene que la envolvente de $S(\omega)$ se extiende a mayores valores de la frecuencia ω , aumentando proporcionalmente la importancia de oscilaciones agudas.

En general dada cierta propagación de ruptura, es decir, para un cierto ordenamiento de los elementos de la fuente, la señal observada en alguna posición cualquiera, depende además de cómo se superpongan las ondas provenientes de los distintos elementos, es decir, el resultado de la integración no solamente depende del ordenamiento de los elementos en la fuente, sino también del camino que sigan las ondas emanadas a partir de ellos. Por ello esta integración depende del tiempo de viaje las ondas desde cada elemento de falla hasta el lugar de observación, siendo éste función de la trayectoria que sigan las ondas, y de las velocidades de propagación.

En principio, para el caso de un medio material homogéneo, las ondas producidas por una misma fuente se registran de manera muy distinta dependiendo de la posición del observador relativa al plano de falla. Al avanzar el frente de ruptura sobre el plano de falla, la superposición de las ondas provenientes de las distintas regiones del plano se realiza de manera particular dependiendo mayormente del ángulo de observación (efecto tipo Doppler).

Por ejemplo cuando el observador está en la dirección de propagación de la ruptura, recibe una superposición relativamente densa de las ondas. Como consecuencia este observador capta una señal de menor duración y cuyo espectro

alcanza relativamente altas frecuencias. El observador que se ubica en la dirección opuesta, recibe el efecto análogo contrario.

Asimismo la amplitud máxima del movimiento puede ser muy distinta entre ambos casos. La interferencia constructiva de las distintas fases puede en la dirección a favor provocar factores de amplitud, de hasta 3 veces respecto de la dirección en contra de la propagación de ruptura. En relación a esto, el problema de propagación de la ruptura tiene cierta importancia en las evaluaciones de peligro sísmico.

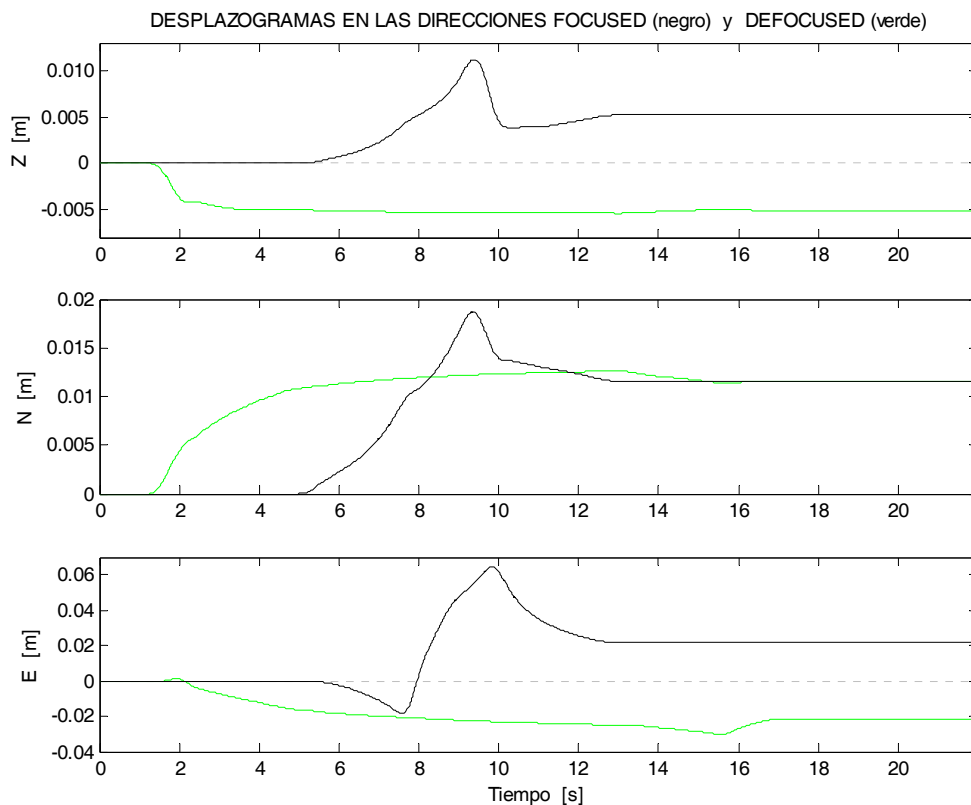


Fig. 12: Componentes del desplazamiento observado en dos direcciones extremas respecto a la dirección de propagación de ruptura. A favor (*focused*) en negro y en contra (*defocused*) en verde. Se ha tomado una falla vertical de $12 \times 7 \text{ km}^2$ con un mecanismo *strike-slip*, las posiciones de observación relativas al centro de la falla son 1 km(según la normal), 5 km(según el manteo) y correspondientemente $\pm 9 \text{ km}$ (según el rumbo). Se ha considerado una propagación unilateral de la ruptura a una velocidad de 3 km/s. Pueden apreciarse diferencias en la duración del movimiento, las amplitudes y el contenido de frecuencias entre ambos casos. Finalmente debido a la simetría, el valor absoluto de la parte estática es igual en ambos casos.

En un caso real, las heterogeneidades del medio material de propagación provocan complejidad en la propagación de las ondas. Anteriormente se vio que para una fuente puntual la respuesta elástica presenta cierta complejidad acorde el medio material de propagación contempla heterogeneidades, las que agregan características adicionales como las reflexiones, fenómenos de refracción continua, patrones de difracción y atenuación anelástica. Luego, en el caso de una fuente finita estos efectos se heredan por superposición.

2.3. Forma temporal de dislocación

Las descripciones anteriores trataron acerca de la dependencia de la señal observada para una fuente finita, considerando los efectos causados por la manera en que se efectúa la superposición entre los distintos elementos, dada una posición de observación. Esto se hizo sin importar cual fuera la forma de dislocación particular para cada elemento, y más bien esta última se consideró como uniforme entre los distintos puntos.

En la realidad, la forma en que ocurre la dislocación ó deslizamiento sobre el plano de falla, depende punto a punto de la posición sobre el mismo. Aun sabiendo de esta dependencia puntual y de toda la complejidad asociada, los modelos sismológicos suelen atribuir ciertas propiedades restrictivas para los campos que describen la cinemática de ruptura. Por ejemplo, a menudo se imponen condiciones de suavidad para el campo de desplazamiento sobre el plano de falla (con lo que se excluye la ocurrencia de fracturamientos del material), ó bien ciertas restricciones a la forma temporal de dislocación de cada punto. Resulta por cierto, imposible incorporar todas las posibilidades de un proceso espacio temporal en un mismo programa de estudio.

Para un punto sobre la falla, el problema de la forma de la fuente (*source time function*), está controlado por el régimen de esfuerzos dinámicos y estáticos que ejerce todo el medio circundante sobre un elemento de superficie de contacto (incluido en el plano de falla) centrado en el punto en cuestión. En efecto, el destino de un elemento de masa enfrentado a la superficie de falla, depende fuertemente tanto del régimen inicial de esfuerzos sobre aquel elemento, como de las características espacio-temporales de los esfuerzos asociados al frente de dislocación. Estas características resultan difíciles de mensurar en casos reales por

lo que los modelos sismológicos comúnmente se elaboran en base a leyes fenomenológicas, las que tienen enfoques parciales del problema.

Además de los factores anteriores, se manifiesta la importancia de las características del material en cuestión; particularmente, el rango elástico, el rango plástico, el nivel de porosidad, la presencia de fluidos en los poros, etc. (Heaton, 1990).

Como ya se estableció anteriormente, este estudio se concentra únicamente en encontrar una descripción cinemática de la dislocación sobre los puntos de la falla. En vista de ello, se tomarán solo algunos tópicos entregados por la dinámica de rupturas. En lo medular, se mantendrán ciertas características cinemáticas generales:

a) Comportamiento monótono de la dislocación:

El valor del desplazamiento sobre cualquier punto crece en el tiempo desde cero hasta un valor máximo que depende del punto. En la mayoría de los casos, este desplazamiento incrementa en un único sentido en el tiempo, ó en otras palabras, la velocidad de dislocación conserva su signo para todo tiempo. Esto puede explicarse teniendo en cuenta que el esfuerzo de cizalle que condiciona la zona de falla cae durante el proceso de dislocación, muy difícilmente revirtiéndose para cualquier instante, el régimen de esfuerzo inicial. La presencia de roce en la superficie de falla es capaz de impedir por ejemplo, que el esfuerzo estático final pueda alcanzar un valor nulo, ó revertir su signo inicial.

b) Comportamiento del *rise time*

Se acepta comúnmente que para la mayoría de los casos, el intervalo de tiempo en que ocurre la dislocación (*rise time*) sobre algún punto de la falla, suele ser mayor mientras mayor sea el valor del desplazamiento final sobre aquel punto. La funcionalidad estricta entre ambas cantidades aún no ha sido descubierta en base a teorías exactas. En rigor, el *rise time* está controlado por la dinámica de los esfuerzos y su relación con el desplazamiento no es causal., pero como norma general en los modelos sismológicos se acepta que su valor puede resultar mayor acorde el deslizamiento final sea mayor.

Las inversiones de forma de onda en terremotos han permitido mediante un desarrollo gradual, evidenciar algunas características del comportamiento de la dislocación sobre el plano de falla. El trabajo de Heaton (1990) compila una serie de

inversiones de fuente para terremotos de $M > 5$. A partir del ajuste de los sismogramas observados, en éstas se dedujo una duración acotada de la dislocación, implicando que en cualquier instante durante el proceso de ruptura, una pequeña fracción del plano tiene una velocidad de dislocación distinta de cero. Este tipo de comportamiento se conoce como “*self healing*”.

Este estado acotado del *rise time* puede ser explicado por mecanismos de fricción dinámica en la superficie de contacto, los cuales enfatizan la importancia del roce como una acción que se opone a la dislocación. Como ejemplo, los mecanismos dependientes de la velocidad de dislocación explican que los esfuerzos de roce en un punto son decrecientes con la velocidad de dislocación (*velocity weakening*). Estos esfuerzos locales de rozamiento, que actúan en contra de los esfuerzos ambientales del medio, provocarían un proceso monótono con el decrecimiento de la velocidad, dando el resultado neto que la dislocación en el punto se detenga al cabo de cierto tiempo, produciendo “*self healing*” ó “autocicatrización” (Heaton, 1990; Beeler & Tullis, 1996).

Actualmente con la ayuda de progresos tecnológicos y disponiendo de redes de observación mas densas (como en el caso del terremoto de Chi-Chi, Taiwán 20/09/1999), las inversiones de forma de onda se han realizado con más libertad en lo referente a la parametrización de la fuente sísmica. A partir de esto, se han alcanzado valores óptimos en el ajuste de los sismogramas para comportamientos del *rise time* que no necesariamente están acotados. Por ejemplo el trabajo de Xu et al. (2002), deduce para el terremoto de Chi-Chi (Taiwán, 1999) que gran parte del plano de falla tiene valores del *rise time* comparables al tiempo que tarda la ruptura en propagarse sobre el plano, es decir, valores del *rise time* bastante mayores que los de autocicatrización.

Una observación particular en el trabajo de Chi et al. (2001) para el terremoto de Chi-Chi (Taiwán, 1999), es que aquellas asperezas que alcanzan mayores valores de desplazamiento final presentan mayores velocidades medias de dislocación; y aquellas regiones de pequeño desplazamiento final, tienen menores velocidades de dislocación. Análogamente el trabajo de Xu et al. (2002), deduce una distribución del *rise time* sobre el plano de falla algo más suave que aquella del desplazamiento (produciendo las mismas implicancias para la velocidad media de dislocación). Si bien la mayoría de los trabajos no evidencian relaciones claras entre los valores de desplazamiento final y el *rise time*, estos dos últimos caracterizan al *rise time* como un parámetro creciente con el desplazamiento final, aunque con una distribución levemente más homogénea sobre el plano.

En lo medular, los trabajos de inversión a partir de registros reales deducen valores del *rise time* variables sobre el plano de falla, que en casi la totalidad de los casos cumplen una relación creciente con los valores del deslizamiento final.

c) Comportamiento espacial del valor del desplazamiento final

El valor del desplazamiento final se distribuye de manera desigual sobre la falla: alcanza valores máximos en regiones interiores de las zonas de fractura, y decae hasta cero tanto en las zonas de barrera como en las regiones de los bordes de la falla. Acerca de los gradientes del desplazamiento no se puede argumentar mucho pues los estudios observacionales carecen de la resolución necesaria para emitir un juicio al respecto. *

La existencia de zonas sismotectónicas que dislocan separadamente a distintos tiempos implica, obviando la condición inicial de la superficie de deslizamiento, que existan diferencias en la cantidad de desplazamiento sobre aquella zona. Los esfuerzos transferidos desde la zona de ruptura no siempre son suficientes para producir la ruptura de una zona adyacente (en ésta, las restantes componentes del esfuerzo tienen otros valores) en la cual la fricción del plano mantiene la estabilidad, y no se disloca en aquel episodio particular.

Lo anterior obliga que para el episodio de estudio, el desplazamiento debe decaer hasta cero hacia la región que separa la zona en cuestión con la(s) zona adyacente. Entonces la atenuación del deslizamiento hacia los bordes de una zona de fractura está estrechamente relacionada con la convivencia de zonas sismotectónicas que se desfazan temporalmente.

En particular, para las regiones interiores de las zonas de fractura, se tiene que cuando todos los elementos de la región se encuentran suficientemente lejos de las barreras (de manera durante el proceso de dislocación no están condicionados al régimen de deformaciones que éstas tienen asociadas), y sus condiciones esfuerzo-deformación no presentan cambios espaciales importantes, entonces los

(*) Probablemente, la finitud de las tensiones involucradas en la tectónica y la finitud de los valores que toman los módulos elásticos de los materiales involucrados, unida a la finitud de las cantidades que varían durante los sismos, implican que en la mayoría de los casos no se generen deformaciones excesivas en el material de la zona (salvo rupturas que puedan ocurrir), lo que se traduce en deformaciones de valores finitos en el medio en el cual esta la falla.

elementos de esta región tienen una mayor libertad para desplazarse. Por tanto, con cierta probabilidad, en las regiones situadas al interior (incluidas dentro) de las zonas de fractura, el desplazamiento final puede alcanzar valores máximos.

Finalmente, los aspectos anteriores representan características básicas en la cinemática de la dislocación, y por cierto determinan las bases en la forma de ondas generadas a partir de cada elemento de falla. El propósito de este trabajo es describir la cinemática de la dislocación sobre la falla y por ello se deben incorporar estas características como parte de la modelación.

SEGUNDA PARTE

*

Modelación del problema

Capítulo III

Modelo de propagación de la ruptura

3.1. Presentación

La manera en que se propaga una dislocación de cizalle sobre un plano de falla ha sido estudiada extensamente por diversos investigadores (Aki 1979; Freund 1979; Andrews 1980; Madariaga 1983; Lomnitz Adler 1985; Herrmann, H. 1986).

En el presente estudio se utilizó el criterio de propagación de la ruptura desarrollado por Jorge Lomnitz-Adler y Pedro Lemus-Díaz, mostrado en un trabajo publicado el año 1989 con el título: "*A stochastic model for fracture growth on a heterogeneous seismic fault*".

El citado modelo se enmarca en los modelos con memoria, debido a que contempla una dependencia secuencial en las etapas de crecimiento de la ruptura. Su funcionamiento está constreñido por parámetros que simulan el esfuerzo, y evoluciona usando probabilidades definidas a partir de aquellos parámetros. Como muchos modelos, requiere de una elección inicial, en este caso un elemento semilla de la ruptura, es decir, un elemento que se propone fracturado al tiempo inicial (diremos naturalmente que en este elemento se encuentra el hipocentro).

El criterio de fractura toma como punto de partida la subdivisión del plano de falla en elementos cuadrados (ó rectangulares), para cada uno de los cuales se evalúan condiciones particulares que además dependen del tiempo.

Idealmente, el tamaño de los elementos debiera definirse en función de la validez de las condiciones que se están tomando como ciertas en la porción de la falla encerrada por cada cuadrado. Sin embargo, dado que en el presente estudio se están modelando las formas de onda, la atención se fijara en tratar de alcanzar las condiciones de muestreo espaciotemporal para la discretización del plano de falla (Hartzell, 1974); básicamente, que el espaciamiento entre los centros de los cuadrados no sea muy mayor a la longitud que recorre el frente de ruptura durante un intervalo de tiempo igual al intervalo de muestreo.

Este modelo queda definido por tres parámetros: H, β, J ; a continuación se describirá su significado:

i) Parámetro H :

Supóngase h como el esfuerzo diferencial de exceso sobre un elemento arbitrario de la falla

$$h = \sigma - \tau$$

σ = esfuerzo de cizalle estático local, es la tensión aplicada por el entorno

τ = resistencia (*strength*) en el elemento de falla considerado, máximo esfuerzo que soporta el elemento antes de dislocarse

El parámetro h , para cada elemento da cuenta de la cantidad en la cual el esfuerzo del medio excede a la resistencia de la falla.

En un caso real, el valor de este parámetro depende de que región del plano de falla se trate, por una parte debido a que el esfuerzo tectónico σ aplicado por el entorno depende de la posición y del tiempo, y por otra parte, a que el valor τ , máximo esfuerzo de cizalle que resiste la superficie de falla depende de las características intrínsecas del material y del esfuerzo normal aplicado por el entorno.

Por ejemplo, para una zona próxima a dislocarse (antes de que haya comenzado la ruptura), h tendrá un valor negativo cercano a cero.

Luego, se define el parámetro H como la esperanza probabilística del esfuerzo diferencial de exceso h , es decir, como la media teórica del valor de h sobre todo el plano de falla. A priori su valor se encuentra entre $-\infty, +\infty$.

ii) Parámetro β :

El parámetro β es un factor que controla la distribución del valor h sobre el plano de falla. Por cierto, dados los argumentos del punto anterior, el valor de h varia efectivamente sobre el plano de falla, luego, de acuerdo al modelo, el parámetro β especifica la dispersión teórica del valor de h sobre su esperanza H .

El valor de β esta entre 0 y $+\infty$.

iii) Parámetro J :

El parámetro J simula el esfuerzo de acoplamiento entre dos elementos de la falla, y define un nivel de interacción dinámico entre dos regiones de la falla cuando el frente de dislocación las ha alcanzado. Su valor está entre 0 y $+\infty$.

Naturalmente, dado que no es posible conocer los aspectos locales en la vecindad de cada punto sobre la falla, únicamente se manejan estos parámetros macroscópicos y globales, a saber H, β, J ; los cuales son constantes que representan valores medios para todos los elementos del plano.

Siguiendo esta definición de parámetros el modelo funciona en términos de esfuerzo, y acorde a esto la condición para que un elemento de la falla a un tiempo determinado, se fracture, está dada cuando el esfuerzo de cizalle evaluado sobre aquel elemento supere al esfuerzo crítico (*strength*) del mismo.

Con esto, el problema de determinar el crecimiento de la ruptura sobre los elementos de falla puede expresarse como un problema de determinar el valor del esfuerzo diferencial h sobre cada uno de ellos en función del tiempo.

Para dar cuenta de las heterogeneidades presentes sobre la falla, el modelo recurre a la evaluación de probabilidades para cada elemento, las cuales otorgan como resultado valores dispersados en torno de las condiciones medias del plano de falla.

Entonces, sea H la esperanza ó valor medio del esfuerzo diferencial de exceso en todo el plano, $Var(h)$ la varianza de la distribución de h , y sea β tal que:

$$Var(h) = \frac{\pi}{12\beta^2}$$

Con ello, queda definida una función de distribución para el valor del esfuerzo diferencial de exceso:

$$\rho(h) = \frac{\beta}{2\cosh^2(\beta(h-H))}$$

en donde

$$H = \int_{-\infty}^{\infty} \rho(h)h dh$$

Con esto, para cada elemento en cuestión, la probabilidad de que se fracture equivale a la probabilidad de que el esfuerzo de exceso sea positivo, es decir:

$$p(H, \beta) = \int_0^{\infty} \rho(h) dh = \frac{\exp(\beta H)}{\exp(\beta H) + \exp(-\beta H)}$$

En la realidad, el proceso de ruptura es dinámico y las distintas regiones a ambos lados del plano de falla van interactuando durante todo el tiempo, de manera que puede argumentarse que el estado de esfuerzo de un elemento, depende de la situación de todos los restantes elementos en función del tiempo. En el entorno del frente de ruptura ocurren concentraciones de esfuerzo las cuales aumentan la tendencia (y/o probabilidad) de ruptura en los elementos de aquella región (Kostrov 1964; Freund 1979). Similarmente se espera que en la vecindad de una porción fuerte de la falla (una región áspera que puede eventualmente actuar como barrera), la barrera absorba gran parte del esfuerzo aplicado, efectivamente aumentando la resistencia de los elementos de esta vecindad.

Dentro de estas características complejas inherentes al fenómeno real, el modelo en cuestión extrae únicamente ciertos rasgos básicos: para un elemento dado, el modelo considera a sus elementos vecinos más próximos como los únicos dominantes, lo cual puede considerarse razonable como primera aproximación.

El modelo considera el efecto de los vecinos como aditivo sobre las condiciones medias. Considera además que el efecto de las barreras y el de los elementos fracturados son de igual magnitud, es decir, la cantidad de esfuerzo adicionado por un vecino fracturado es igual a la cantidad de esfuerzo sustraído por un vecino que actúa como barrera (en la realidad, las barreras no se caracterizan necesariamente por absorber los esfuerzos del entorno).

Con esto, para un elemento particular, la configuración definida por el estado de sus vecinos agrega una cantidad neta de esfuerzo a la esperanza H definida anteriormente, es decir, la nueva esperanza esp será:

$$esp = H + J \cdot s \quad \text{con} \quad s = \sum_{i=1}^4 v_i$$

$v_i = \{+1, 0, -1\}$ es el estado de cada elemento vecino: fracturado(+1),
barrera (-1), indeterminado (0)

(Salvo que se haga una indicación especial, de aquí en adelante se llamará barrera a un sitio que durante el proceso de ruptura, fue determinado con (-1))

Se obtiene así la probabilidad de fractura para un elemento en función de las condiciones medias y el estado de sus vecinos contiguos (más cercanos):

$$p(esp, \beta) = \int_0^{\infty} \rho(h) dh = \frac{\exp(\beta(H + Js))}{\exp(\beta(H + Js)) + \exp(-\beta(H + Js))}$$

Con las condiciones particulares especificadas sobre un elemento (la nueva esperanza esp), y usando el parámetro β , se genera un número aleatorio R a partir de la distribución de probabilidad asociada, y con este número se evalúa la probabilidad de fractura, luego:

$$R < p(esp, \beta) \quad \Rightarrow \quad \text{fractura}$$

Como proposición, decimos que si en cierta etapa se tiene determinado el estado de una serie de elementos del plano, es posible evaluar el estado de los restantes elementos. Esto es posible pues para cualquier elemento cuyo estado se quiera determinar, sabemos localizar a sus vecinos y averiguar sus estados, con lo cual podemos evaluar la probabilidad de fractura en el elemento en función de las condiciones medias y el estado de estos vecinos. Como resultado global, a un cierto tiempo la ruptura puede propagarse a las regiones de su frontera evaluando la probabilidad de fractura para cada uno de los elementos de esta frontera. Por ello puede decirse que el proceso evoluciona en cadena puesto que cada etapa depende de las anteriores.

Con todo lo anterior el modelo esta capacitado para generar un proceso que describe el crecimiento de la ruptura tiempo a tiempo sobre el plano de falla. A continuación (figura nº13) se mostrará un ejemplo de propagación de la ruptura sobre un plano de falla de $32 \times 20 \text{ km}^2$. Se ha tomado una discretización espacial con espaciamento de 0.5 km., una velocidad de ruptura de $0.9 \times V_s$ con $V_s=3500$ [m/s], el hipocentro esta marcado en verde y se encuentra en las coordenadas 11 km. (horizontal) y 7 km. (sobre el manteo). En este ejemplo se han tomado los parámetros con ($H=-1.0$, $\beta =0.4$, $J=2.5$)

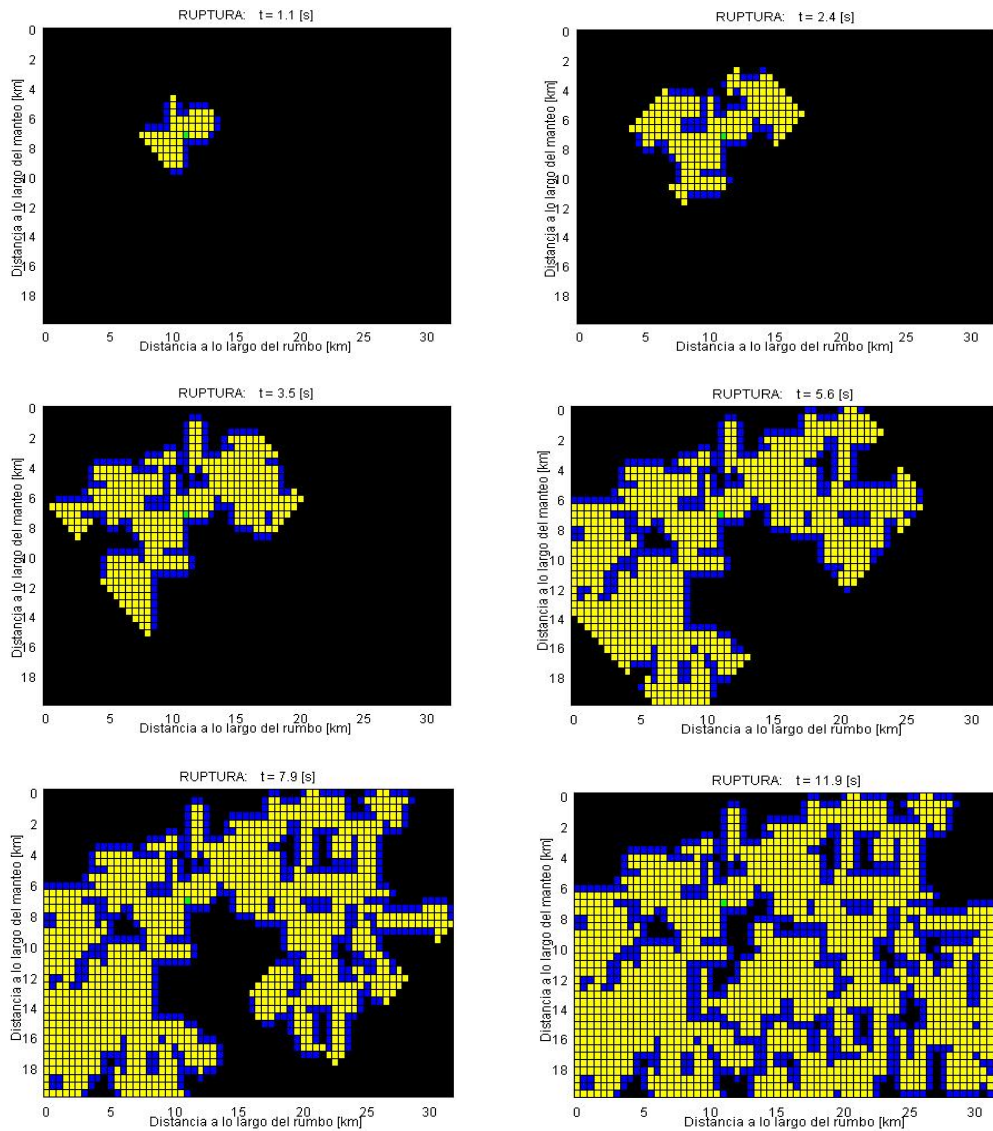


Fig. 13: Seis instantes (*snapshots*) de la propagación de la ruptura sobre el plano de falla. Los parámetros ocupados son $H=-1.0$, $\beta=0.4$, $J=2.5$ y en este caso se genera una gran cantidad de zonas sin deslizamiento. Al tiempo $t=11.9$ [s] la ruptura ha llegado a su estado final.

Se ha dejado implícito el hecho de que al implementar computacionalmente este proceso, cada vez que se evalúa una probabilidad se recurre a un número aleatorio. La máquina entrega distintas series de valores dependiendo de cual haya sido la inicialización del generador de números aleatorios (*random number generator*), razón por la cual el resultado de cada una de las probabilidades evaluadas, y por

consiguiente el estado de cada elemento de la falla, dependerá de esta inicialización. Consecuentemente, dependiendo de cómo se inicialice este generador de números aleatorios, se tendrán diferentes crecimientos de la ruptura. Por esta razón, teniendo en cuenta que el presente estudio trata de describir la cinemática de la ruptura, parte de nuestra tarea será explorar los resultados de la propagación de la ruptura para distintos valores de inicialización del generador de números aleatorios.

De aquí en adelante a estos valores de inicialización los llamaremos *seed*.

3.2. Comportamiento del modelo

En ciertas ocasiones, para hacer referencia a la geometría del estado final de la ruptura sobre el plano de falla, se hará alusión a la presencia de longitudes de onda definidas sobre este plano. Esta interpretación estará relacionada a una transformada de Fourier espacial del estado final de ruptura.

Tenemos que en el estado final de la ruptura definida por este modelo, hay únicamente tres posibilidades para cada elemento: +1 (fractura), -1 (barrera), 0 (no determinado: sitio que se ubica en una región rodeada por barreras, por lo que es un sitio que no sufrió fractura). Por tanto, hay efectivamente dos estados cinemáticos: fracturado y no fracturado.

Hemos visto que el modelo de ruptura queda definido por cuatro parámetros: H , β , J , y el parámetro de inicialización *seed*. Trataremos de averiguar un poco en la diversidad de posibilidades que otorgan estos 4 parámetros para generar distintos tipos de ruptura sobre el plano de falla.

Debido a la construcción del modelo, se tiene la siguiente propiedad:

La ruptura resultante de cualquier trío (H, β, J) que se escoja; es exactamente idéntica a la ruptura resultante de un trío $(aH, \beta/a, aJ)$ donde a es una constante real positiva.

Lo anterior define una identidad funcional, es decir, se puede escoger el valor de a en todo el intervalo real positivo, y para cada a que se escoja se tendrá la igualdad señalada.

Esta propiedad puede explicarse teniendo en cuenta lo siguiente: recuérdese primeramente que la desviación estándar de la distribución de probabilidad aquí considerada, es inversamente proporcional a β .

El estado de un elemento se decide a partir del resultado del número aleatorio R , en relación a la probabilidad de que h sea positivo. Esta probabilidad depende de cual haya sido la esperanza total esp (función de H y $s \times J$) en aquel elemento y luego, dado β , cual haya sido el valor de la integral sobre $h > 0$. Al considerar un caso hipotético para el mismo elemento dentro del plano, haciendo un reescalamiento de los parámetros de la forma $(aH, \beta/a, aJ)$ se tiene que (i) la nueva esperanza se proporcionala con el valor de \underline{a} , es decir, $(a \times esp)$, y (ii) la amplitud de la dispersión también lo hace, pues la desviación estándar se proporcionala con \underline{a} . Ante estos cambios proporcionales, el valor de la integral sobre $h > 0$ se mantiene inalterado. Esto provoca que para los casos mencionados, la relación de un mismo número aleatorio R con el valor de la probabilidad de que h sea positivo se conserve. Luego, el destino del elemento es el mismo en ambos casos.

Luego puede decirse que en este modelo, el resultado de la ruptura esta descrito por un proceso insensible al escalamiento de sus parámetros, lo que propone una característica de autosimilaridad.

Efectivamente, esta propiedad implica que entre todas las posibilidades del universo definido para $\{H, \beta, J\}$; existen combinaciones con información repetida. Asimismo ocurre que al escoger un valor fijo para alguna de estas tres variables, y luego combinarlo con las posibles combinaciones dadas por las otras dos restantes, se logra muestrear el total de los casos posibles de las tres variables. Hay por cierto, un efecto de escalamiento en la densidad del muestreo de acuerdo al valor que se le haya dado a la variable fija.

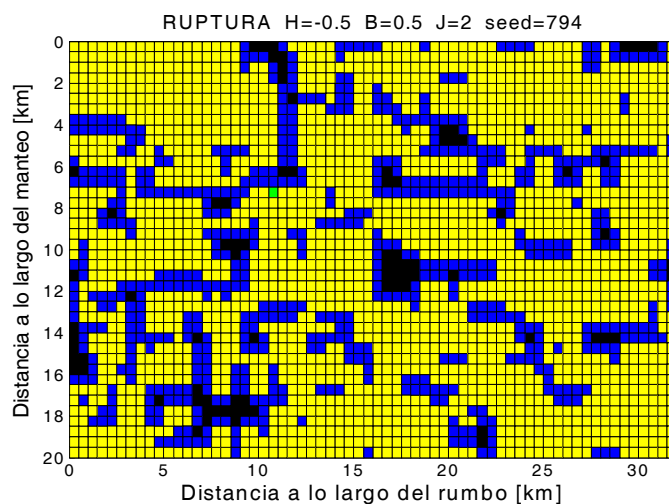
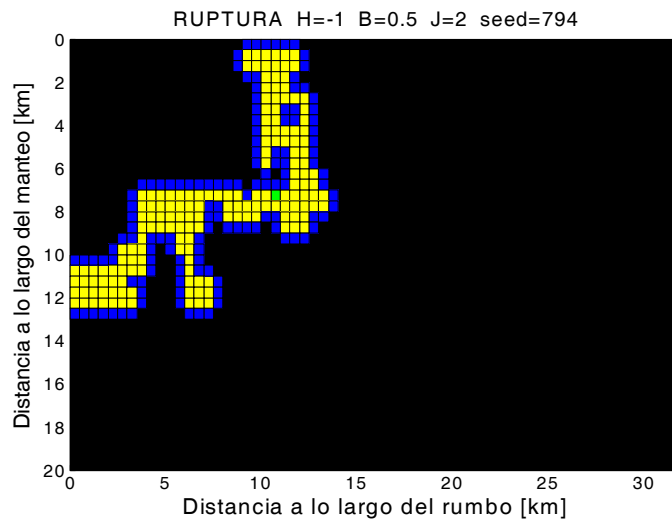
Debido a esta propiedad de repetición de la información, para considerar las diferentes posibles rupturas determinadas por estos tres parámetros, se escogerá uno de ellos y se le fijará un valor, para luego recorrer las posibilidades definidas por los dos restantes parámetros.

A continuación se hará un análisis de sensibilidad de las características de la ruptura con los parámetros $\{H, \beta, J\}$ mas el *seed*.

1) Parámetro H

Siendo H el valor esperado (para todo el plano de falla) de la diferencia entre el stress del medio y el strength de la falla, se tiene que a mayores valores de H (manteniendo fijos el resto de los parámetros) para cualquier elemento se hace mas factible que la evaluación de probabilidad otorgue un valor positivo para h , provocando fractura. Por tanto, se espera globalmente que a mayores H la ruptura alcance un mayor número de elementos sobre la falla.

A continuación se observa el efecto de H en el estado final de una serie de cinco rupturas con ($\beta=0.5$, $J=2$, $seed=794$), H tomará respectivamente los valores: (-1.0, -0.5, 0.0, +0.5, +1.0)



(la serie continúa en la página siguiente)

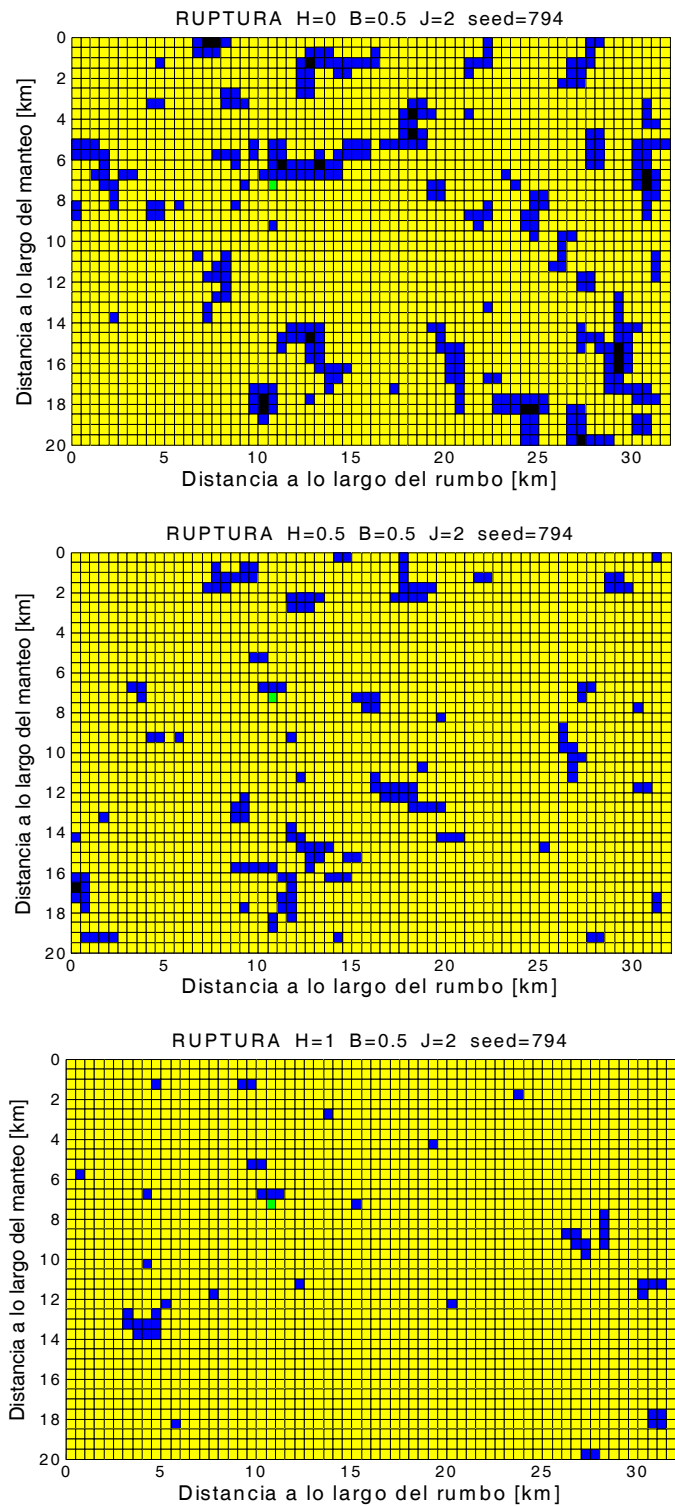


Fig. 14: En la serie se muestra el estado final alcanzado por cinco rupturas distintas, obtenidas tomando correspondientemente $H = \{-1.0, -0.5, 0.0, +0.5, +1.0\}$ y manteniendo

fijos $\beta=0.5$, $J=2.0$, $seed=794$. Se aprecia claramente que el aumento de H provoca el aumento en la cantidad de elementos fracturados.

2) Parámetro β

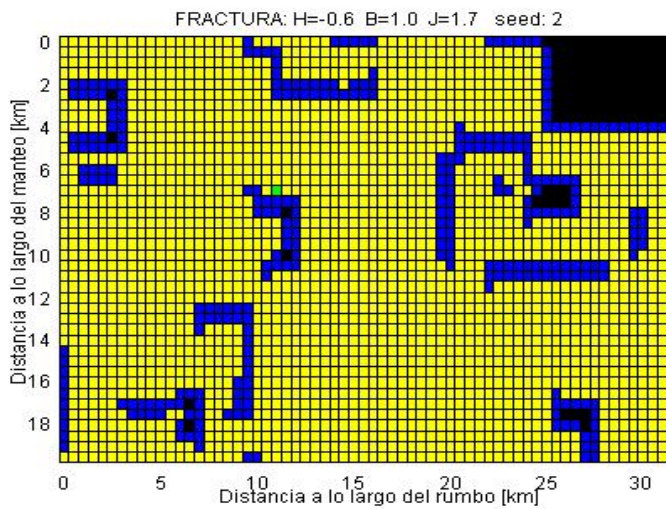
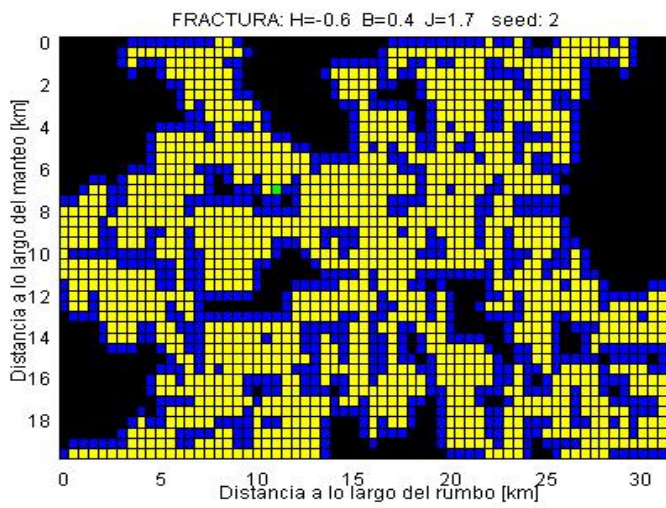
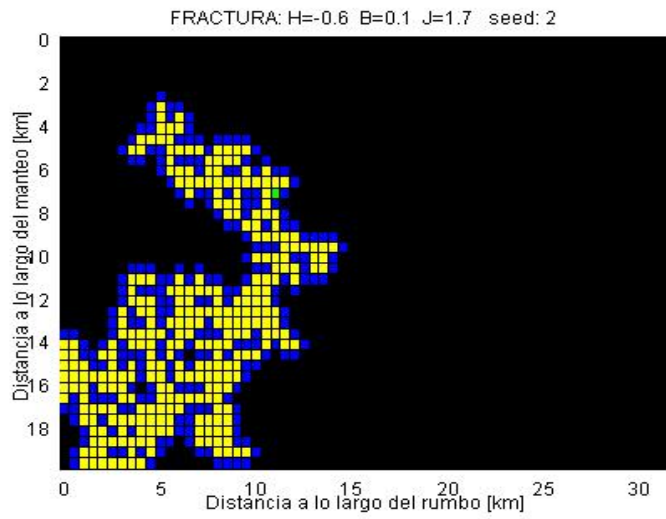
El parámetro β cumple la siguiente igualdad:

$$Var(h) = \frac{\pi}{12 \beta^2}$$

(en donde $Var(h)$ es la varianza de la distribución de h)

Por tanto β juega un papel inverso con el nivel de heterogeneidad de propiedades sobre el plano de falla. Al crecer β , en la distribución de probabilidad de h la dispersión disminuye, por tanto el efecto sobre la ruptura debiera ser de producir patrones mas uniformes (sean de fractura (+1) ó de barrera (-1)) sobre el plano de falla. Por ejemplo, dado un trío ($H, J, seed$) fijos, los valores bajos de β están asociados a un alto nivel de dispersión, para los que se esperaría que la ruptura presente patrones cambiantes que pueden alternar fracturas(+1) y barreras(-1) entre elementos muy próximos, es decir, con importancia de longitudes de onda corta para los patrones de ruptura.

A continuación se observa el efecto de β en el estado final de una serie de rupturas manteniendo fijos ($H=-0.6$, $J=1.7$ $seed=2$), β tomará respectivamente los valores: (0.1, 0.4 , 1.0 , 1.5)



(la serie continúa en la página siguiente)

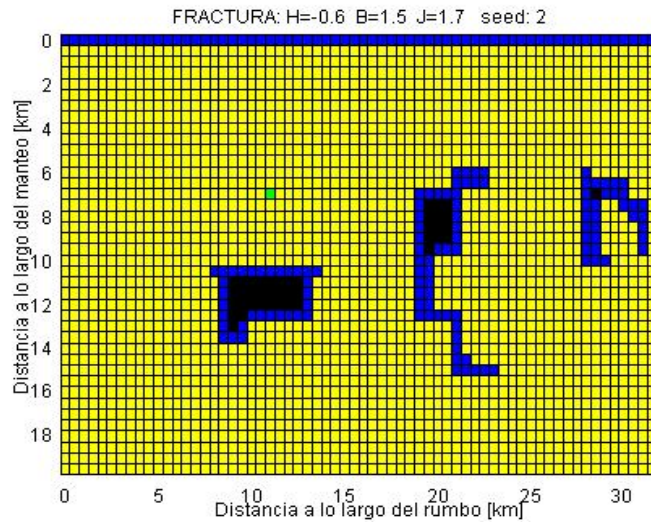


Fig. 15: En la serie se muestra el estado final alcanzado por cuatro rupturas distintas, obtenidas tomando correspondientemente $\beta = \{ 0.1, 0.4, 1.0, 1.5 \}$ mientras que se mantuvieron fijos $H = -0.6$, $J = 1.7$, $seed = 2$. Se observa que el aumento de β provoca un aumento en la cantidad de elementos fracturados, y también, conforme a ello adquieren importancia longitudes de onda sucesivamente más largas.

A partir de las pruebas realizadas se puede apreciar que conforme crece el valor de β , la ruptura va tomando patrones más uniformes, perdiendo la presencia de elementos en estados aislados.

Además de ello, en las figuras se observa que conforme crece el valor de β , la ruptura alcanza mayor extensión. Esto ocurre en algunos casos (dependiendo del valor de H y J) debido a que el proceso comienza con la condición inicial de fractura en el hipocentro, lo cual predispone a las etapas sucesivas, las cuales obedecen esta condición inicial más estrictamente mientras mayor sea β .

3) Parámetro J

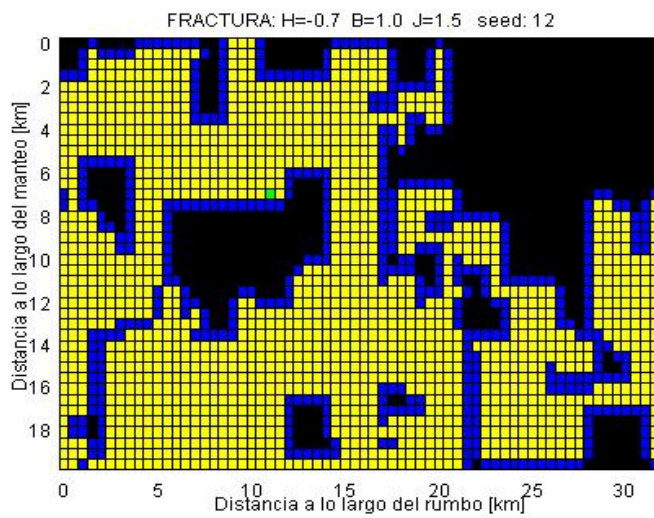
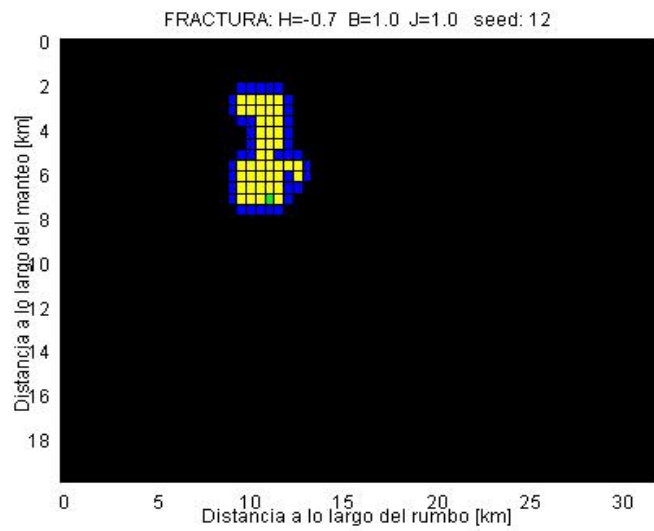
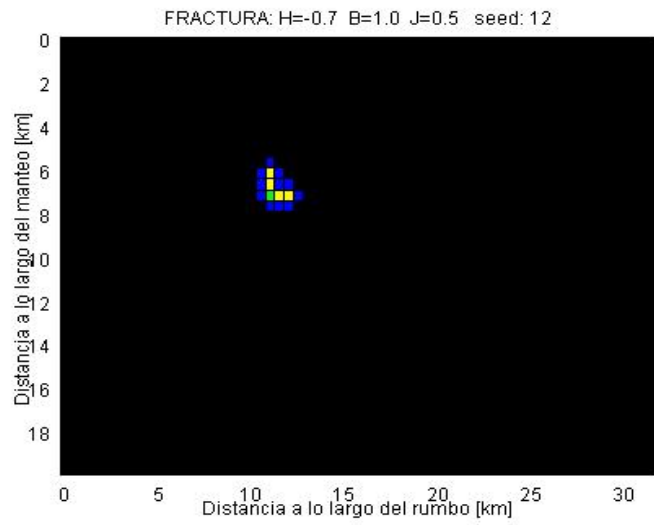
El parámetro J simula el esfuerzo de acoplamiento ó esfuerzo transferido por un elemento vecino al elemento en evaluación. A raíz de esto, se espera que valores altos de J provoquen un alto grado de comunicación entre los elementos de la falla, lo que en términos generales podría tener los siguientes efectos:

(a) Un mayor acoplamiento entre los elementos debería provocar una disminución de los estados de ruptura geoméricamente aislados. Equivalentemente, el aumento del valor de J debería dar paso a patrones arealmente mas extendidos sobre el plano (ya sean de fractura (+1) ó de barrera (-1)), ó en otras palabras, el crecimiento de J debería aumentar la importancia de longitudes de onda larga para los patrones de fractura.

(b) Debido a que el proceso comienza con fractura en el hipocentro, al aumentar el valor de J se debería esperar que esta fractura tenga mayor tendencia a continuar su propagación. Esto debido a que los elementos vecinos del hipocentro sentirán mayormente el efecto de la ruptura inicial, aumentando su probabilidad de fractura, y a su vez después de esto, en caso de ocurrirles fractura, las siguientes etapas de la cadena tendrán también mayor sensibilidad a las anteriores fracturas, con lo que se define una tendencia generalizada.

A continuación se observará el efecto de J en el estado final alcanzado por una serie de rupturas en las que se mantuvieron fijos ($H=-0.7$, $\beta=1.0$ $seed=12$) .

J tomará respectivamente los valores: (0.5, 1.0 , 1.5 , 2.0)



(la serie continúa en la página siguiente)

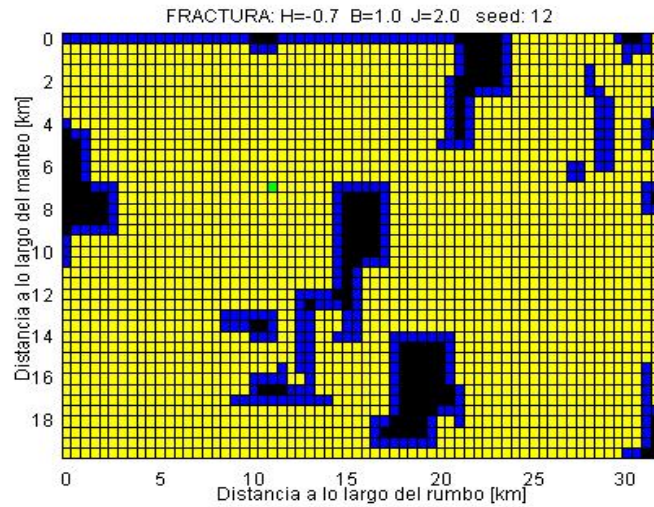


Fig. 16: En la serie se muestra el estado final alcanzado por cuatro rupturas distintas, obtenidas tomando correspondientemente $J=\{0.5, 1.0, 1.5, 2.0\}$ y manteniendo fijos $H=-0.7$, $\beta=1.0$, $seed=12$. Se aprecia un efecto decisivo de J sobre al área total que desarrollan las rupturas.

Al realizar pruebas de ruptura se puede concluir que el efecto de aumentar J es bastante sensible a la condición inicial del proceso (proposición b), es decir, dada la fractura en el hipocentro, los elementos vecinos sienten el efecto de esta fractura, dando paso a propagarla. En efecto, a mayores valores de J la ruptura alcanza una mayor porción de la superficie de falla.

La proposición (a) del efecto de suavizado de los patrones de ruptura, es difícil de observar.

4) Parámetro seed

El parámetro *seed* controla la serie de números aleatorios generada; dos series serán iguales únicamente si sus valores de inicialización *seed* son iguales. Por cierto al variar el *seed* de uno en uno, las series generadas no tienen ninguna relación aparente.

Dado que los números aleatorios que se solicitan para los elementos determinan si hay fractura ó no la hay, el valor de *seed* determina la evolución del proceso

elemento a elemento, y por tanto tiene un efecto determinante sobre la propagación de la ruptura.

Manteniendo el resto de los parámetros fijos, al tomar varias rupturas cada una inicializada con un valor *seed* distinto, el efecto observado globalmente es, en aproximación, el de una reubicación de los patrones de la fractura. En efecto, al hacer pruebas de ruptura variando *seed* y manteniendo (H, β, J) fijos se tiene una tendencia general a lo siguiente:

i) El área total de la zona que rompe y el área total de la zona que no lo hace se mantienen sin sufrir grandes cambios (a diferencia de los efectos que sobre estas áreas producen las variaciones en los otros parámetros). Precisamente los valores que toman estas áreas (así como también sus niveles de variabilidad) dependen mayormente de $\{H, \beta, J\}$.

ii) El área media de las zonas que no rompen (aquellas encerradas por sitios de barrera (-1)) se mantiene dentro de cierto rango (puesto que los tamaños de los patrones son preponderantemente función de H, β, J).

iii) Las dimensiones lineales máximas de los patrones de la fractura no cambian de manera importante. El rango de valores que caracteriza a estas longitudes depende mayormente de $\{H, \beta, J\}$.

En la figura nº 17 se observa el efecto de *seed* en una serie de rupturas con $(H=-1.0, \beta=0.4, J=2.8)$. *seed* tomará correspondientemente los valores: (92126 , 1, 87 , 863977 , 98 , 13) (estos valores fueron escogidos arbitrariamente y permiten dar una idea del problema). Para cada una de estas rupturas se han calculado los porcentajes areales de: fractura(+1), barrera(-1) y zonas nulas (sin efecto) (0).

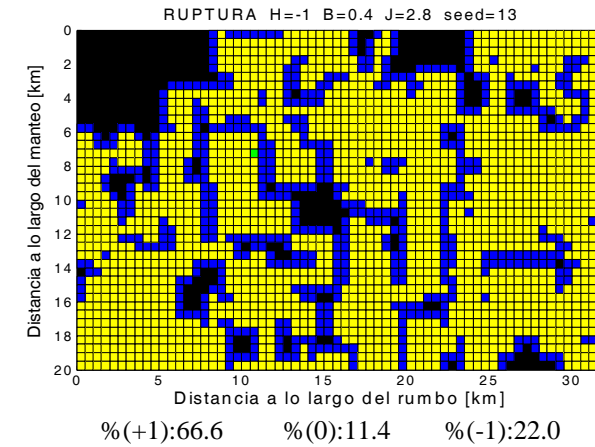
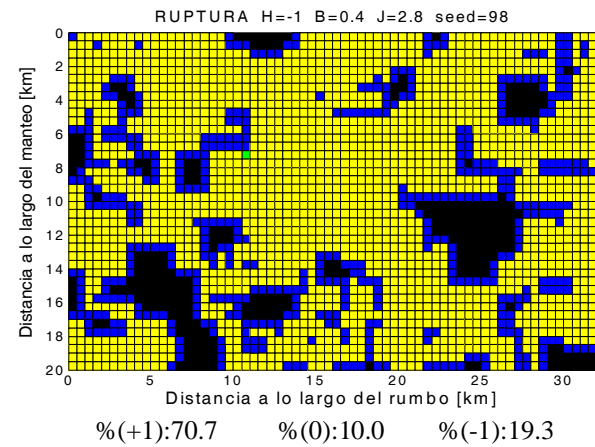
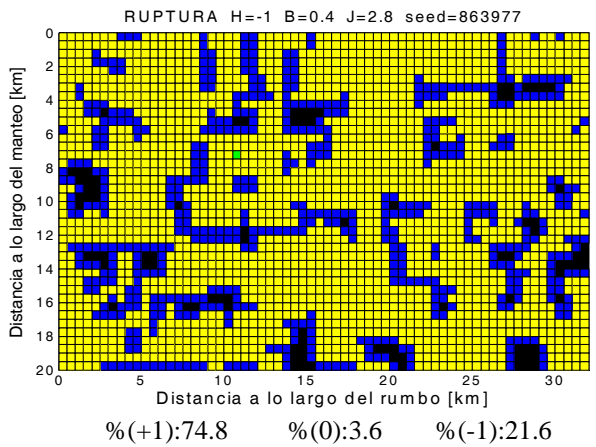
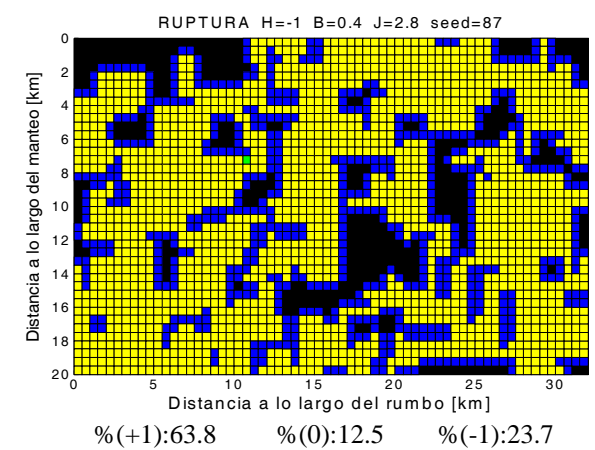
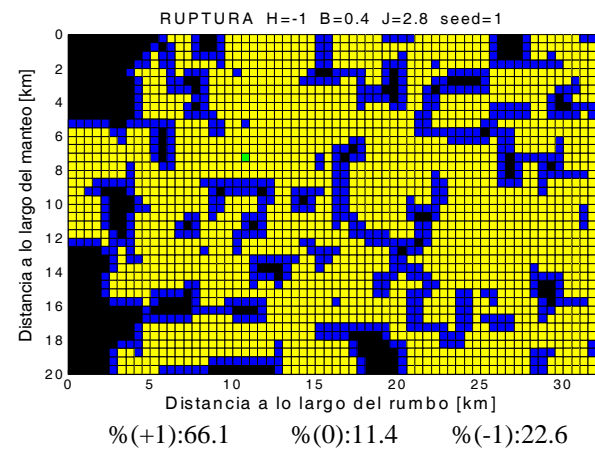
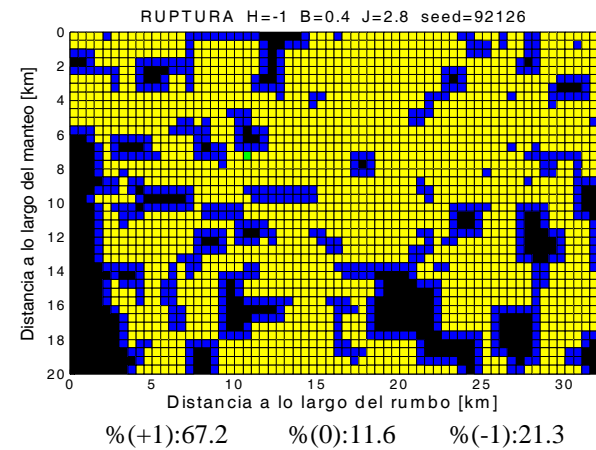


Fig. 17: En la serie de figuras se muestra el estado final alcanzado por seis rupturas distintas, obtenidas tomando distintos valores *seed* mientras que se mantienen fijos $H=-1$, $\beta=0.4$, $J=2.8$. Se aprecia una cierta similitud entre ellas; el tipo de patrón de ruptura no cambia sustancialmente.

Si bien el estado final de ruptura es diferente para estos seis casos, debe notarse lo siguiente: la muestra de los porcentajes areales de ruptura tiene un promedio de 68.2%(del área del plano) y una desviación estándar de 3.6% (del área del plano), es decir, las diferencias entre los seis casos producen una desviación del 5.3% respecto a su valor promedio. Este valor de la desviación es considerablemente inferior al correspondientemente obtenido en los casos en que se varían los parámetros $\{ H, \beta, J \}$.

En resumen se puede decir que la variación de *seed* no modifica mayormente las extensiones características del patrón de ruptura, así como tampoco el nivel de percolación de la ruptura sobre el plano. El parámetro *seed* más bien controla el ordenamiento espacial de las zonas fracturadas y no fracturadas. *

(*) Alternativamente, puede decirse que la variación de *seed* manteniendo el resto de los parámetros fijos, no provoca grandes cambios en los espectros de amplitud de la transformada de los estados finales de la ruptura (las importancias de las diferentes longitudes de onda se mantienen aproximadamente constantes), mientras que los espectros de fase cambian irregularmente (debido a la reubicación de los patrones).

Finalmente, cabe destacar la amplitud de posibilidades que otorga el modelo para generar diferentes tipos de ruptura, por cierto, los parámetros (H, β, J) permiten por ejemplo generar rupturas con heterogeneidades en pequeña escala, en las cuales la fractura ocurre en muchas regiones medianamente aisladas; ver el siguiente caso que esta dado por el conjunto $(-H, 1/20H, 4H)$:

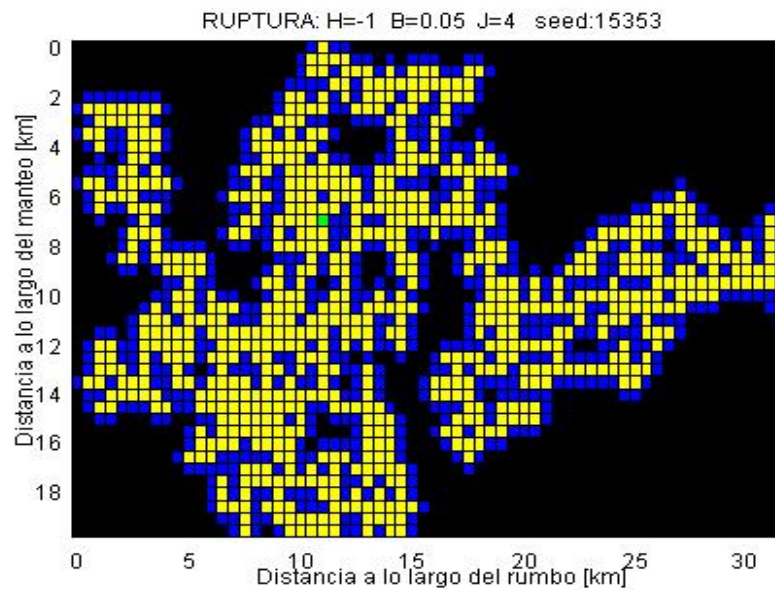


Fig. 18: Estado final de la ruptura obtenida con $H=-1.0$, $\beta=0.05$, $J=4.0$, $seed=15353$. Se observa un patrón con importancia de longitudes de onda pequeñas en relación al plano.

Y por otro lado, al dar otras proporciones para los valores de los parámetros, es posible generar rupturas en las que se generan zonas de dislocación ampliamente extendidas, interrumpidas solamente por algunas zonas sin dislocación (también de gran tamaño). Ver el siguiente caso de la figura nº 19, que pertenece al conjunto $(-H, 1/H, 2.5H)$:

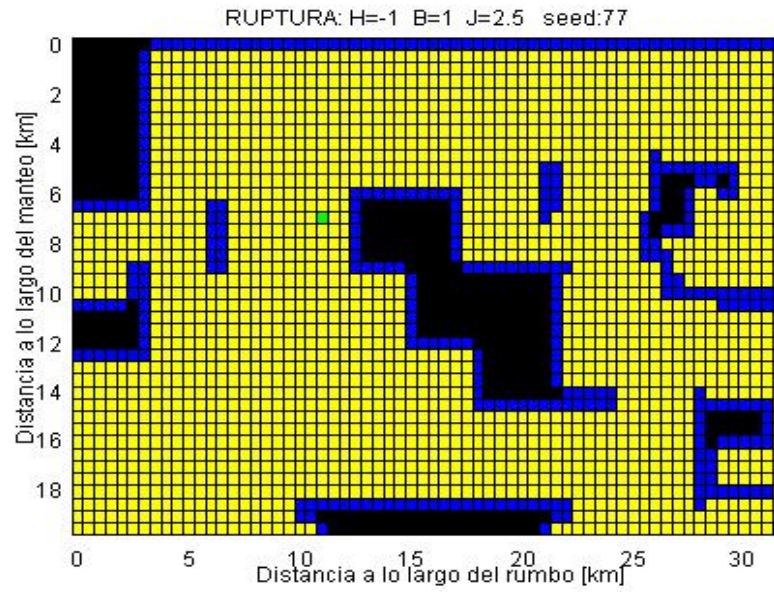


Fig. 19: Estado final de la ruptura obtenida con $H=-1.0$, $\beta=1.0$, $J=2.5$, $seed=77$. El patrón de ruptura manifiesta (de manera importante) longitudes de onda que son del orden de las dimensiones del plano.

Capítulo IV

Implementación del modelo

4.1. Consideraciones para el modelo estocástico

El modelo de propagación de la ruptura propuesto por Lomnitz-Adler & Lemus- Diaz (1989), considera que la ruptura se propaga transmitiendo sus efectos a corto alcance (solamente entre elementos vecinos contiguos), pero además considera que estos efectos transmitidos no tienen condicionamiento temporal. En efecto, la acción que tienen unos elementos con otros, es definitivamente de fractura ó de barrera, no contemplándose el hecho de que en la realidad, el frente de ruptura es continuo y transmite esfuerzos cuyos valores dependen del tiempo, lo que ante una discretización se traduciría mas adecuadamente en que dos elementos vecinos se transmitan un efecto de esfuerzo-deformación que varíe con el transcurso del tiempo.

Como ya se mencionó anteriormente, en la realidad, todo volumen de material ubicado en una región que encierra al plano de falla va acorde a su deformación, transmitiendo un efecto en función del tiempo a cualquier otro volumen de material cercano a él. Esto tiene varias implicancias, por ejemplo, se tiene que el valor del deslizamiento en un punto de la falla, va condicionando el estado de esfuerzos sobre otro punto cualquiera de la falla en función del tiempo.

Como resultado de estas interacciones, se tiene que el valor del desplazamiento para un punto cualquiera de la falla en función del tiempo (*Source Time Function*), esta condicionado por aquel de todos los otros puntos asimismo en función del tiempo. Por supuesto estas interacciones entre los distintos elementos decaen con la distancia (divergencia geométrica), pero sus dependencias con el tiempo definen las formas resultantes de las *Source Time Function* (STF).

El resultado que entrega el modelo para determinar el destino de cada elemento tiene dos posibilidades, fractura ó no fractura. En caso de entregar fractura, no contempla temporalidad alguna para especificar como ocurre dicha fractura, así como por otra parte, no especifica valor alguno para el desplazamiento final sobre dicho elemento. En resumen, el modelo no determina las funciones STF sobre las regiones de fractura.

4.2. Incorporación de características sismológicas

En este trabajo se propondrán las funciones STF independientemente para cada elemento de la falla, acorde a una caracterización del estado final de la ruptura.

Se ha estudiado que en un plano de falla, en el interior de las zonas donde la dislocación esta arealmente bien extendida, los elementos pueden alcanzar mayores valores de desplazamiento debido a que las vecindades de estos elementos no están condicionadas, en grado importante, a los esfuerzos que soportan las zonas de barrera del contorno. El condicionamiento dinámico de los esfuerzos sobre un punto de la falla es preponderantemente local (Heaton, 1990; Beeler and Tullis, 1996). Considérese el episodio de dislocación de un elemento durante un cierto lapso de tiempo: si durante ese lapso los elementos de una vecindad (suficientemente grande) en torno al elemento sufren también dislocación, por el hecho de dislocarse aminoran la diferencia de desplazamiento con el elemento considerado respecto al caso en que no sufrieran dislocación, y en consecuencia, transfieren menos esfuerzo en contra de la dislocación del elemento considerado. Acorde a esto parece natural considerar que mientras mas lejos de las zonas de barrera este un punto, mayor puede ser el valor de su desplazamiento final.

En relación a ello, aun desconociendo el condicionamiento dinámico del problema particular de cada ruptura, es decir, desconociendo los estados de esfuerzo sobre cada punto en función del tiempo; manteniendo ciertas características generales se puede proponer el resultado final de la cinemática de cada punto acorde a las extensiones espaciales que alcanza el estado final de la ruptura. Por cierto, podría argumentarse que el valor del desplazamiento en un punto en función del tiempo tiene relación con el tamaño de la zona de dislocación asimismo en función del tiempo, pero conocer esta relación de dependencia nos obligaría a estudiar el campo de esfuerzo en función del tiempo (este sería un problema interesante a resolver).

En este trabajo nos limitaremos a proponer una relación para los valores finales, y dejaremos que la historia temporal evolucione de acuerdo a una forma plausible, la cual será la misma para todos los puntos. Cabe explicar que hablamos de la misma forma en el sentido de que la STF será una función del mismo tipo en todos los

puntos, pero tendrá una amplitud final s_{max} y una duración T_R particular en cada punto de la falla.

4.2.1. Proposición para el desplazamiento final

Asumiendo una funcionalidad creciente entre el valor del desplazamiento final en un punto y la distancia que lo separa de las zonas no fracturadas, dentro de lo que se espera puede proponerse una ley polinomial que no explote a valores asintóticos. En este trabajo se usará una ley para el desplazamiento final s_{max} en función de la distancia mínima r a las barreras, de la forma:

$$s_{max} = cte_1 \cdot r^{0.5}$$

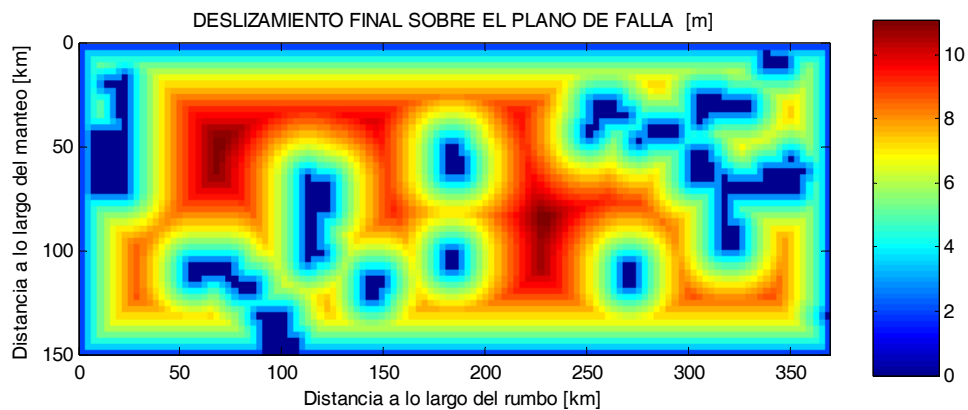


Fig. 20: Ejemplo de distribución del desplazamiento final sobre una falla de $370 \times 150 \text{ km}^2$. Se ha utilizado la ley propuesta con una constante $cte_1 = 1.64$ con la cual se obtuvo un desplazamiento medio en la falla de 5.95 [m] . Para generar el patrón de ruptura se ha utilizado el modelo estocástico de Lomnitz-Adler & Lemus-Diaz (1989); a partir de éste, la ley propuesta define unívocamente la distribución del desplazamiento.

Dicha ley para el desplazamiento final representa una proposición arbitraria, que no está deducida a partir de principios físicos así como tampoco de estudios empíricos de otros autores. Por esta razón, las interpretaciones que se hagan para este modelo deben mantener el cuidado del supuesto.

Con respecto a esto, puede notarse que la distribución de desplazamiento así mostrada tiene una dependencia $r^{0.5}$ (donde r es una distancia), la cual puede ponerse en discusión bajo una serie de argumentos de escalamiento. En consideración a las distintas leyes (y/o tendencias) de escalamiento verificadas en terremotos, para la distribución del desplazamiento aquí propuesta, debe permitirse que el factor cte_1 tenga un valor específico para cada sismo. De este modo para el terremoto que se esté estudiando, puede escogerse el valor de cte_1 con tal de que el momento sísmico M_0 , tenga la relación deseada con las longitudes que caracterizan la ruptura (sea L , W ó r).

En un enfoque de tipo observacional, este tópico puede tratarse de manera práctica: asumiendo la ley propuesta $cte_1 \times r^{0.5}$ para la descripción de fuente, se puede realizar el cálculo de los sismogramas sintéticos asociados adoptando inicialmente $cte_1=1$ en dicha ley. Luego, utilizando las observaciones del caso que se esté tratando, la realización de ajustes de amplitud de los sismogramas calculados con respecto a los observados, permite buscar el valor de cte_1 que optimiza el ajuste.

Nota: De aquí en adelante, al parámetro cte_1 se le denominará S .

4.2.2. Proposición para el *rise time*

Asimismo acorde al estado final de la ruptura, se puede proponer una ley para la duración que toma la dislocación en particular sobre cada punto. De este modo, para calcular el *rise time* en cada punto usaremos condiciones similares de dependencia con la distancia r , pero buscando cierta relación con los resultados obtenidos por Cheng Chi et al. (2001), Xu et al. (2002), se propondrá una ley que permita dar cierta variabilidad espacial en las velocidades medias de dislocación. En vista de ello, para calcular el valor del *rise time* T_R en cada punto de la falla se propondrá:

$$T_R = cte_2 \cdot r^\delta \quad \text{con } 0 < \delta < 0.5$$

Esta proposición para el valor del *rise time* resulta creciente con el valor del desplazamiento final. En un efecto de segundo orden, debido al rango de valores para el exponente δ , esta ley otorga mayores velocidades de dislocación a aquellos puntos que alcanzan mayor desplazamiento y menor velocidad a aquellos de menor desplazamiento.

Esta última característica resulta acorde a los resultados de inversiones obtenidos por los autores que se citaron.

La elección de los valores cte_2 y δ es bastante delicada y debe ser hecha en particular para cada sismo. En la aplicación al terremoto de Arequipa del 2001 la elección se hizo en base a estudios para grandes terremotos realizados por otros autores (Borges et al. (2005), Xu et al. (2002), Mendoza y Hartzell (1989), Salichon et al. (2003)). Concretamente, estos valores no pueden determinarse con certeza.

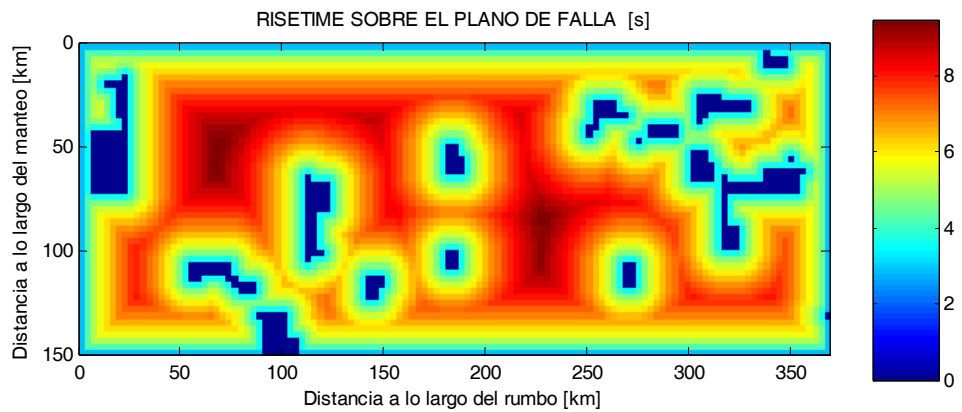


Fig. 21: Distribución del *rise time* sobre la misma falla anterior. Se ha utilizado la ley propuesta con una constante $cte_2=2.49$ y $\delta=0.35$, con los cuales se obtiene un promedio del *rise time* sobre la falla de 6.04 [s]. En el interior de las zonas de ruptura, la distribución obtenida es levemente más homogénea que aquella del desplazamiento. Consecuentemente se obtuvo una velocidad de dislocación promedio de 0.98 [m/s].

Nota: De aquí en adelante, al parámetro cte_2 se le llamará T .

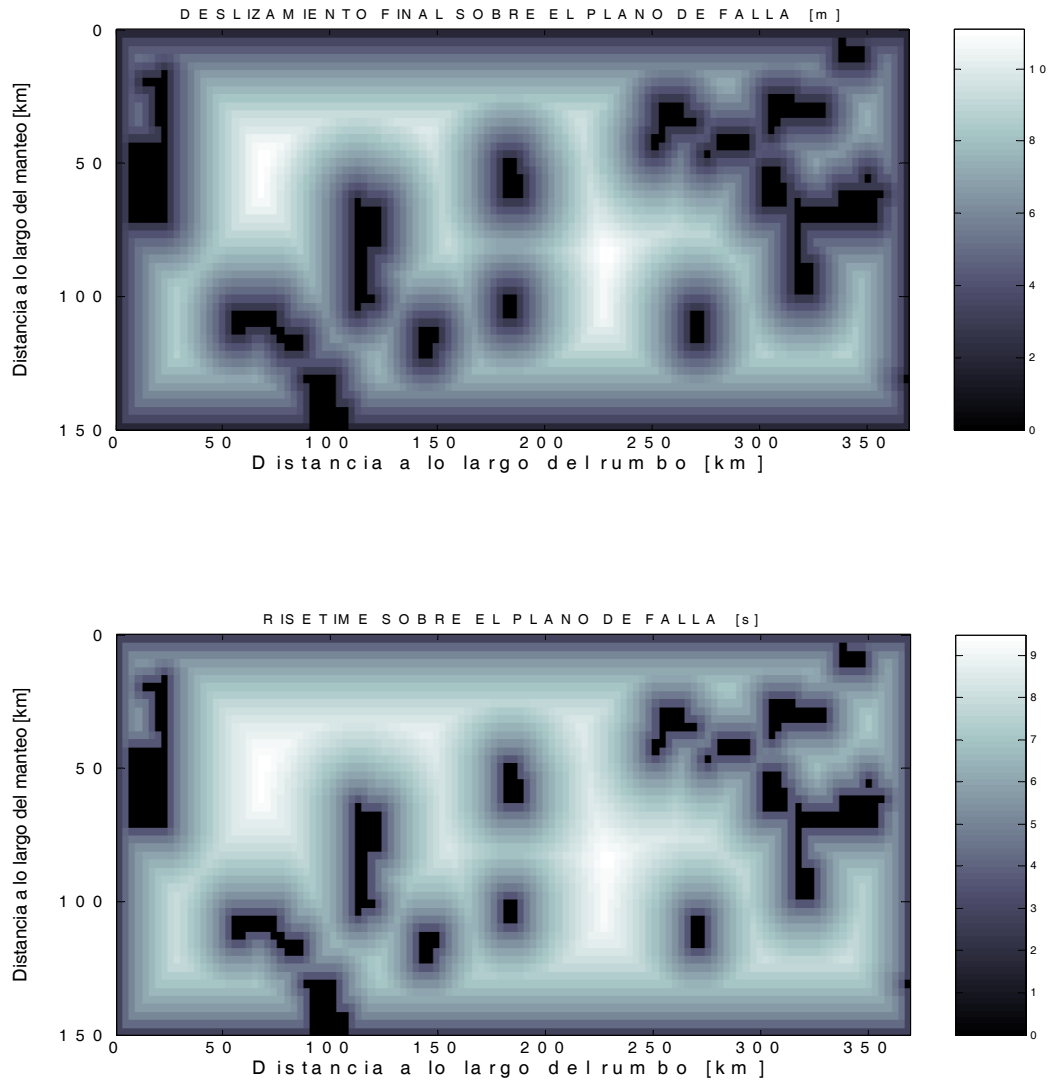


Fig. 22: Comparación de la forma de las distribuciones del desplazamiento final y el *rise time* sobre la misma falla anterior, utilizando las mismas constantes para las leyes propuestas ($cte_1=1.64$, $cte_2=2.49$ y $\delta=0.35$). Puede apreciarse el efecto de segundo orden causado por los exponentes: 0.5 para el desplazamiento y 0.35 para el *rise time*. Comparativamente, la distribución del *rise time* cambia más abruptamente en los bordes de las barreras (r pequeño), y tiende a ser más constante lejos de ellas (r grande).

4.2.3. Función temporal de dislocación

Para la forma de las STF en todos los puntos de la falla, se adoptará una rampla que aumenta desde cero hasta su amplitud máxima en forma de coseno. Esta decisión, aunque arbitraria, respeta las características más básicas de una función de dislocación real.

Con esto, para un punto j de la falla, conociendo el tiempo t_j cuando lo alcanza el frente de ruptura, una vez calculado su valor $s_{max j}$ y su duración T_{Rj} a partir del estado final de la ruptura, tendremos que la STF_j para este punto será:

$$s_j(t) = 0 \quad (t \leq t_j)$$

$$s_j(t) = s_{max j} (1/2) (1 - \cos((t - t_j) / T_{Rj})) \quad (t_j < t < t_j + T_{Rj})$$

$$s_j(t) = s_{max j} \quad (t \geq t_j + T_{Rj})$$

Para cualquier punto del plano estas funciones STF tienen una única ventana de crecimiento; debido a esto podrán aproximar la forma de dislocación únicamente en bajas frecuencias, dejando de lado posibles pulsos sucesivos de la velocidad de dislocación y tomando en vez de ello la tendencia general. Para ilustrar el alcance de esta aproximación vamos a comparar una función de dislocación de nuestro modelo con otra que presente ciertas complejidades.

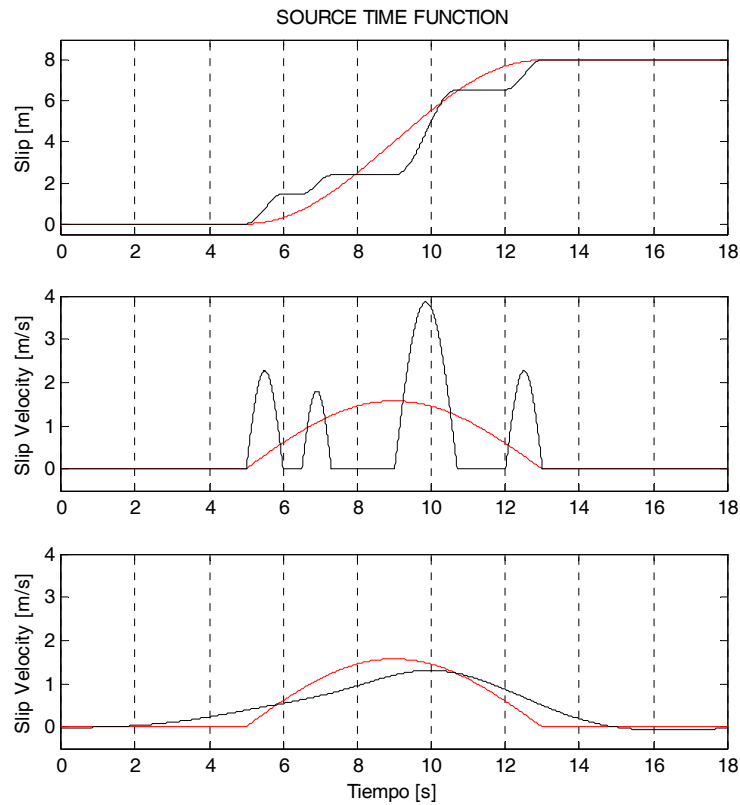


Fig. 23: En la serie se muestra una STF dada por el modelo (rojo) y una STF más compleja (negro). Ambas funciones alcanzan el mismo desplazamiento final en un mismo intervalo de tiempo. En la figura superior se muestran las funciones de desplazamiento, mostrando el crecimiento relativamente suave del modelo. En la figura central, notorias diferencias se observan en las funciones velocidad de dislocación (a la cual son proporcionales los desplazamientos causados por las ondas P y S). En la figura inferior se ha aplicado un filtro pasabajos a la STF compleja (Butterworth sin fase, $f_c=0.13$ Hz, $2n=12$) dejando un contenido de frecuencias comparable al de la STF del modelo. En este último caso se logra algún grado de aproximación; las dificultades provienen de la ausencia de simetría de la serie de pulsos en la STF compleja.

Capítulo V

Cálculo de sismogramas sintéticos

5.1. Contexto

Cada ruptura ocurrida sobre el plano de falla tiene asociada la propagación de un campo de perturbación que representa la respuesta del medio material a dicha dislocación. Calcular esta respuesta de manera completa es una tarea bastante difícil y requiere considerar varios aspectos de la física. Este trabajo está relacionado con la detección de ondas y por tanto se concentra en la parte elástica de dicha respuesta.

Dentro del ámbito de la respuesta elástica, se sabe que las ondas emanadas a partir de la fuente, sufren una serie efectos generados por las heterogeneidades del medio material. A pesar de todo ello, el fenómeno de propagación de ondas puede en primera aproximación ser descrito utilizando un medio elástico homogéneo e infinito, mediante el cual se logran capturar las características esenciales de la señal observada. Usualmente, al hacer observación a corta distancia de la fuente, la mayoría de las veces se espera que en la señal recibida las ondas directas (*direct arrivals*) predominen por sobre las reflejadas (*multipath effects*).

Por otra parte para el tema de la atenuación anelástica, al hacer modelación en periodos largos, se espera alcanzar aproximaciones razonables usando teoría de elasticidad.

Por razones de tiempo, en este estudio se hará el tratamiento de las ondas elásticas utilizando un medio de propagación elástico, homogéneo, isótropo, infinitamente extendido, el cual se mantendrá fijo en la modelación.

5.2. Metodología

En el caso de una fuerza puntual arbitraria aplicada en un punto dentro del medio, el campo elástico está determinado por la convolución temporal de dicha fuerza con la función de Green. Análogamente puede demostrarse que en el caso de una dislocación sobre una falla puntual, el campo elástico puede determinarse por la convolución temporal del desplazamiento sobre la falla (STF) con la respuesta elástica del medio ante una dislocación impulsiva (una STF cuya forma sea una delta de *Dirac*). *

Para fuentes de tamaño finito la teoría usualmente utiliza integración espacial, es decir, el principio de superposición. En este trabajo el problema se está implementando computacionalmente, por lo que se trabaja en espacios discretos. Por esta razón en el cálculo de la fuente debe aproximarse dicha integral (continua en la teoría) por una sumatoria (discreta).

Al considerar los márgenes de error presentes en los datos y en las aproximaciones de base, se tiene la posibilidad de hacer una aproximación de la integral. Por esta razón, para calcular el campo resultante asociado a la ruptura sobre el plano de falla, se superpondrán los campos asociados a cada elemento de la discretización del plano, con un peso igual al área de cada elemento.

Por cierto hay un ordenamiento secuencial de por medio; cada elemento del plano comienza a producir ondas a un determinado tiempo, cuando el frente de ruptura lo alcanza. Esta secuencia queda determinada por la propagación de la ruptura. Por otra parte la forma (y amplitud) específica de las ondas que genera cada elemento queda determinada por la forma (y amplitud) temporal del deslizamiento, lo cual está dado por nuestra proposición de las STF.

Para minimizar la cantidad de cálculos, para cada punto de la falla se calculan las respuestas de la dislocación impulsiva una única vez y se archivan como series de tiempo constantes. Luego, para calcular los sismogramas sintéticos respectivos a cada ruptura, solo basta hacer las mencionadas convoluciones de las STF particulares con aquellas respuestas. Esta metodología permite utilizar, para cualquier fuente considerada, respuestas elásticas para medios de propagación con distintos grados de complejidad.

(*) Cada componente del campo elástico considerado, se calcula como una sumatoria de las convoluciones temporales de las tres componentes de la fuente (fuerza puntual ó vector dislocación) con sus correspondientes componentes del tensor de Green.

5.3. Condiciones de discretización

En el presente trabajo se está implementando el cálculo de sismogramas sintéticos en forma computacional, lo que obliga a discretizar los dominios sobre los cuales se describe el proceso que se está tratando.

Para muestrear las señales se debe escoger un intervalo de tiempo; y para integrar en la fuente, se debe muestrear sobre el plano de falla escogiendo una distancia de separación entre los centros de los elementos de área.

Una vez escogida cierta resolución temporal, el ideal sería obtener para cada muestra, la señal resultante de la superposición continua de las ondas que provienen de la superficie de falla. La metodología usual permite alcanzar este objetivo solo en aproximación: para cada muestra temporal, puede obtenerse la señal resultante de la superposición discreta de las ondas que provienen del muestreo de la superficie de falla. Consecuentemente a esto se tendrá que el valor del espaciamiento de la discretización espacial no puede escogerse independiente del valor del intervalo de muestreo temporal.

Sean dt el intervalo temporal de muestreo, d el espaciamiento de los elementos de la falla, y v_{rup} el valor de la velocidad de ruptura. Si se pretende obtener una aproximación adecuada de las ondas emanadas del continuo frente de ruptura, determinadas a una resolución temporal dt , entonces el valor de d no puede ser muy mayor al producto $v_{rup} \times dt$. Si el valor d fuere muy mayor a dicho producto, la superposición de las ondas entre los elementos no se lograría adecuadamente, en efecto, los elementos de falla quedarían aislados durante el paso del frente, evidenciándose para cambios temporales de pequeña duración, la presencia de ondas que provienen de las fuentes individuales.

Por cierto, cuando se escoge $d < v_{rup} \times dt$ la contribución de los distintos elementos de falla se superpone para cualquier instante en las muestras temporales, lográndose una aproximación discreta de la superposición continua capaz de resolver oscilaciones a un intervalo de tiempo dt .

Por cierto, este problema tiene cierta dependencia con los ángulos de observación, pero la condición recién señalada representa un promedio de los casos.

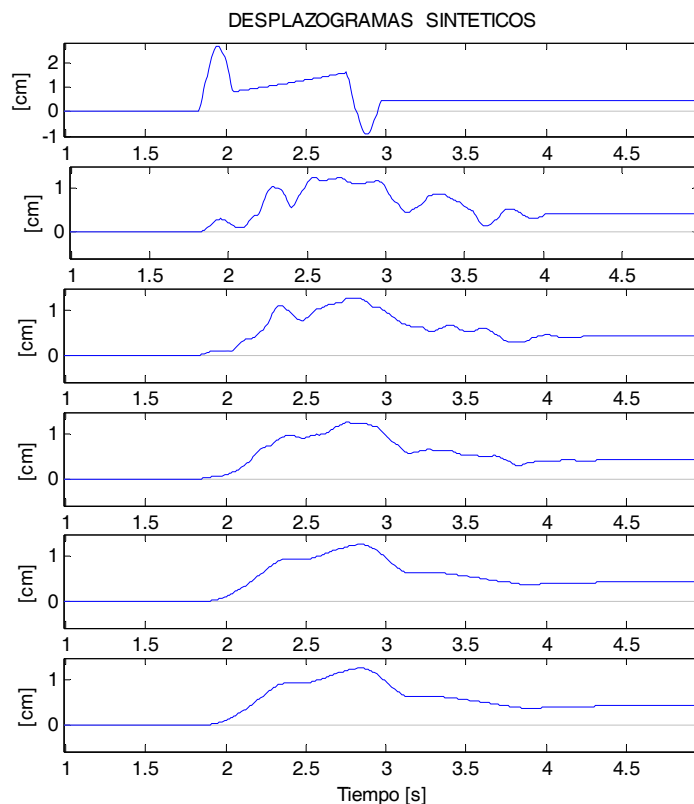


Fig. 24: Se presentan 6 cálculos de la componente norte del desplazamiento causado por la dislocación de una falla de $4 \times 4 \text{ km}^2$. El intervalo temporal de muestreo es 0.01 [s] y respectivamente se ha realizado una integración con $N = \{ 1, 9, 25, 49, 441, 40000 \}$ elementos sobre la falla. En los primeros dos casos, debido al excesivo espaciamiento de los elementos puede apreciarse la contribución de elementos aislados. A partir de un cierto valor de N el sismograma parece converger a un sismograma definitivo.

Para el ejemplo de la figura nº 24 se ha tomado un plano de falla de $4 \times 4 \text{ km}^2$, con un mecanismo $(\textit{strike}, \textit{dip}, \textit{rake}) = (0, 90, 0)^\circ$ y una posición de observación $(E, N, Z) = (4, 9, 5) \text{ kms}$. relativa al centro de la falla. Se ha tomado una propagación circular de la ruptura a partir del centro de la falla, con una velocidad de ruptura de 3 km/s . Manteniendo un intervalo temporal de muestreo fijo, igual a 0.01 [s] , se realiza la integración sobre la fuente con un número creciente de elementos. Al crecer esa cantidad de elementos, se van mejorando gradualmente las condiciones de muestreo. En este proceso puede notarse que el sismograma cambia su forma y amplitud hasta converger gradualmente a un sismograma límite. Además, en este caso particular puede verificarse que el sismograma obtenido por integración pierde completamente la región con desplazamientos negativos observada en la fuente

puntual. Debe notarse el cambio en la escala de amplitudes, en efecto, en la falla puntual equivalente ($N=1$) se obtienen los mayores valores debido a que toda el área de falla pondera la amplitud del punto de emisión central. En los casos $N>1$ los distintos elementos van emitiendo de acuerdo al paso del frente de ruptura, produciéndose una superposición gradual de las ondas.

En síntesis, la caracterización geométrica de las fuentes continuas se va alcanzando asintóticamente acorde la discretización del plano de falla se hace mas fina.

Dada una elección del intervalo dt , lograr hacer el valor del espaciamiento d lo suficientemente pequeño como para describir adecuadamente todas las frecuencias posibles (intervalo $[0, 1/2dt]$), es usualmente una tarea difícil; en la mayoría de los casos se hace muy costoso en términos computacionales.

Cuando se tiene un valor d mayor al requerido por la condición de muestreo, puede optarse por una alternativa para salvar este problema pagando un costo en términos de resolución temporal. Precisamente, si se tiene $d > v_{rup} \times dt$, puede limitarse el contenido de las señales calculadas, dejando frecuencias suficientemente menores a $1/2\Delta t$, con $\Delta t = d / v_{rup}$ (Hartzell, 1978). En este sentido, se escogen periodos lo suficientemente largos en comparación a Δt , que corresponde al tiempo que tarda el frente de ruptura en recorrer la separación entre 2 elementos de falla. De esta manera, en cada una de las muestras temporales, al menos dos elementos de fuente pueden integrarse espacialmente, superponiendo ondas desfasadas por una fracción de ciclo. El límite impuesto considera la integración de dos elementos de falla en cada semiperiodo de onda, y está asociado a una interferencia destructiva. De este modo, para periodos mayores a $2\Delta t$ se garantiza la aproximación.

En el ejemplo de la figura nº 24, $dt=0.01$ y $v_{rup}=3$ km/s, por tanto la condición para muestrear adecuadamente todo el rango de frecuencias $[0, 1/2dt]$ obligaría a tomar $d < 30$ [m] (mas de 17800 elementos sobre la falla). Sin embargo, en la figura nº 24 se puede apreciar que el cálculo con 441 elementos entrega un sismograma bastante parecido a aquel con 40000, es decir, el sismograma alcanzó cierta estabilidad con un espaciamiento d de aproximadamente 200 [m] (mas de 6 veces el requerido por la condición estricta). Esta tendencia a la estabilidad se manifiesta en casos como el presente, en los cuales las frecuencias de las ondas provenientes de cada elemento de falla son suficientemente bajas en comparación a la

frecuencia de muestreo dada por la resolución temporal dt . En efecto, en el ejemplo se cumplió la aproximación a bajas frecuencias ya a partir de una discretización con 441 elementos, sin la cual se hubiesen necesitado cerca de 18000.

Entonces, cuando se tienen fijos el intervalo de muestreo temporal dt y la distancia de discretización d sobre el plano de falla, existe un menor error relativo en la descripción de los periodos largos. Concentrando la descripción de las señales principalmente a estos periodos, si bien la resolución temporal sobremuestra las señales, se logra una aproximación razonable para el efecto de integración espacial sobre la falla.

Al momento de hacer una aplicación real, con el objeto de verificar alguna manifestación de las formas de las STF, debe por supuesto escogerse un intervalo de muestreo temporal que sea menor al *rise time* en los elementos de falla. Por cierto el *rise time* toma valores diferentes sobre el plano, pero por simplicidad nos fijaremos solamente en su rango de valores. Los estudios de forma de onda para terremotos de magnitudes superiores a 8, evidencian valores del *rise time* que superan ampliamente los 2 segundos; esto obliga a muestrear a intervalos no mayores a 1 [s]. Nuestra capacidad de modelar complejidades en las STF es bastante limitada y como máximo propondremos una tasa de muestreo de 10 [muestras/seg].

Una vez fijado el intervalo de muestreo dt , la condición estricta de muestreo espaciotemporal para el cálculo de los sismogramas asociados a las rupturas, obligaría a escoger un valor para el espaciamiento d entre los elementos de falla que no supere el valor $v_{rup} \times dt$. Por ejemplo tomando una velocidad de ruptura $v_{rup}=2.8$ [km/s] y un $dt=0.1$ [s] se obtiene un espaciamiento $d=280$ [m]. Para aplicar una discretización como esta a terremotos de magnitudes superiores a 8, en los cuales las longitudes del plano de falla son del orden de 100 [km], se tiene que el numero de elementos de falla resulta del orden de $n \times 10^4$. Esto implica un enorme costo en la cantidad de cálculos para describir un proceso de ruptura.

Sin embargo podemos optar por la aproximación a frecuencias bajas, pues si centramos nuestro objetivo en rescatar las características principales de las STF, las cuales presentan cambios en intervalos de alrededor de 1 segundo y más, requerimos que periodos tan pequeños como 1 segundo logren ser capturados por la integración espacial del frente de ruptura. Haciendo una estimación para un semiperiodo de 0.5 [s], con una $v_{rup}=2.8$ [km/s] se obtiene un espaciamiento

$d=1400$ [m], valor con el cual la cantidad de elementos sobre la falla puede reducirse al rango $n \times 10^3$.

5.4. Contenido de frecuencias

El sismograma quedará descrito a un nivel de resolución dado por el intervalo temporal de muestreo dt . Cada ruptura producirá un sismograma cuyo contenido de frecuencias quedará definido por el resultado de la integración de las ondas emanadas a partir de los distintos elementos de falla. El modelo produce distribuciones espaciales del desplazamiento final y el *rise time* sobre las zonas de fractura, y estas distribuciones se comportan de manera suave en el plano. Aun si se considera la temporalidad en la propagación de la dislocación (considerando los desfases temporales en que se manifiestan las STF durante la ruptura), para todo tiempo hay una continuidad en los estados de dislocación sobre las regiones que se van fracturando. Como consecuencia, el espectro de frecuencias resultante de la integración, en casi la totalidad de los casos, quedará predominado por frecuencias relativamente bajas en comparación a las que predominan en los espectros definidos por cada elemento particular de la falla.

Utilizando el modelo de ruptura de Lomnitz-Adler & Lemus-Diaz (1989) se puede obtener cierto nivel de complejidad en los sismogramas. Esta complejidad está puramente asociada al crecimiento y propagación de la ruptura sobre el plano de falla, por cierto, las barreras que limitan el crecimiento de la ruptura, provocan discontinuidades en la integración de las ondas emanadas a partir de la fuente, permitiendo la aparición de oscilaciones de alta frecuencia. Estas características han sido estudiadas por Lomnitz-Adler & Lund (1992).

Agregando el modelo que caracteriza las STF como funciones particulares en cada uno de los puntos de la falla se espera alcanzar un mayor realismo en los sismogramas resultantes. En este modelo la distribución de las STF sobre las zonas de ruptura es suave. La suavidad provoca un pasabajos a través de la integración. La inherente variabilidad espacial de las STF sobre las zonas de ruptura realza a través de la integración, la importancia de aquellas regiones desde donde se emiten las mayores amplitudes (para el caso de las ondas P y S, la amplitud está dada por la velocidad de dislocación). La contribución de estas regiones en el sismograma generalmente tiene el efecto de aumentar la importancia de oscilaciones de alta frecuencia.

Con el objeto de mostrar el efecto de la complejidad del proceso de ruptura sobre un sismograma, en la figura nº 25 se muestra el sismograma en desplazamiento asociado a dos rupturas diferentes, calculados en la misma posición de observación por supuesto. Se ha tomado una falla de $12 \times 7 \text{ km}^2$, con una velocidad de propagación de la ruptura de 3 km/s. En el primer caso se ha tomado una propagación circular de la ruptura; la forma de dislocación es uniforme en todo el plano (con cierta atenuación en los bordes) produciendo un desplazamiento medio en la falla de 0.424 [m]; se asume un *rise time* constante igual a 0.4 [s]; el sismograma y espectro correspondientes en color azul. En el segundo caso se ha tomado una ruptura con ($H:-1$, $\beta :0.4$, $J:4$, $seed:9187$), con valores $S:0.77$ (valor cte_1) y $T:0.58$ (valor cte_2) para las STF, produciendo un desplazamiento medio en la falla de 0.449 [m] , con un promedio del *rise time* igual a 0.303 [s]), el sismograma y espectro en color verde.

En el sismograma correspondiente a la ruptura compleja se detectan oscilaciones de hasta 2 y 3 [Hz] que son poco perceptibles en el caso de la ruptura uniforme. Para la señal de desplazamiento asociada a la ruptura compleja, se pueden evidenciar oscilaciones de frecuencias de hasta 3 [Hz], con amplitudes del orden de 1/20 de las amplitudes en frecuencia nula.

Comparación: fuente simple y fuente compleja

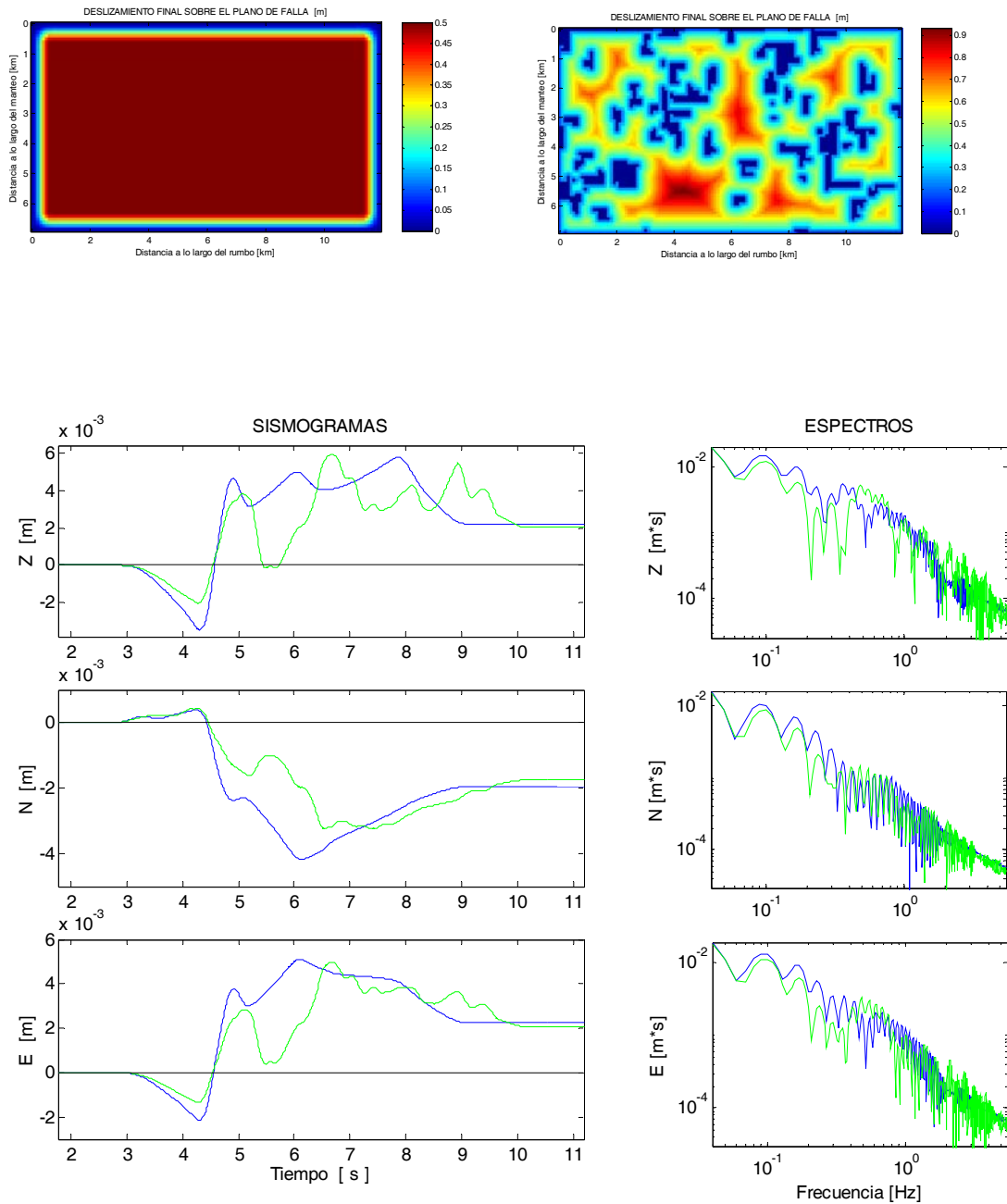


Fig. 25: En las figuras superiores se muestra el estado final de dos rupturas: una fuente simple y una fuente compleja. En las figuras inferiores se muestran los sismogramas en desplazamiento y sus espectros de amplitud asociados: azul (fuente simple) y verde (fuente compleja).

TERCERA PARTE

*

Aplicación

Capítulo VI

Datos del sismo de Arequipa (23/06/2001)

6.1. Algunas observaciones sismológicas

El 23 de Junio del 2001 a las 15:33 (hora local), la región sur del Perú fue afectada por un terremoto de magnitud elevada ($M_l=6.9$, $M_w=8.4$), produciendo muerte y destrucción en los departamentos de Arequipa, Ayacucho, Moquegua y Tacna. Los resultados indican intensidades observadas de VII-VIII en la escala de Mercalli modificada (MM). Las posteriores estimaciones de momento sísmico y área de ruptura indican que el terremoto del 23 de Junio del 2001 constituye el de mayor magnitud ocurrido en esta región después de 133 años (Tavera et al. CNDG, 2002). La localización hipocentral del Instituto Geofísico del Perú entregó 16.2° S, 73.75° W, profundidad 38 km. La localización del centroide de momento de Harvard (17.21° S, 73.02° W, profundidad 25.7 km.) así como los posteriores trabajos de análisis de forma de onda, indican que la ruptura se habría propagado a partir del hipocentro en una dirección general sur-este. El carácter geométrico del tensor de momento, así como la correspondiente distribución espacial de las réplicas permiten inferir que el evento se desarrolla en la interfaz de subducción Nazca-Sudamérica.

En el presente estudio se hará la inversión de la fuente a partir de las formas de ondas. Los registros ocupados en el proceso fueron realizados en cuatro posiciones geográficas de observación: Arica, Moquegua, Jabonillos, Camacho.

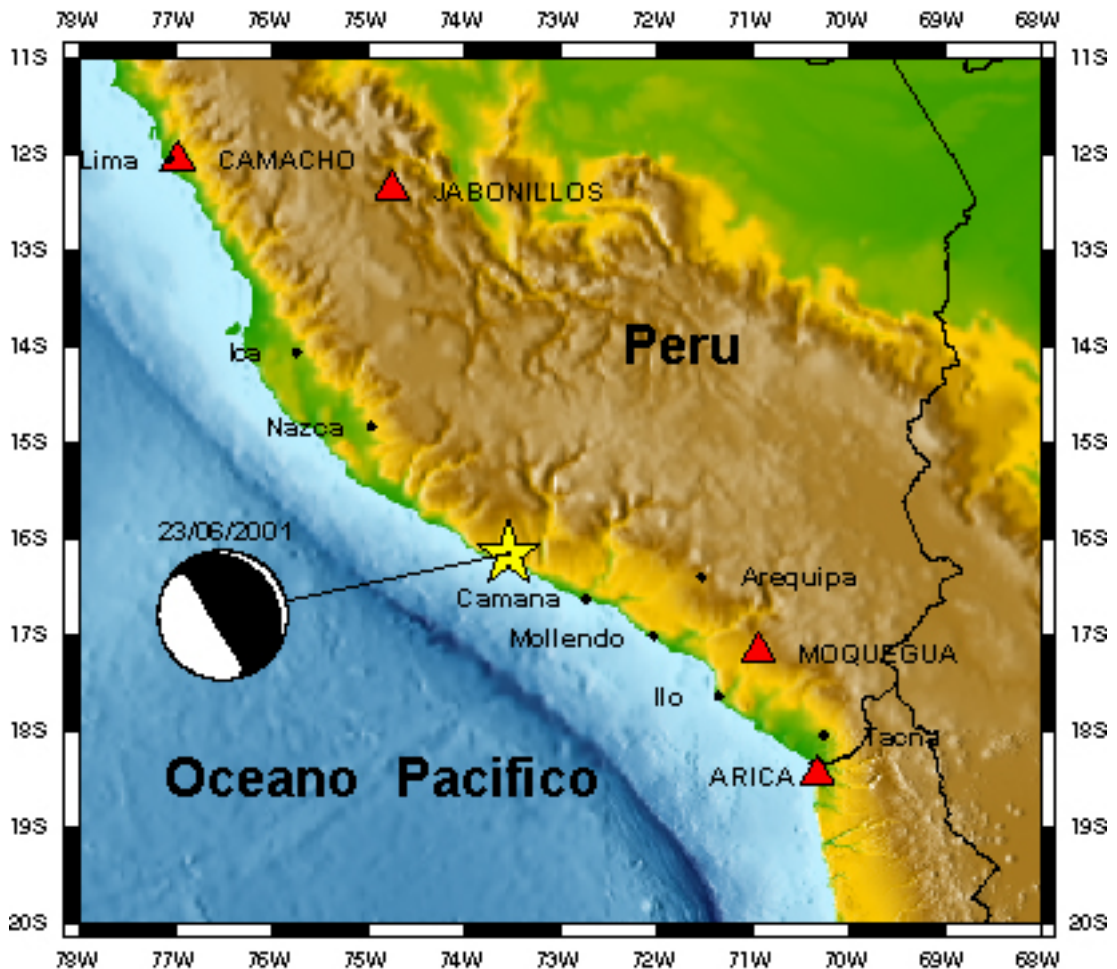


Fig. 26: Zona geográfica del sur del Perú. La estrella amarilla destaca el epicentro del evento, indicándose el mecanismo focal correspondiente. Los triángulos en color rojo señalan las estaciones de observación utilizadas en este estudio.

Las estimaciones de la superficie de ruptura señalan que ésta se extiende en dirección sur-este a partir del hipocentro, con una longitud de alrededor de 300 km. siguiendo aproximadamente la dirección de la fosa local.

Consecuentemente, las distancias de los instrumentos al plano de falla son comparables a las dimensiones del mismo plano; teniéndose en el caso de Moquegua una distancia promedio a la fuente de aproximadamente la mitad de la longitud del plano. En referencia a ello, la disposición geométrica es razonablemente cercana a la fuente, lo cual contempla algunas implicancias particulares.

Teóricamente en situaciones geométricas de este tipo, la finitud de la velocidad de propagación de la ruptura sobre el plano de falla, implica que en gran parte del

acelerograma registrado los campos de onda se encuentren entremezclados, no pudiendo separarse por ejemplo, el tren de onda P del tren de onda S. Además de ello la relativa cercanía del instrumento a la fuente debiera imprimir en el acelerograma las diferencias en los ángulos de incidencia de las ondas, así como la variabilidad en los patrones de radiación entre las distintas regiones del plano. Los sismogramas sintéticos calculados presentan estas características, y más allá de ello, se espera lograr alguna consistencia con los sismogramas registrados.

6.2. El proceso de los datos

6.2.1. Especificaciones

Los datos reales del sismo de Arequipa (23/06/2001) corresponden a acelerogramas registrados por instrumentos del instituto Geofísico del Perú, y a registros efectuados por acelerógrafos de la red conjunta de los Departamentos de Geofísica e Ingeniería Civil de la Universidad de Chile.

A continuación se muestra una tabla con las especificaciones de aquellos instrumentos cuyos registros fueron ocupados en nuestra aplicación:

Estación	lat [°]	long [°]	altura[msnm]	Marca inst.	Modelo inst.
ARICA	-18.479	-70.291	10	Kinematics	Etna
CAMACHO	-12.075	-76.969	274	Kinematics	SSA - 2
JABONILLOS	-12.378	74.738	3907	Guralp	Reftek 72A - 07
MOQUEGUA	-17.187	-70.929	1461	Rion	Slave

6.2.2. Integración de acelerogramas

Las señales registradas representan la información de salida de los correspondientes instrumentos (que poseen una cierta respuesta al movimiento del suelo). Los instrumentos utilizados en este estudio, cuentan con sistema sensor-transductor cuyas respuestas de frecuencia muestran (i) espectro de amplitud aproximadamente plano para frecuencias entre 0 y 25, 50 ó 80 [Hz] dependiendo del caso. (ii) espectro de fase lineal en dicho rango (este tipo de espectro de fase no afecta la causalidad entre las componentes de la señal).

Ref: www.kinematics.com/products.asp , www.guralp.net/products/

Se considera que después de la integración de estos registros y de la posterior aplicación de un filtro pasabajo (el presente estudio se concentra en frecuencias que están por debajo de 1 [Hz]), la señal obtenida presentará características que la harán correlacionable con los sismogramas sintéticos.

Para obtener las señales en velocidad es necesario integrar temporalmente los acelerogramas, este proceso debe efectuarse con cuidado porque los acelerogramas registrados contienen ruido. Durante cada integración un filtro $1/\omega$ produce la amplificación relativa de las bajas frecuencias. Si bien en este proceso la relación ' *señal / ruido* ' se mantiene constante para cada frecuencia individual, la amplitud absoluta del ruido puede crecer a niveles indeseables.

En el presente trabajo, no se efectuó ningún estudio relacionado a las características del ruido local a los sitios donde se hallaban los instrumentos. Por tanto, en el presente caso el ruido agrega una señal desconocida a nuestros registros, señal que a priori puede contener cualquier característica.

A modo de ejemplo, en la figura nº 27 se puede apreciar un registro de aceleración correspondiente al sismo de Arequipa (23/06/2001) registrado por la estación ACO, ubicada en la costanera de la ciudad de Arica. Se muestra el acelerograma de la componente 'Transv' (N150°E), así como la velocidad y desplazamiento obtenidos por integraciones directas del mismo.

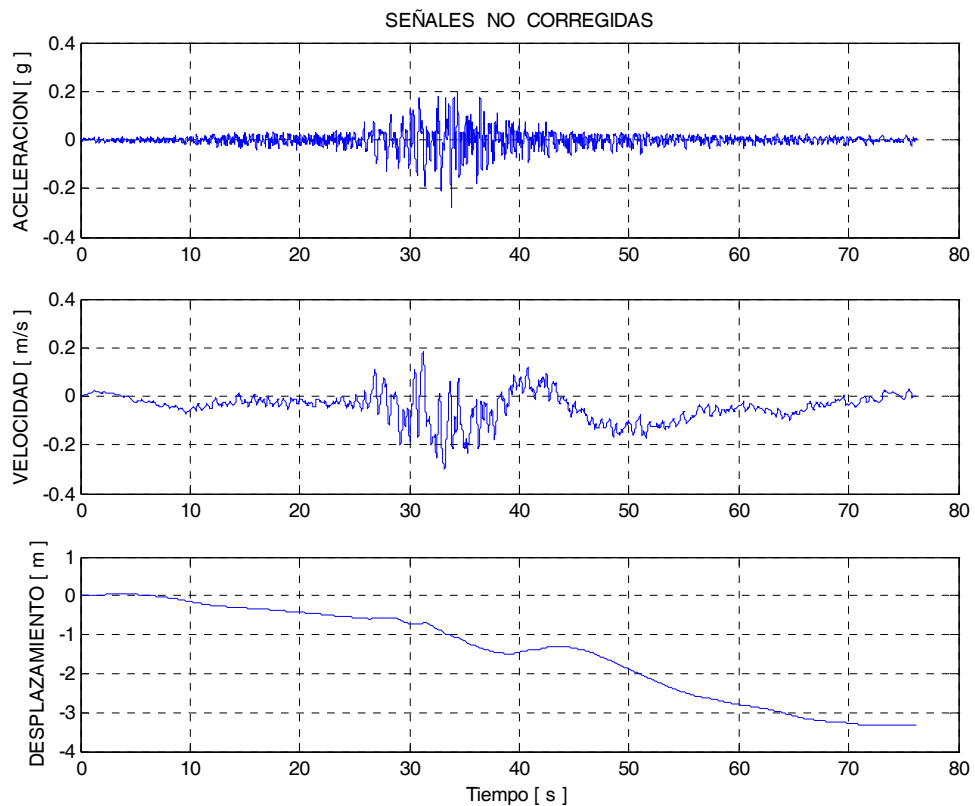


Fig. 27: Componente ‘transv’ del registro de aceleración sin corregir, y señales de velocidad y desplazamiento obtenidas por integraciones directas. En la señal de desplazamiento se observa una tendencia de baja frecuencia que es debida al efecto del ruido presente en el acelerograma.

El desplazamiento obtenido muestra un crecimiento (en valor absoluto) regular, que produce un valor estático final de aproximadamente 3.3 [m] (no muy claro y en parte acotado por la duración del registro), no razonable para una posición de observación cuya distancia media (a las distintas regiones) al plano de falla supera los 300 [km].

A continuación se analizarán algunas características que pueden ayudar a remover parte del ruido en los registros.

En general, las causas del ruido pueden ser tanto internas como externas al instrumento de registro.

El ruido que proviene del ambiente exterior al instrumento, es debido a fuentes naturales como también al movimiento brusco de objetos en la superficie. Por cierto, en el ambiente geológico siempre existen vibraciones, ya sean debidas a

microfracturas, deslizamientos de material en el interior y en la superficie de la corteza, movimiento de flujos (fluvios, aluvios superficiales y subterráneos, magmas volcánicos, etc.); además se agregan vibraciones atmosféricas y muchos otros factores. Estos procesos se manifiestan en ausencia del sismo, y ante la ocurrencia de éste se hacen más intensos debido a los efectos de las perturbaciones sísmicas. Sin hacer discusión acerca de su relación con el sismo, los factores anteriores suelen generar aceleraciones que perduran por pequeños intervalos de tiempo, todas las cuales construyen parte del registro.

Por otra parte en cuanto al ruido debido al mecanismo interno del instrumento, tenemos que existe para todo instante de tiempo. En ausencia del sismo se debe a la agitación térmica y a corrientes eléctricas de base en el aparato. Durante el sismo aumenta considerablemente pues el efecto de las aceleraciones sobre el sensor no siempre está contemplado en la respuesta instrumental. En ocasiones debido a grandes aceleraciones del suelo, el sensor pierde su estabilidad y se producen fenómenos de histéresis que generan corrientes con valores muy superiores a aquellos debidos a las aceleraciones (Boore, 1999). Estos fenómenos abarcan el funcionamiento del sensor y pueden presentar comportamientos transitorios (durante el sismo) ó ser acumulativos en el tiempo. Después del sismo el funcionamiento del aparato puede quedar alterado y por ende pueden existir componentes de ruido remanente y procesos de deriva de larga duración.

Todo lo anterior sugiere que el ruido será una función que puede presentar tres tramos de comportamiento: antes, durante y después del sismo.

Técnica de integración

Aun sabiendo de la existencia de movimientos tectónicos que están continuamente ocurriendo, única y exclusivamente, para efectos de interés sismológico consideraremos como válidas las siguientes condiciones: nombremos los siguientes parámetros cuyos valores son locales al lugar de observación

a =aceleración, v =velocidad, u =desplazamiento, t_{inicio} =tiempo al cual llegan ondas detectables debidas al sismo, t_{fin} =tiempo cuando dejan de haber ondas detectables debidas al sismo

$$(t < t_{\text{inicio}})$$

$$a(t) = 0$$

$$v(t) = 0$$

$$u(t) = 0$$

$$(t > t_{\text{fin}})$$

$$a(t) = 0$$

$$v(t) = 0$$

$$u(t) = u_{\text{estatico}}$$

Basándose en esto, la primera tarea del proceso es determinar los instantes de inicio y fin. Para esto, se realiza una inspección conjunta de las tres componentes de los acelerogramas registrados, con lo cual se estiman los tiempos t_{inicio} y t_{fin} . En la figura n° 28 se observa la determinación de t_{inicio} en un acelerograma correspondiente al sismo de Arequipa (23/06/2001) registrado por la estación ACO. Se hace la observación conjunta de tres componentes vert (hacia arriba), long (N60°E) y transv (N150°E).

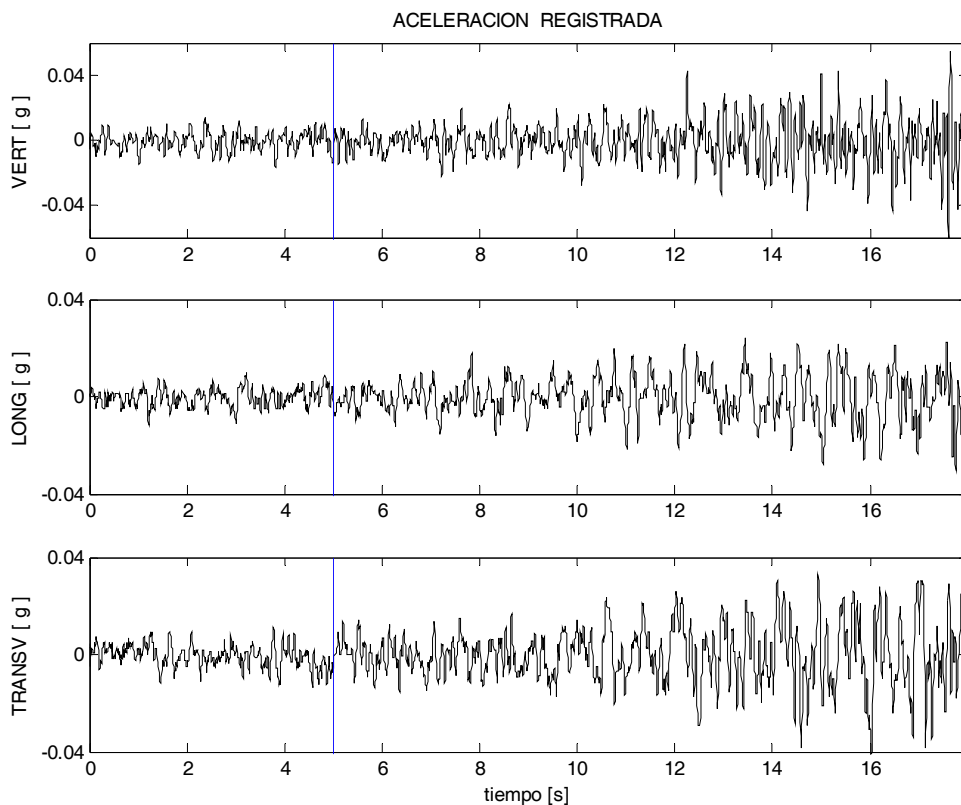


Fig. 28: Observación de las partes iniciales de la aceleración registrada por la estación ACO. Se ha propuesto un instante de inicio en $t = 5$ [s].

Luego de esto, la condición de aceleración nula antes y después del sismo nos permite limpiar el registro, evitando integrar movimientos que no dan cuenta del evento sísmico los cuales errarían nuestros cálculos de la velocidad. Así, únicamente se rescata la fracción del registro comprendida entre los instantes t_{inicio} y t_{fin} , haciendo nulas las partes anterior y posterior a la misma.

La condición de velocidad nula antes y después del sismo nos da información adicional, en efecto, si la velocidad inicial es igual a la velocidad final, entonces la integral de la aceleración entre los instantes inicial y final debe ser idénticamente nula.

En efecto,

$$a(t) = \frac{dv(t)}{dt}$$

$$\Leftrightarrow a(t) \cdot dt = dv(t)$$

$$\Leftrightarrow \int_{ii}^{if} a(t) \cdot dt = \int_{ii}^{if} dv(t) = v(tf) - v(ti)$$

Pero $v(t_i) = 0$ y $v(t_f) = 0$ entonces:

$$\Rightarrow \int_{ii}^{if} a(t) \cdot dt = 0$$

Podemos considerar la señal registrada como la suma de varias señales, algunas de ellas constituyentes de la aceleración y otras constituyentes de ruido. Con esto, la integral de la señal será la suma de las integrales de las constituyentes. Por lo que se mencionó antes, el resultado de esta suma entre los instantes inicial y final será el resultado de la suma de las integrales de las constituyentes de ruido.

En términos generales, algunas constituyentes de ruido pueden integrar cero (al igual que la suma de las constituyentes de la aceleración), mientras que otras no. El problema reside en que no es posible averiguar rigurosamente en que caso nos encontramos para cada constituyente.

En una descomposición de Fourier, las constituyentes del ruido tienen como norma general, valor en todas las frecuencias definidas por el muestreo (Los

acelerogramas utilizados en este estudio fueron registrados a una tasa de 200 [muestras/seg], salvo en el caso de Moquegua: 100 [muestras/seg]).

En frecuencias cercanas a *Nyquist*, no se cuenta (este estudio) con algún modelo para el ruido y éste puede contener cualquier característica. De cualquier modo, el ruido en este nivel de frecuencias no tiene importancia en este trabajo pues se aplicará un filtro pasabajos a los datos, concentrando el énfasis en frecuencias que están bajo 1 [Hz].

En frecuencias intermedias, en el presente caso no se puede argumentar mucho acerca del ruido, y puede considerarse que afecta a la aceleración de una manera desconocida.

Con algún grado de probabilidad, en frecuencias cercanas a cero podemos caracterizar al ruido: los largos períodos presentes en la señal pueden inspeccionarse con mayor facilidad. Recordando que la integral total de la aceleración debe ser nula se deduce que si dentro del registro, se captan señales constituyentes que muestran tendencias acumulativas en el tiempo (que no muestren cancelación con las restantes partes del registro), entonces estas constituyentes están construidas principalmente de ruido.

En este trabajo, se utilizarán ajustes polinomiales para tratar de reducir algunas constituyentes de ruido en el registro.

Al suponer que parte de la señal está constituida por polinomios, se debe poner atención en las características que tengan estos polinomios en el intervalo de tiempo donde es detectable el sismo, así como también en las vecindades de este intervalo.

Considérese la señal en estudio como la suma de una serie de señales constituyentes, y considérese un determinado polinomio ajustado a esta señal. En un caso general el polinomio podrá aproximar, con alguna exactitud, a un subconjunto de una ó varias de todas las señales constituyentes.

A continuación se examinarán dos características que pueden ser de interés para el polinomio ajustado.

- (a) Por una parte, ya que resulta difícil estimar el comportamiento del ruido en frecuencias altas ó intermedias, tratar de aproximar constituyentes de ruido a través de un ajuste polinomial de alto grado resulta peligroso. Mas aun, un polinomio de grado suficientemente alto aproximaría algunas constituyentes de aceleración, las cuales no deben ser removidas. Por otra parte, la

aceleración real no puede contener tendencias acumulativas en el tiempo, y varias de estas tendencias están aproximadas por polinomios de bajo grado. Entonces lo anterior permite argumentar que mientras menor sea el grado del polinomio ajustado a la señal, se tiene mayor confiabilidad en que este polinomio sea una aproximación a constituyentes de ruido.

A modo de ejemplo un polinomio de grado cero puede representar un *offset* en el nivel del acelerómetro; un polinomio de grado uno puede representar una supuesta deriva lineal del instrumento.

Teniendo en cuenta tanto la duración de la ruptura sobre el plano de falla, y la consecuente manifestación de las ondas de cuerpo, las ondas superficiales y las múltiples reflexiones; se estima que el ordenamiento de un ciclo completo en la señal ocupando todo el intervalo comprendido entre t_{inicio} y t_{fin} , difícilmente representaría un movimiento natural, y más probablemente sería producto de un mal funcionamiento del instrumento. Por esta razón se estima que polinomios de grado ≤ 3 constituyen principalmente ruido en el acelerograma.

(b) Un polinomio de un determinado grado aproxima la señal en términos de valores medios, por tanto su integral aproxima a la integral de la señal; en particular aproxima al valor de la integral total entre los instantes t_{inicio} y t_{fin} . Así, al calcular el valor de la integral del polinomio entre aquellos instantes se producen dos resultados posibles: el valor de la integral es cero ó bien es distinto de cero.

(i) Cuando la integral del polinomio es nula, este polinomio tiene alguna probabilidad de representar parte de la aceleración real, por tanto removerlo constituye una decisión algo peligrosa. En estos casos hay que hacer una inspección del aspecto de la señal para tomar una decisión.

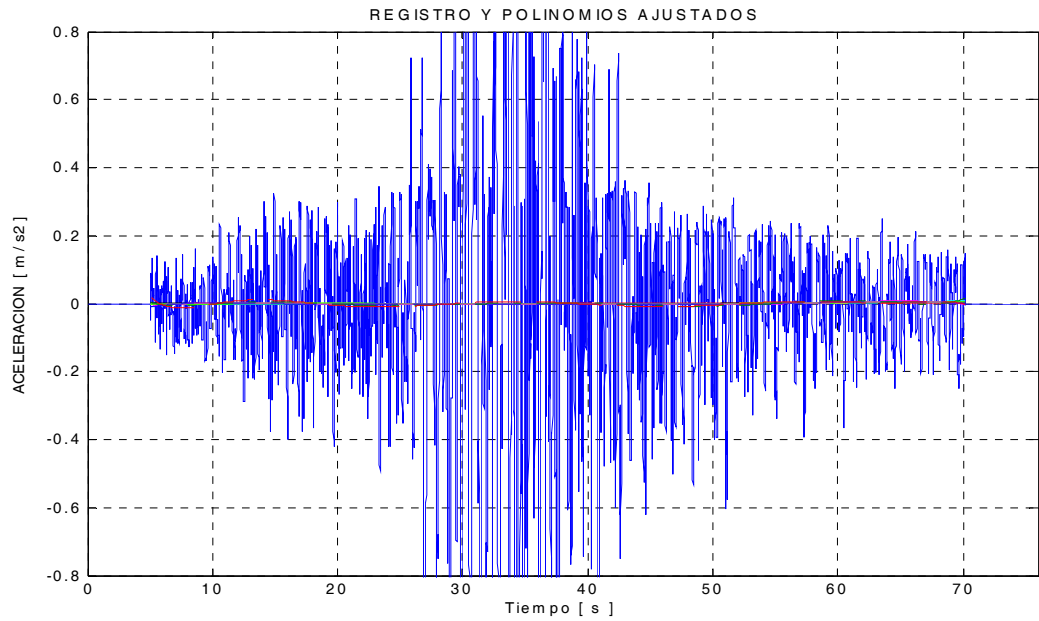
(ii) Cuando la integral del polinomio es distinta de cero, este polinomio tiene mayor probabilidad de ser una aproximación a constituyentes de ruido, por tanto es un mejor candidato para ser removido del registro. Por cierto, cuando la integral del acelerograma es distinta de cero, este necesita ser corregido; asimismo, esta integral del acelerograma es similar a la integral del polinomio (que resulta distinta de cero).

En la práctica se verifica la cercanía del valor de la integral del polinomio con aquel de la señal. Finalmente solo interesa el valor de la integral total de la aceleración corregida (una vez removido el polinomio).

En este estudio, los ajustes polinomiales a los acelerogramas registrados fueron hechos con la herramienta *polyfit* de matlab. Esta tiene la característica de que al ajustar un polinomio de grado k , este polinomio incluye todos los polinomios de grado $< k$ que eventualmente se ajusten al registro.

A cada componente de los acelerogramas se le ajustaron polinomios de grados 1 a 9, estimándose como suficientes para aproximar las características más básicas de las constituyentes de ruido. En cada caso, se cuidó además que para los instantes t_{inicio} y t_{fin} el polinomio tuviera un valor cercano al de la señal, con el objeto de evitar saltos (discontinuidades) en las aceleraciones corregidas.

Obsérvese en la figura nº 29 los 9 ajustes polinomiales realizados al registro ACO (transv):



Zoom:

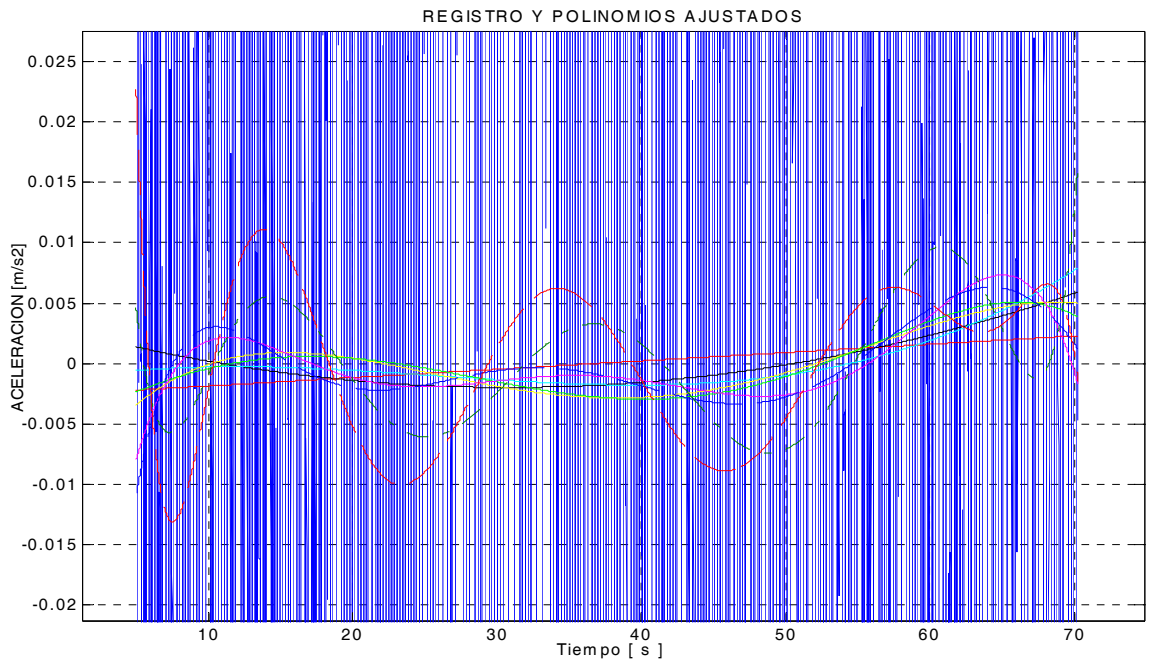


Fig. 29: En la figura superior se muestra el registro de aceleración y los polinomios ajustados a éste. Como puede verse la amplitud de los polinomios es muy inferior a la de la señal. En la figura inferior se ha hecho un *zoom* en donde pueden apreciarse mejor los polinomios.

Luego de remover los polinomios al registro, se obtienen 9 aceleraciones corregidas posibles, a las cuales se le impone valor nulo antes y después del sismo.

Sabiendo de la imposibilidad de remover el ruido completamente, las señales en velocidad se obtienen por integración de las aceleraciones corregidas, únicamente para tiempos comprendidos entre t_{inicio} y t_{fin} . Para todos los instantes antes y después del sismo, acorde a las mencionadas condiciones se impone valor nulo para la señales de velocidad.

En la figura nº 30 se observan las 9 correspondientes señales de velocidad:

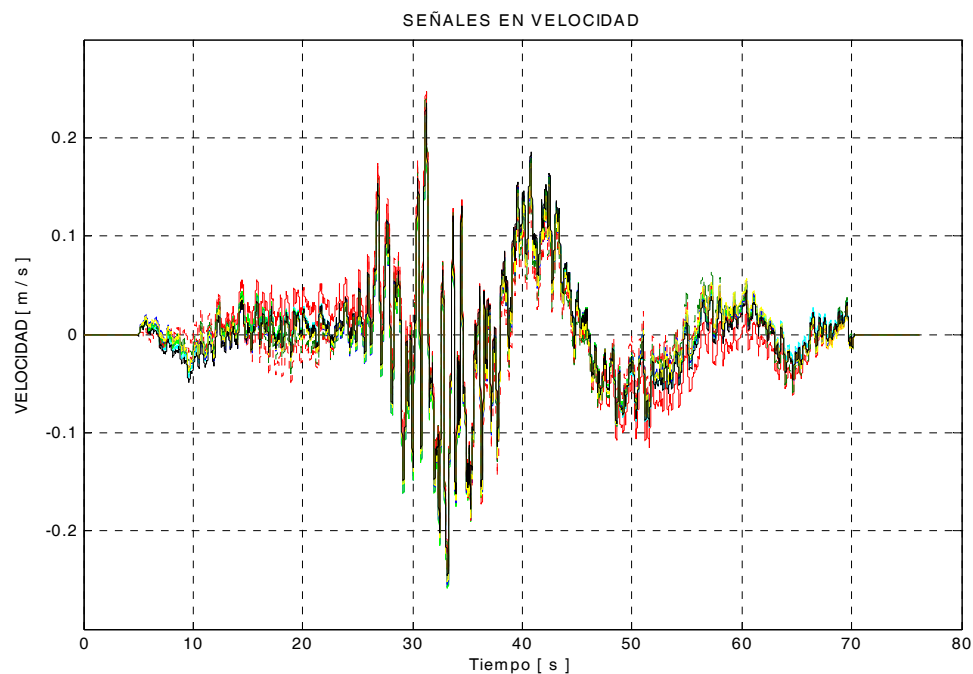


Fig. 30: Las nueve señales de velocidad, obtenidas correspondientemente a partir de las nueve correcciones polinomiales de la aceleración. Por cierto, no se aprecian grandes diferencias entre los nueve casos.

Luego de esto, las señales de desplazamiento se obtienen por integración directa de las señales de velocidad. Consecuentemente se obtienen, 9 posibles señales de desplazamiento.

En la figura nº 31 se muestran las correspondientes señales de desplazamiento obtenidas para la componente ACO transv. Las señales asociadas a cada corrección (polinomios de grados 1 a 9) se distinguen con los colores: rojo(1) ,

negro(2), cyan(3), azul(4), verde(5), amarillo(6), segmentos(7), segmento y punto(8), punto(9).

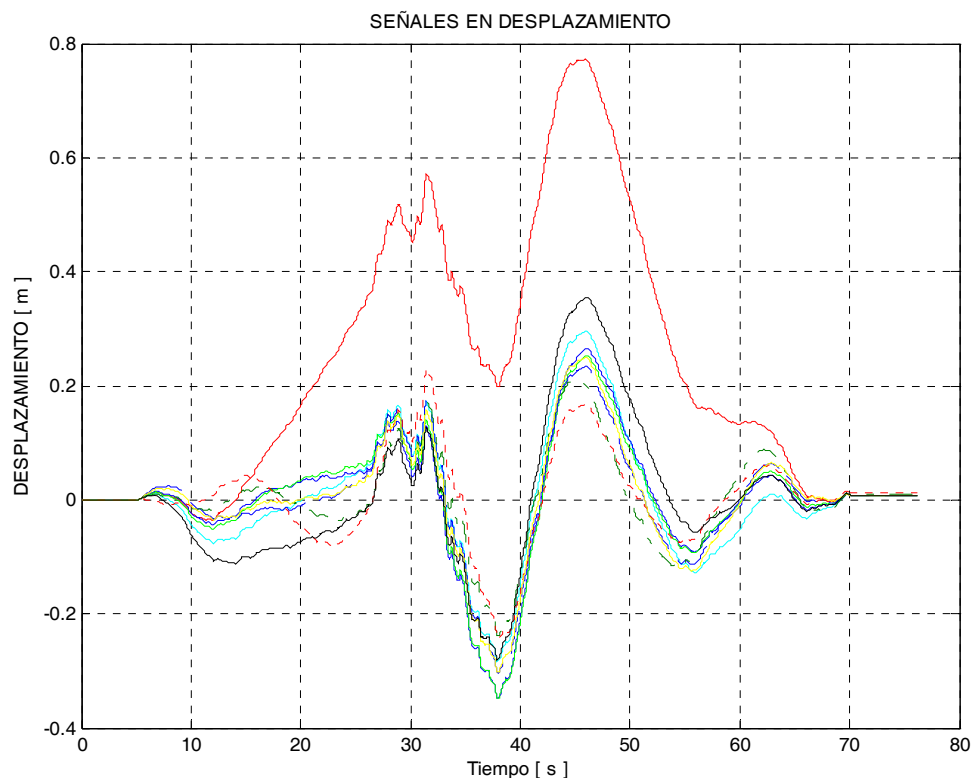


Fig. 31: Las nueve señales de desplazamiento, obtenidas correspondientemente a partir de las nueve correcciones polinomiales de la aceleración. En este caso se acentúan las diferencias entre las nueve posibilidades.

Es interesante notar que los desplazamientos obtenidos preservan valores estáticos finales que se encontraron alrededor de +7 [mm].

Debido a la carencia de observaciones GPS en la localidad (y a la fecha del evento), así como al desconocimiento de la calidad del suelo en esta misma, no se tienen las condiciones adecuadas para hacer alguna prueba de la exactitud de aquellos valores de desplazamiento final. Para tener alguna referencia podemos comparar los desplazamientos estáticos así obtenidos, con el valor calculado para una fuente de referencia y utilizando la función de Green de un medio infinito. Se consideró una fuente que desarrolla un área de ruptura del 92% de $300 \times 150 \text{ km}^2$, con un desplazamiento medio de 3.9 [m], (se buscó similitud con los resultados de inversiones de fuente de los demás autores). Con esta fuente, la función de Green del medio infinito entrega para la componente ACO Transv (N150°E), un

desplazamiento estático de +1.4 [mm]. Considerando una estimación gruesa para el efecto de la superficie libre como un factor escalar 2, resultaría 2.8 [mm]. Considérese además que la ocurrencia de efectos de sitio causa serias diferencias con los resultados de los modelos elásticos simples.

Ante lo anterior, puede rescatarse que los valores de desplazamiento estático obtenidos del procesamiento de acelerogramas, al menos están dentro de lo esperable en relación a estimaciones basadas en: (i) modelos elásticos simples y (ii) efectos de sitio con factores de amplitud de 2 ~ 3 veces.

Para decidir cual de entre las 9 posibilidades tomar, se consideraron los siguientes tres criterios:

- i) El valor final de la integral de la aceleración corregida, entre los instantes t_{inicio} y t_{fin} debe ser lo más cercano a cero posible.
- ii) El grado del polinomio removido a la señal de aceleración debe ser idealmente pequeño.
- iii) Al observar las 9 posibles señales en desplazamiento obtenidas con las distintas correcciones (los distintos grados k de los polinomios ajustados al acelerograma), se busca estabilidad entre ellas. Por cierto, si las series de desplazamiento asociadas a un conjunto de índices k sucesivos son parecidas entre si, entonces hay una mayor confianza en elegir alguno entre estos índices, que de hacerlo entre los restantes índices (en donde las series de desplazamiento cambian bruscamente con las correcciones de aceleración).

Como ejemplo véase el caso de la observación ACO (transv). Los valores obtenidos para la integral (entre t_{inicio} y t_{fin}) de las aceleraciones corregidas son:

grado k	VALOR INT [$*10^{-14}$]
1	5
2	-1
3	-15
4	47
5	10
6	647
7	540
8	15918
9	113596

En este caso, la corrección que entrega el menor valor absoluto para el valor final de integral de la aceleración, es el polinomio de grado 2. Por otro lado deben preferirse bajos ordenes polinomiales, lo cual agrega alguna importancia al polinomio de grado 1. Adicionalmente, si observamos las señales de desplazamiento correspondientes se observa una fuerte similitud para polinomios de grado $k \geq 2$ (ó 3 si se quiere).

A partir de los tres criterios anteriores, en este caso se escogió la corrección polinomial de grado 2.

Con la misma técnica se procesaron los acelerogramas registrados por las estaciones del instituto geofísico del Perú: Moquegua, Jabonillos y Camacho.

En la corrección de acelerogramas efectuada para las cuatro estaciones de observación, la evaluación de los criterios implicó que se escogieran polinomios cuyos grados estaban entre 2 y 4. De esto puede decirse que, al menos acorde al criterio de los grados polinomiales, las correcciones realizadas caen dentro de rangos confiables.

6.3. Especificaciones adicionales

6.3.1. Parámetros de la geometría de la fuente

Al modelar la geometría de la fuente, se consideró un plano de falla acorde a lo siguiente:

- i) Strike: se tomó el valor aproximado del *strike* que presenta la línea definida por la fosa (*trench*) en la zona; ésta se considera como una dirección natural que condiciona la zona sismogénica. Se estimó un valor N 48° W.
- ii) Dip: el trabajo de Antayhua et al. verifica una distribución espacial de 336 réplicas en profundidad; éstas se alinean con un manto de entre 27° a 30°. Acorde a esto se tomó el valor de 28.5°
- iii) Rake: se tomó el valor de 76°, dado por el USGS. Esta elección se debe a que el resto de los organismos proporcionan valores tanto mayores como menores.

Para determinar la ubicación y las dimensiones del plano de falla se cuenta con los estudios de varios autores; Tavera et al. (2002), considerando la distribución espacial de 150 réplicas de $M > 4$ ocurridas en los 18 días a partir del evento principal, estima dimensiones $L=370$ km, $W =160$ km. con un cierto sesgo en la parte mas somera del plano (dejándolo mas afuera de la fosa). Otorga un límite longitudinal sur dentro de la provincia de Ilo.

Por otro lado Antayhua et al., considerando la distribución espacial de 336 réplicas ocurridas a partir del quinto día después de ocurrido el sismo principal, estima dimensiones $L=370$ km, $W =150$ km, con un limite superficial aproximadamente paralelo a la fosa. Pone el límite longitudinal sur cerca de Ilo.

El trabajo de Kikuchi y Yamanaka, en base a registros telesísmicos modela una fuente con $L=200$ km, $W=100$ km. y propone una localización del plano similar a las anteriores. Sin embargo, el énfasis de su trabajo está en rescatar las zonas del plano con mayor contribución de momento sísmico, no cuidando las características espaciales donde la dislocación se extiende con cierto decaimiento.

El trabajo de Ruegg et al. (2002), a partir de la distribución de réplicas asume un plano de falla con dimensiones $L=300$ km, $W=150$ km., la ubicación es relativamente mas al interior del contacto interplaca, por cierto, dicho plano no alcanza a la fosa. Consideran un manto bastante inferior al del resto de los autores, y un *strike* algo mas cargado a la dirección NS.

En síntesis de todas las referencias anteriores, el trabajo de Tavera et al. se considera algo más confiable para determinar las ubicaciones del plano; esto debido a que además de contar con localizaciones hechas con la red local de estaciones (al igual que Antayhua), él contempla la ocurrencia de las réplicas ocurridas a partir del mismo día de ocurrencia del sismo principal (generalmente las primeras réplicas pueden mapear la superficie de ruptura con mayor probabilidad que aquellas ocurridas en tiempos posteriores).

Se tomará un largo de falla $L=370$ km. El ancho del plano se asumirá en 150 km, para poder considerar la fosa como un límite lateral y además estar más cerca de los valores estimados por los otros autores. El límite longitudinal queda al sur de la localidad de Ilo (dentro de la provincia del mismo nombre).

La distribución de las réplicas en profundidad no permite precisar cuál es el nivel más somero que alcanzó la ruptura.

Por cierto, el sismo provocó un *tsunami* cuyas olas alcanzaron una altura máxima de alrededor de 8 [m] en la localidad de Camaná (Perú), 2.5 [m] en Arica y 1 [m] en Coquimbo (Chile).

http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2001/eq_010623/...

Esta información no permite discernir si el sismo alcanzó a dislocar la fosa.

Los trabajos de Tavera H., Antayhua Y., Kikuchi & Yamanaka, Dewey & Silva, no entregan información acerca de este límite superior.

La fosa local se ubica a profundidades de alrededor de 8 km. bajo el nivel del mar. Por otra parte algunos estudios determinan que el borde superior de las zonas de ruptura de los grandes terremotos (al menos para el caso del norte de Chile) se ubica a 15 km. aproximadamente.

Ante la falta de especificaciones para el caso, sin mayor discusión se asumirá que la profundidad mínima del plano de falla tiene un valor de 11.5 km.

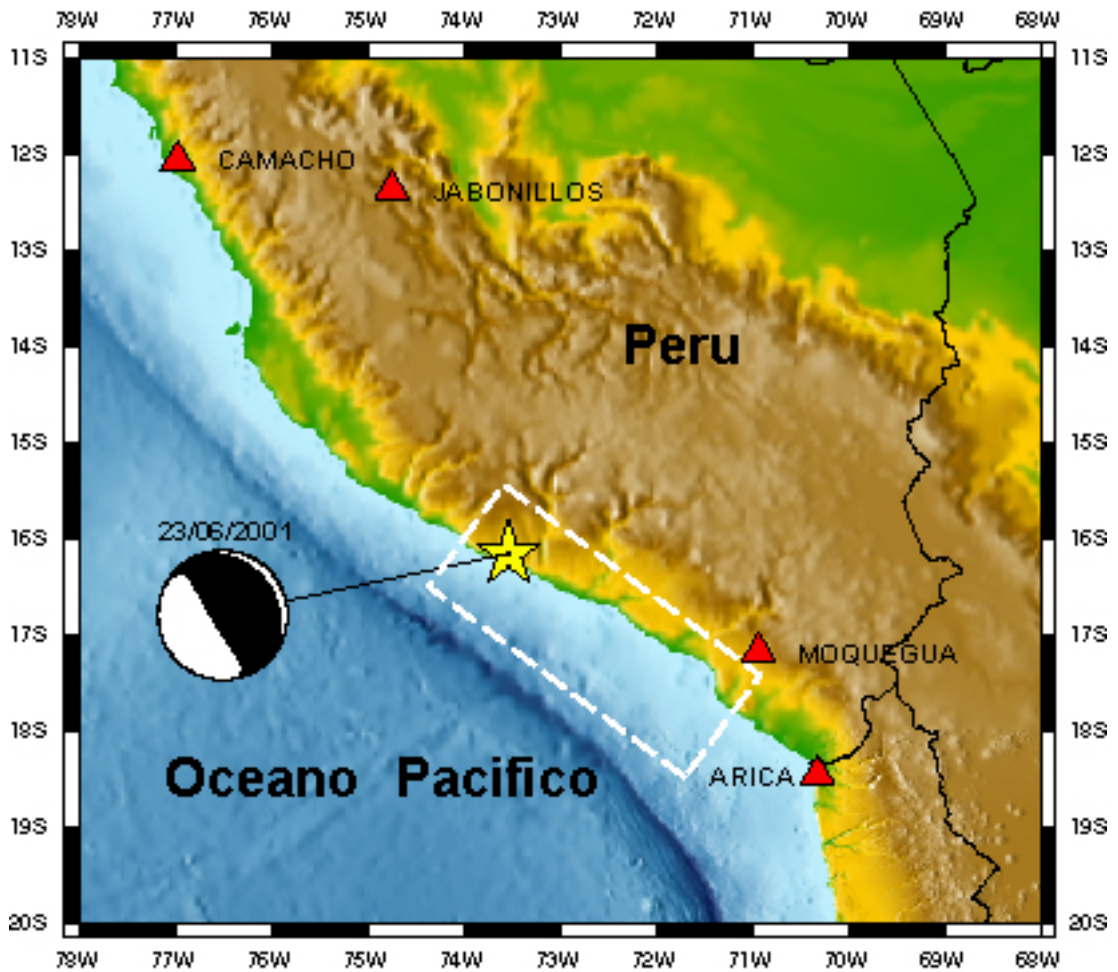


Fig. 32: Zona geográfica del sur de Perú. El rectángulo en trazos blancos esboza la proyección horizontal del plano de falla asumido en este estudio.

Asumiendo estas especificaciones para el plano de falla, las posiciones de las estaciones donde se efectuaron los registros determinan la siguiente configuración de observación:

Estacion	R centro [km]	razón R / L
Arica	329.4	0.89
Moquegua	211.3	0.57
Jabonillos	537.3	1.45
Camacho	692.6	1.87

En donde se ha considerado la distancia de la estación al centro del plano de falla (R_{centro}) y la longitud del plano de falla ($L=370$ km).

6.3.1. Constantes materiales

El medio de propagación homogéneo utilizado en la aplicación requiere los valores de las constantes materiales.

Se tomó como referencia un modelo de estructura de velocidades del Perú centro-oeste de Woollard (1975), el que está hecho con reflexión sísmica y resuelve cuatro capas planas sobre un semiespacio.

La velocidad de onda P asumida para nuestra aplicación, fue calculada como el promedio ponderado (por los espesores de capa) de los valores de este modelo de velocidades. Este promedio ponderado se efectuó sobre un segmento de recta que une la profundidad media del plano de falla con la superficie libre.

La velocidad de la onda S fue calculada a partir de la razón V_p/V_s , para la cual Woollard estima un valor de 1.78.

Para el valor de la densidad de masa se asumió un valor estándar en corteza granítica, de 2.67 [gr/cc]. A partir de este valor, la fórmula de la velocidad de onda S para un medio homogéneo e isótropo (acorde al supuesto utilizado en este trabajo) permitió calcular el valor del módulo de corte.

Vp [km/s]	Vs [km/s]	rho [gr/cc]	mu [Gpa]
6.661	3.742	2.67	37.4

Capítulo VII

Metodología de inversión

7.1. Del criterio de selección

Nuestro objetivo es discernir cual sismograma sintético aproxima en mayor grado a la señal registrada. Con el fin de comparar el sismograma real con los sintéticos, se necesita de un operador que entregue una medida del grado de similitud (ó de diferencia si se desea) entre aquellas señales.

Teniendo en cuenta que en el presente trabajo no se modelará la amplitud absoluta del sismograma, el primer requisito para nuestro operador es que debe ser independiente de esta amplitud.

Fuera de ello, con nuestro modelo solamente es posible generar sismogramas sintéticos que aproximan algunas partes de la señal real: las ondas de cuerpo y el campo cercano (con su remanente estático). En relación a ello la tarea es análoga a buscar estos pulsos modelados dentro del sismograma real.

Teóricamente todas las complejidades de una fuente real se manifiestan en el sismograma (reparando en la atenuación anelástica de las ondas). Una parte de la complejidad puede venir de formas especiales en las STF (comienzos lentos de la dislocación, asimetrías en la función velocidad de dislocación, etc.). Este tipo de rasgos de complejidad caen fuera del alcance de nuestro modelo y solamente tenemos capacidad de modelar los pulsos mayores de la velocidad de dislocación, por tanto, nuestra consecuencia es que únicamente podemos modelar los pulsos mayores presentes en el sismograma.

Además de ello, el medio material elástico homogéneo usado como medio de propagación representa una aproximación muy básica de la realidad. Unas de las consecuencias de esto, es que el tiempo absoluto que tardan las ondas en llegar a las posiciones de observación, representa una cantidad que no podemos modelar razonablemente. Por ello, la diferencia de tiempo de comienzo entre los sismogramas real y sintético deberá ser obviada de alguna manera.

Después de varias consideraciones, se optó por escoger como operador de comparación a la cross-correlación normalizada. Llamando r a la señal real, s a la sintética, y d al desfase aplicado entre ellas, se calcula la función:

$$corr_{r,s}(d) = \frac{\sum_{i=1}^n r(i) \cdot s(i+d)}{\sqrt{\sum_{k=1}^n (r(k))^2 \sum_{l=1}^n (s(l))^2}}$$

(En esta operación, se consideraron las tres componentes espaciales simultáneamente. Ver anexo)

Históricamente, éste operador ha sido utilizado en tareas de reconocimiento de patrones.

El objetivo central de la correlación será decidir cual de los sismogramas sintéticos generados aproxima en mejor grado a la señal real. Antes de decidir la manera en que se hará esta correlación entre los sismogramas, se tomaron en cuenta los siguientes puntos:

1) La ruptura sobre el plano de falla es un proceso que depende del tiempo, y la tarea es detectarlo a través de los sismogramas. Dentro del sismograma en desplazamiento, el movimiento transiente contiene la información de dónde, cómo y cuanto se disloca la fuente en función del tiempo, es decir, proporciona una información con ordenamiento tanto espacial como temporal. Por otra parte el valor del desplazamiento estático solamente da información del estado final de la ruptura, por cierto, de una distribución geométrica estacionaria. Como posibilidad se tiene que dos historias (espacio-temporales) de ruptura distintas pueden llegar a un mismo estado (espacial) final.

Siendo la meta del trabajo la detección del proceso de ruptura completo, lo anterior pone en evidencia la importancia de la parte transiente del sismograma en desplazamiento.

2) En la señal real hay errores: luego de haber procesado los sismogramas reales nos conformamos con que la señal resultante representa nuestra aproximación disponible del movimiento real. Considerando al desplazamiento observado procesado como $s_i = r_i + e_i$ (donde i representa cada una de las muestras) con r el desplazamiento real del suelo (desconocido), y e el error resultante (desconocido).

Puede tenerse la esperanza de que los distintos e_i sean tanto positivos como negativos sobre la parte transiente. Fuera de ello el error e_n del valor estático es prácticamente constante. *

Las consideraciones (1) y (2) implican que en la detección del proceso de ruptura a partir de un registro con errores, la importancia de la parte transiente del sismograma en desplazamiento es mayor. Por cierto, el tomar una ventana estática muy grande en una correlación sobre el desplazamiento, potencialmente implica comprometerse con un error constante, lo que podría conducir a sacrificar la inversión al ajuste de un error.

La comparación de sismogramas en el dominio del desplazamiento deja abierta la incógnita de cual debe ser el largo de la ventana estática a considerar. Por supuesto cualquier determinación respecto a esto debe considerar los alcances del modelo que se está usando, así como las características asociadas a cada lugar en donde se efectuó un registro.

Alternativamente el problema de decisión del largo de la ventana estática puede evadirse haciendo la correlación de los sismogramas en velocidad. En este dominio la serie comienza y termina en un valor nulo, y una de las manifestaciones del estado final de la ruptura tiene una expresión tácita: el valor de la integral total de la serie de velocidad es igual al valor del desplazamiento estático en el lugar donde se efectuó el registro.

La realización de un *test* usando sismogramas sintéticos con tal de comparar el efecto del dominio a utilizar en la comparación, entregó resultados concretos pero que se consideraron demasiado débiles para juzgar el caso de esta aplicación real. Finalmente debido a la falta de información y por la necesidad de una solución práctica, se optó por realizar la comparación de los sismogramas en el dominio de la velocidad.

(*) En el caso real los efectos anelásticos del medio de propagación y los posibles efectos de sitio (fracturas locales, licuefacción, etc.) producirán discrepancias sistemáticas con respecto al sismograma modelado (usando teoría de elasticidad). La discrepancia en el desplazamiento estático, estimada a pequeña escala de tiempo, será un valor constante.

7.2. Inversión de sismogramas sintéticos

7.2.1. Contexto

Para calibrar la técnica de inversión, se llevaron a cabo sucesivas inversiones de sismogramas sintéticos. En cada uno de estos procesos, utilizando los parámetros del modelo se genera un sismograma sintético de objetivo, para luego con un proceso iterativo de búsqueda en el espacio paramétrico, calcular diversos sismogramas sintéticos tratando de reobtener el objetivo.

El proceso de búsqueda contempla el cálculo de sismogramas sintéticos para una serie de conjuntos de parámetros, es decir, usando varias combinaciones de los parámetros de los cuales dependen. En este sentido, una vez elegida una combinación inicial para el sismograma objetivo (la cual no tiene un privilegio particular), las combinaciones probadas en la inversión permiten calcular los sismogramas de prueba y mediante la correlación, evaluar su grado de similitud con respecto al objetivo. Esto permite, conforme se recorre el espacio de parámetros, medir la sensibilidad del sismograma a los parámetros de los cuales depende.

Por supuesto estos resultados dependen de cuales hayan sido los parámetros del objetivo, pero se verifica que las tendencias son similares para distintos lugares del espacio paramétrico.

7.2.2. El sismograma como función de los parámetros (un análisis de sensibilidad)

En el presente estudio se trabaja únicamente sobre la fuente, y en esta modelación el sismograma depende explícitamente de 7 parámetros: H (esfuerzo diferencial), β (parámetro de varianza), J (esfuerzo de acoplamiento), $seed$ (generador de números aleatorios), v_{rup} (velocidad de propagación de la ruptura), S (factor de escala del deslizamiento), T (factor de escala del *rise time*).

Cuando se varía cualquiera de estos parámetros el sismograma generado cambia también.

En el modelo la amplitud del sismograma es lineal con el parámetro S , esto es consecuencia de que el factor S multiplica directamente la amplitud del

deslizamiento en la función fuente y es además factor común para todos los elementos del plano de falla. Luego solo basta recordar que se ha utilizado una teoría lineal para la función de Green (de la cual hereda linealidad con la cantidad de desplazamiento sobre la falla). Considerando esto, en nuestra aplicación a datos reales el parámetro S se excluirá de la inversión.

Para estudiar la dependencia al resto de los parámetros se plantearon variaciones monótonas de los mismos con el objeto de observar la respuesta en el sismograma, tanto gráficamente así como en el criterio de comparación dado por el cálculo de correlación. Esto permitió muestrear parcialmente el comportamiento del sismograma ante cada uno de los parámetros.

De las pruebas realizadas se resume:

- 1) El sismograma es una función que podríamos llamar de carácter regular a los parámetros v_{rup} , y T . Esto básicamente significa que las variaciones de uno de estos parámetros, con respecto a un valor inicial que se haya tomado en la generación del sismograma objetivo, solo empobrecen la similitud respecto de éste. Esto significa que, mientras mayor se haga la diferencia en el parámetro en cuestión, más distintos se hacen los sismogramas. En términos de la correlación, esto se traduce en disminuciones monótonas en torno del valor objetivo. Por esto en la inversión de un sintético, al graficar el valor de la función objetivo (la correlación) versus los valores del parámetro, se presenta una única región maximal.

Para ilustrar la dependencia paramétrica se observará el efecto sobre un sismograma objetivo con ($H=-1.0$, $\beta=0.75$, $J=2.5$, $seed=2$, $v_{rup}=2.9$, $S=1.0$, $T=1.4$), en torno del cual se plantearon variaciones monótonas de los parámetros. Al provocar la variación de cada parámetro, se mantuvo el resto fijos (con sus valores iguales a los del objetivo).

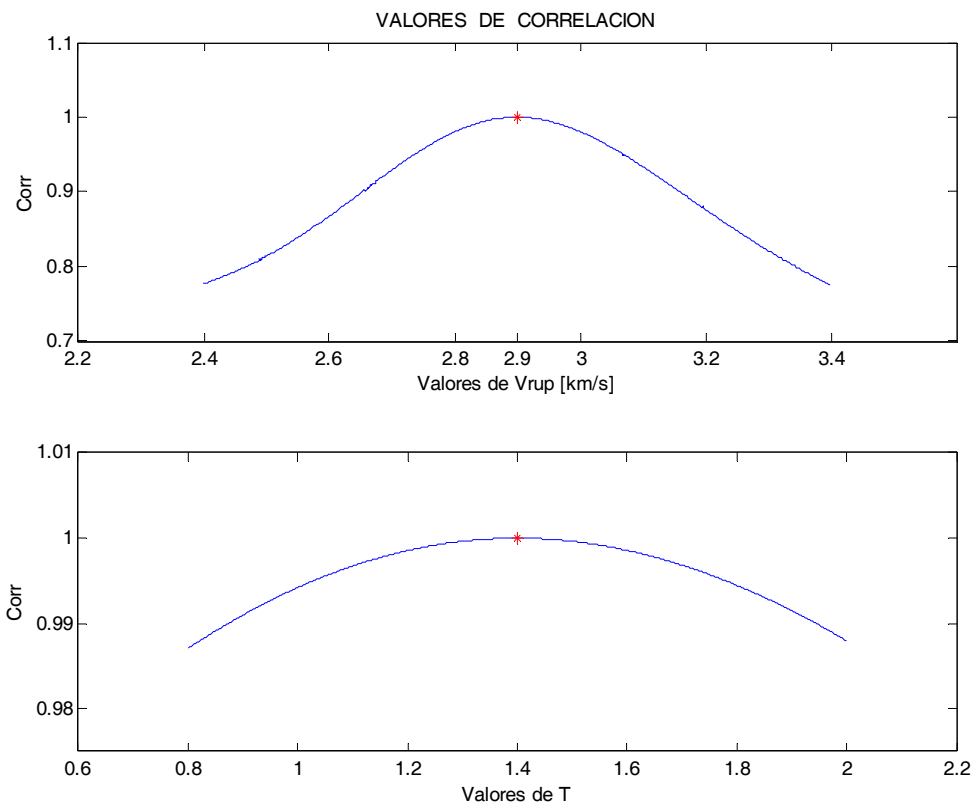


Fig. 33: Valores de la correlación de los sismogramas de prueba con respecto al objetivo. Los resultados se obtuvieron al provocar variación separadamente en los parámetros (i) v_{rup} (velocidad de ruptura) y (ii) T (factor de escala del *rise time*). En torno del óptimo, se observa un decrecimiento monótono del valor de correlación, implicando un comportamiento regular del sismograma.

Teóricamente el sismograma debería también ser una función regular a los cambios simultáneos de los parámetros v_{rup} y T .

Al realizar pruebas se tiene que los sismogramas sintéticos generados si cambian regularmente con las variaciones simultáneas de v_{rup} , y T . En una inversión de sintético esto significa que al recorrer monótonamente los dos parámetros a la vez, se tiene una única región optimal en torno del objetivo, mas allá (alejándose de aquella combinación) solamente se va empeorando.

- 2) El sismograma se presenta como una función altamente variable de los parámetros $H, \beta, J, seed$. Esto significa, que las variaciones de uno de estos parámetros, con respecto a un valor inicial que se haya tomado en la generación de un sismograma objetivo, pueden alejar al sismograma generado respecto del objetivo, pero variando aun mas el parámetro, puede producirse un acercamiento, haciendo a los sismogramas mas parecidos entre si. En otras palabras la variación monótona de estos parámetros se traduce en que la similitud del sismograma respecto a un sismograma inicial, sufra cambios de concavidad que conducen a óptimos locales.

Esta dependencia se justifica fácilmente para el parámetro $seed$, dado que al inicializar la serie aleatoria con dos valores sucesivos (uno por vez), se generaran números aleatorios que no tienen ninguna relación aparente. Recordando que estas series determinan el crecimiento de la ruptura, el hecho de que las series generadas sean entre si muy distintas variando el valor $seed$ de uno a uno, implica que la dependencia del sismograma ante este valor se comporte desordenadamente.

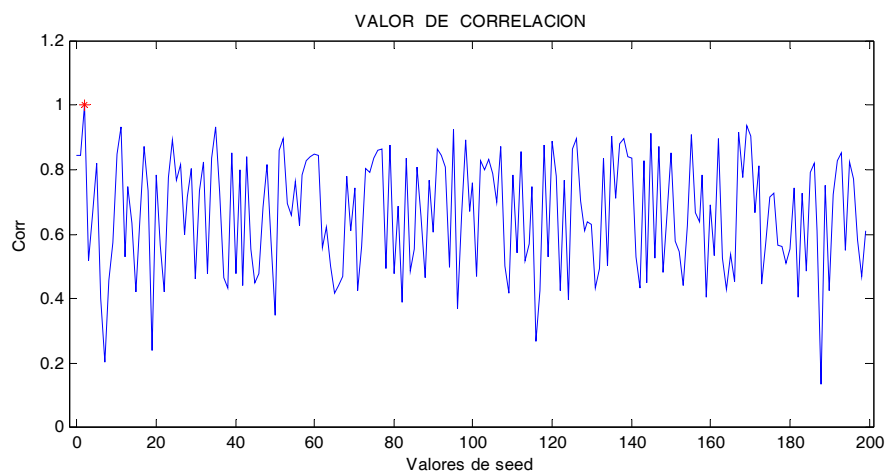


Fig. 34: Valores de la correlación de los sismogramas de prueba con respecto al objetivo. Los resultados se obtuvieron al provocar variación en el parámetro $seed$. Se observa un

comportamiento caótico que alcanza una serie de óptimos locales sin relación aparente con el valor de *seed*. Esto corresponde a un comportamiento absolutamente irregular del sismograma ante este parámetro.

La dependencia irregular del sismograma con H, β, J ; puede explicarse recordando que para el modelo, el crecimiento de la fractura sobre el plano de falla es un proceso en cadena, que tiene memoria (la etapa j condiciona a la etapa $j+1$). Debido a ello, al evaluar la probabilidad de fractura para un cierto elemento de la falla habiendo tomado algún valor del (los) parámetro(s), se tendrá algún resultado particular al caso (si ó no). En otra historia de ruptura, habiendo escogido un valor ligeramente distinto en alguno de estos parámetros (por ejemplo en la esperanza H , ó la desviación $1/\beta$), la evaluación de dicha probabilidad para el mismo elemento podrá eventualmente provocar el resultado contrario. Como consecuencia de esta diferencia y recordando la dependencia en cadena del proceso, las etapas de fractura que se sucederán en estos dos casos pueden ser distintas. Por ende, ante la ocurrencia de sucesivas etapas, se tendrá que las historias de propagación de la ruptura y los correspondientes sismogramas para estos dos casos, puedan diferir en un grado importante.

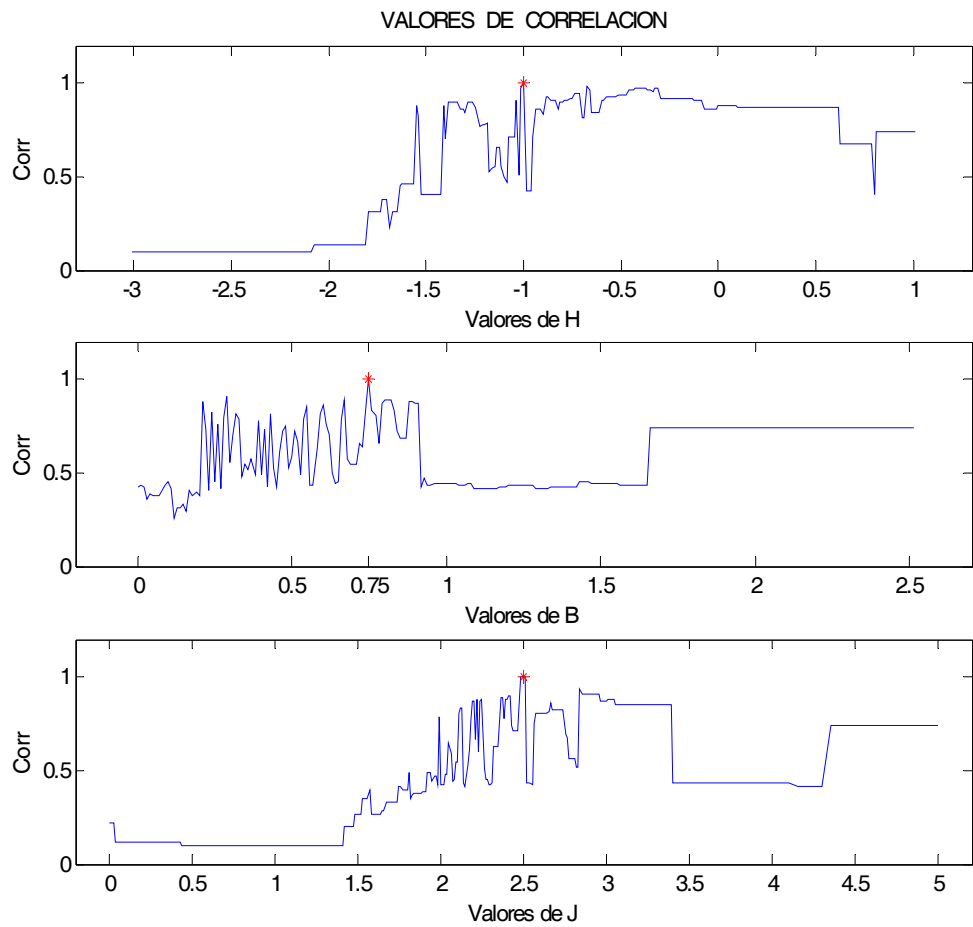


Fig. 35: Valores de la correlación de los sismogramas de prueba con respecto al objetivo. Los resultados se obtuvieron al provocar variación en los parámetros (i) H (ii) β y (iii) J separadamente. Se observan comportamientos altamente irregulares que alcanzan una serie de óptimos locales, presentando a lo sumo una tendencia en torno del óptimo global. Esto implica un comportamiento de tipo irregular del sismograma ante estos parámetros.

7.3. Inversión de los sismogramas reales

7.3.1. Selección de la información en la señal

Para el cálculo de los sismogramas sintéticos se consideró la propagación de ondas en un medio elástico homogéneo e infinito. Al asumir esto se tiene que los sismogramas sintéticos carecen de la información de las ondas reflejadas, las ondas de superficie, los fenómenos de *scattering*, etc. Dentro de éstas, se estima que las ondas superficiales (debido a su amplitud) representan la mayor carencia de información en los cálculos realizados.

Para no correlacionar la información de los sintéticos con las ondas superficiales manifestadas en los registros, se consideró la información de los sismogramas de manera selectiva. El enfoque utilizado consta de dos partes: por un lado disminuir aquella información que esta fuera del alcance del modelo, y por otro lado restringir los rangos de comparación de las señales real y sintética.

Antes de hacer la correlación de los sismogramas, en la primera parte al sismograma real se le aplica una función escalar de ponderación (de valores < 1), la cual multiplica las muestras del registro de manera de disminuir la importancia de aquellas regiones que se estime no se encuentran bien descritas por el modelo. Así, mediante una inspección visual de los registros se estimó a partir de que instantes de tiempo se presentan las ondas superficiales*, y consecuentemente se aplicó un ponderador *taper* de tipo exponencial decreciente a partir de tal instante. A continuación se observará dicho tratamiento para el registro de la estación de Jabonillos (Instituto Geofísico del Perú).

(*) Cuando fue posible observarlas en estos registros.

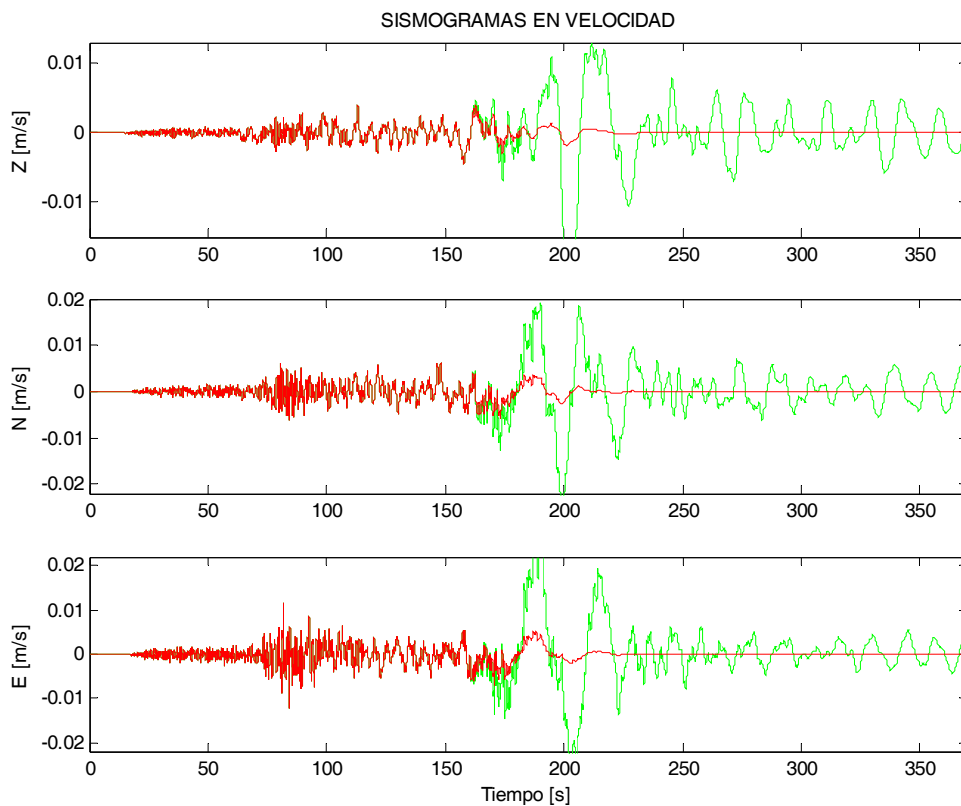


Fig. 36: Tratamiento a la señal correspondiente a la estación de Jabonillos. En color rojo se observa el sismograma obtenido después de la aplicación de un *taper* exponencial. Detrás de este último, en color verde puede apreciarse parte del sismograma original (obtenido a partir de una integración del acelerograma). Con la aplicación del *taper* se ha atenuado la onda superficial (paquete de ondas débilmente dispersado que se hace claramente visible a partir de los 160 segundos). La parte final del registro quedó prácticamente eliminada.

Similarmente se hizo este tratamiento para los restantes registros: Arica, Camacho y Moquegua.

Por cierto, la determinación del tiempo a partir del cual aplicar el *taper* no es en absoluto un proceso inequívoco, queda siempre sujeto a un cierto grado de arbitrariedad. La inspección visual es la herramienta más confiable para este tratamiento.

El tratamiento anterior permite atenuar aquella información de los registros que se encuentra fuera del alcance del modelo, pero aun después de esto no se ha garantizado la consistencia entre las señales real y sintética; la información de los sismogramas sintéticos debe ser tratada. La función de Green utilizada carece de los campos de ondas superficiales, luego en un sismograma sintético calculado

para una fuente finita y a relativamente cortas distancias de observación, se tiene que toda la parte final del mismo contiene información poco válida. Con el objeto de considerar únicamente aquella parte que se entiende válida del cálculo realizado, se restringió el rango para la correlación de los sismogramas. Para esto, a partir de una inspección conjunta de los sismogramas reales y sintéticos se estimaron los desfases máximos entre los cuales permitir el cálculo de la correlación. Con esto se evita, por ejemplo, contrastar la parte final de los sintéticos con la región de los registros que se supone esta compuesta por los primeros trenes de onda.

7.3.2. Aplicación de filtros y decimación

Acorde al modelo de fuente que se implementó, la capacidad que tienen los sismogramas sintéticos de modelar sismogramas reales es limitada y a este respecto puede decirse que hay una mayor precisión y exactitud en los sintéticos en modos de baja frecuencia. Consecuentemente, gran parte de la información contenida en los registros reales (aquella correspondiente a las altas frecuencias) está fuera del alcance del modelo. Con tal de homologar la información entre las señales real y sintética se aplicó un filtro pasabajos a ambas.

El filtro aplicado es de tipo *Butterworth* y fue el mismo para la señal real como la sintética. Se escogió un orden $N=4$.

Recuérdese que entre las variables que determinan el contenido de frecuencias de un sismograma teórico, figura la posición de observación respecto al plano de falla. Por eso, la determinación de la frecuencia de corte a utilizar en el filtro se hizo separadamente para cada estación.

Para determinar el valor de la frecuencia de corte se consideraron los siguientes aspectos:

- 1) La frecuencia de corte debe ser suficientemente alta para permitir que (i) el sismograma real, una vez filtrado, conserve los rasgos básicos que se estiman inherentes a su posición geográfica de observación, y (ii) cada sismograma sintético, una vez filtrado, conserve la información inherente a la ruptura que lo originó.
- 2) La frecuencia de corte debe ser suficientemente baja para asegurar que todos los sismogramas sintéticos calculados para esa posición geográfica de observación: (i) no tengan contribución de ondas de elementos de falla aislados, es decir, sean el

resultado de un muestreo espacio-temporal que otorgue una buena aproximación de la fuente continua. (ii) Muestran primordialmente características que dan información segura acerca del proceso de ruptura, es decir, conserven solamente aquellos pulsos que se estima están razonablemente modelados.

Con esta metodología se hizo una inspección visual de los sismogramas para cada una de las cuatro posiciones geográficas de observación, a partir de la cual se estima un período de corte para cada una de ellas:

Estación	T corte [s]	Frec. corte [Hz]
ARICA	1.6	0.625
CAMACHO	2.8	0.357142857
JABONILLOS	2.4	0.416666667
MOQUEGUA	1.8	0.555555556

Tabla n°1: Periodos y frecuencias de corte para filtro *Butterworth* aplicado.

Finalmente la tasa de muestreo de los acelerogramas registrados siempre fue superior a 100 [Hz]. Después de la aplicación de los filtros pasabajo a los sismogramas reales, la información que se considera como válida para la comparación con el modelo, está contenida en modos de frecuencia mucho mas baja que 100 [Hz].

Así, se aprovechó la posibilidad de decimar los datos reales, dejándolos con un intervalo de muestreo igual al de los sintéticos: $dt = 0.1$ [s].

7.3.3. Exploración sistemática en el espacio de parámetros

Considerando el comportamiento del sismograma ante los parámetros como se ejemplificó en el apartado de inversión de sintéticos, para realizar la inversión de los datos reales se tomaron las siguientes decisiones:

- i) Como primer alcance, se asignaron valores fijos a los parámetros v_{rup} , y T , esto principalmente por razones de tiempo de este estudio, y debido al efecto regular que tienen sobre el sismograma. Se les asignaron valores estimados en base a lo señalado en trabajos de otros autores.
- ii) Acorde a lo señalado para la característica de escalamiento del modelo estocástico, se tomaron tres valores para H : $\{-1, 0, +1\}$; y para cada uno de ellos se exploró un conjunto de combinaciones $\beta, J, seed$.
- iii) Para cada combinación $\{H, \beta, J\}$; se realizaron 10 intentos sobre $seed$, considerándose estos diez intentos como un mínimo razonable para dilucidar la capacidad del trío $\{H, \beta, J\}$ para modelar el sismograma real.

A continuación se harán algunas especificaciones acerca de los valores otorgados a los parámetros v_{rup} , δ y T :

1) Para el valor de la velocidad de ruptura se consideraron los trabajos de Tavera (2002) ($v_{rup}=3.22$); Kikuchi & Yamanaka (2001) ($v_{rup}=2.6$); Sladen & Madariaga (2004) ($v_{rup}=1.6$); para el mismo sismo de Arequipa del 2001; además del trabajo de Salichon et al. (2003) ($v_{rup}=2.7$) para el terremoto de Nazca del año 1996, ocurrido en la zona del Perú central.

Finalmente, se adoptó un valor $v_{rup} = 2.8$ Km/s.

2) Para decidir el valor del exponente δ a utilizar en la ley del *rise time*, se realizaron algunas pruebas en el intervalo de 0 a 0.5. Valores inferiores a 0.2 resultaron en distribuciones poco similares a las evidenciadas por las inversiones de otros autores. En las pruebas realizadas dentro del rango de valores de 0.3 a 0.5, el exponente δ no mostró un efecto fuerte sobre el sismograma.

La elección de su valor particular se hizo visualmente, comparando las distribuciones del *rise time* obtenidas de nuestro modelo con los resultados obtenidos por las investigaciones de Xu et al. (2002), Wu-Cheng Chi et al. (2001). Se estimó finalmente un valor $\delta = 0.35$.

3) Una vez adoptado el valor δ para la ley del *rise time*, para la decisión del valor T que es factor de escala del *rise time*, se consideraron los trabajos de Borges et al. (2005) para el terremoto de Sumatra del 28/03/2005 ($M_w=8.6$); Wu-Cheng Chi et al. (2001), Xu et al. (2002) para el terremoto de Chi-Chi, Taiwán; Mendoza & Hartzell (1989) para el terremoto de Michoacán; Salichon et al. (2003) para el terremoto de Nazca de 1996; además de otros trabajos para terremotos de $M > 7.6$. En algunos de estos trabajos se muestran valores del *rise time* que alcanzan hasta 15 segundos en las zonas de mayor deslizamiento, y decaen hasta cero acorde lo hace el desplazamiento. Por otro lado se consideró que las velocidades de dislocación promedio toman valores en el rango de 0.4 a 3 [m/s]. La mayoría de los autores señalan que sobre el plano las velocidades medias de dislocación son cercanas a 1 [m/s].

A partir de esto, utilizando distintas combinaciones de los parámetros del modelo se generó una serie de rupturas de prueba. Haciendo inspección gráfica de estas rupturas, se seleccionó aquellas que presentaran estados finales similares a aquellos de las rupturas obtenidas por los citados autores. Posteriormente para los casos seleccionados, se varió el factor T tratando de producir valores medios del *rise time* que se acercaran a lo señalado en aquellos trabajos.

Con este método se estimó un valor $T=2.075$

Búsqueda general

Una vez asignados los valores para v_{rup} , y T , se procedió a explorar sistemáticamente el espacio de parámetros $\{ H, \beta, J, seed \}$.

Para cada uno de los valores de H : $\{ -1, 0, +1 \}$, se generaron múltiples combinaciones de $\{ \beta, J \}$ utilizando una técnica aleatoria uniforme sobre ciertos intervalos que se estimaron adecuados. La decisión de los límites de estos intervalos se hizo observando los patrones de ruptura para distintos valores de los

parámetros, con el objeto de permitir la generación de rupturas que mostraran diferentes características.

Luego a cada combinación $\{ H, \beta, J \}$ se le otorgan 10 valores de *seed* distintos. Como primer alcance, se consideró a estos diez intentos como una cantidad mínima para dilucidar la capacidad de cada trío $\{ H, \beta, J \}$ para modelar el sismograma real.

Se generó un total de 3770 combinaciones $\{ H, \beta, J \}$, cada una con 10 intentos *seed*, dando un total de 37700 intentos.

Los valores de $\{ H, \beta, J \}$ definen las tendencias características de las rupturas (niveles de percolación, áreas y longitudes características de fractura, etc.), y el valor de *seed* entrega la serie aleatoria que pone en marcha el proceso determinando el ordenamiento de la ruptura. Con el objeto de evitar un sesgo en las supuestas propiedades de las series aleatorias de *seed*, se varió este valor sistemáticamente, es decir, dentro de los 37700 intentos generados, se utilizaron 37700 valores *seed* distintos.

Para cada una de estas 37700 combinaciones de parámetros, se calcularon los sismogramas sintéticos correspondientes a las cuatro estaciones de observación. El proceso tarda alrededor de una semana utilizando cuatro procesadores Pentium 4. Luego para llevar a cabo la modelación de los registros, en el proceso de selección dentro del citado espacio de parámetros, se utilizó como función objetivo un promedio ponderado del operador de comparación entre las 4 estaciones: Arica (A), Moquegua (M), Jabonillos (J) y Camacho (C). Como se señaló anteriormente, el operador de comparación en cada estación fue la cross-correlación normalizada (de la cual se extrae un valor máximo y un desfase asociado a ese máximo) de las señales real y sintética, en el dominio de la velocidad.

Así, el valor de la función objetivo a considerar para la ruptura generada en el intento j será:

$$F(\text{rup}_j) = p_A * C_A(\text{rup}_j) + p_M * C_M(\text{rup}_j) + p_J * C_J(\text{rup}_j) + p_C * C_C(\text{rup}_j)$$

Donde p_{est} es el peso (importancia) otorgado a la estación *est*, siendo tales que:

$$p_A + p_M + p_J + p_C = 1$$

$C_{\text{est}}(\text{rup}_j)$ es el valor máximo alcanzado por la correlación entre el sismograma real y el sismograma sintético causado por la ruptura j , en la estación *est*.

La determinación de los pesos de importancia p_{est} otorgados a cada estación está sujeta a cierto grado de arbitrariedad. En este contexto conviene solamente mencionar que para tal determinación se analizaron los registros correspondientes considerando el nivel de ruido que presentaban, asimismo el problema de la diferencia entre la duración temporal de éstos y la duración esperada teóricamente (sintético), así como también la distancia fuente-estación (la que se consideró como fuente de incertidumbre para las propiedades elásticas). En el anexo se muestra el proceso con mayor detalle. Más allá de estas consideraciones iniciales, los resultados de las correlaciones individuales de los 37700 intentos en las estaciones, permiten dar una idea de los alcances logrados por el modelo independientemente del problema de los pesos. A continuación se muestra una tabla con estadísticas generales de los intentos realizados:

Estadísticas generales de las correlaciones			
	Promedio	Maximo	Rup. referencia
Arica	0.205130	0.541619	0.223481
Moquegua	0.072226	0.322507	0.053948
Jabonillos	0.056319	0.260380	0.042646
Camacho	0.084301	0.170009	0.087459

Tabla n°2: Estadísticas de los 37700 intentos realizados en la búsqueda general. Se muestran los valores de correlación obtenidos para las cuatro estaciones. La primera columna muestra el promedio de todos los intentos, la segunda columna el mejor intento y la tercera columna la correlación producida por una ruptura de referencia: aquella que se propaga isótrópicamente hasta dislocar todo el plano de falla.

Como es posible ver, los niveles de ajuste logrados en la estación Arica son muy superiores a los de las restantes estaciones. Después de hacer pruebas considerando diversos pesos para las 4 estaciones, se consideró razonable otorgar el mayor peso a la estación Arica. Ciertamente, realizando pruebas en las que la función objetivo otorgaba a Arica pesos menores que a Moquegua y Jabonillos (por ejemplo $p_A = 0.2$, $p_M = 0.3$, $p_J = 0.3$, $p_C = 0.2$), la selección dentro del espacio de intentos entregó rupturas que no alcanzaron a romper el 25% del plano de falla.

El considerable nivel de ruido presente en el registro de Camacho, así como la enorme diferencia entre la duración de éste (80 seg. aprox.) con la duración esperada teóricamente (mas de 150 seg. debido a su posición opuesta a la

propagación de la ruptura), motivaron la decisión de eliminar al registro de Camacho de la modelación. Por tanto $p_C=0$.

Bajo un punto de vista puramente práctico, se pensó en otorgar pesos para las estaciones que sean proporcionales a los niveles de correlación alcanzados en las mismas. A partir de los datos de la tabla de estadísticas podemos estimar la importancia que se tendría para la estación Arica; el cálculo de la razón de la correlación (Arica / total) entrega: 0.615 (usando los valores promedios), 0.482 (usando los valores máximos), 0.698 (usando los valores de la ruptura de referencia).

Después de varias pruebas, para la primera etapa de búsqueda las importancias otorgadas fueron:

$$p_A = 70 \% \quad p_M = 15 \% \quad p_J = 15\%$$

Ante estas especificaciones se calculó la función objetivo para cada una de las 37700 rupturas generadas.

Para considerar los resultados así obtenidos, en una primera etapa se procedió de la manera siguiente: cada trío $\{H, \beta, J\}$ tiene asociados 10 intentos sobre *seed*, por tanto produce 10 rupturas distintas y diez valores de la función objetivo. De estos diez intentos, se toman aquellos 3 que entregan los mejores resultados y se calcula el promedio de la función objetivo de estos 3 mejores. Luego sobre el espacio paramétrico $\{H, \beta, J\}$, una primera etapa de selección se hace de acuerdo a este promedio selectivo. Esta decisión se tomó en base a las siguientes dos consideraciones:

(i) Para un trío $\{H, \beta, J\}$ cualquiera, tomar únicamente el óptimo dentro de los diez intentos sobre *seed*, no se consideró razonable debido a que si se proponen dos tríos hipotéticos A y B, dentro de diez intentos independientes puede darse $\text{óptimo}_A < \text{óptimo}_B$, pero esto no implica que el trío A tenga definitivamente menos capacidad de aproximar las observaciones (en términos de capacidad potencial). Por cierto, entre los intentos no se cuenta con la combinación que evalúa el trío A en el *seed* correspondiente al óptimo B (con la cual se podría hacer una comparación).

Por lo tanto, tratando de evitar decisiones basadas únicamente en singularidades "buenas", se estimó conveniente considerar un conjunto con más de un intento dentro de los diez de cada trío.

(ii) Dentro de los diez intentos de *seed* asociados a un trío $\{ H, \beta, J \}$ cualquiera, pueden ocurrir casos singularmente “malos”, que sesgan la comparación con los resultados que producen los otros tríos. En efecto, si se consideran dos tríos hipotéticos A y B con diez intentos independientes cada uno, puede ocurrir $peor_A < peor_B$, pero esto no implica que el trío A sea definitivamente (ó potencialmente) mas malo en aproximar las observaciones. Por cierto, entre los intentos no se cuenta con la combinación que evalúa el trío B en el *seed* correspondiente al peor de A (con la cual se podría hacer una comparación)

Por lo tanto, tratando de excluir singularidades “malas” en la toma de decisiones, se estimó conveniente considerar un conjunto con menos de diez intentos dentro de los diez de cada trío.

Tratando de cumplir con las consideraciones (i) y (ii), así como considerando la enorme diversidad de posibilidades que producen los valores de *seed* para las rupturas, dentro de los diez intentos realizados para cada trío, se decidió seleccionar aquel subconjunto de los 3 casos más exitosos *. Con este subconjunto así considerado, se espera medir tanto la capacidad como la estabilidad que presenta cada trío $\{ H, \beta, J \}$ para aproximar las observaciones.

En cada una de las tres regiones del espacio de parámetros, correspondientes a cada valor de H : $\{ -1, 0, +1 \}$, se llevó a cabo esta técnica de selección, produciéndose consecuentemente, tres regiones de optimización a considerar. Vale la pena considerar las tres regiones separadamente (independientemente de los valores de la función objetivo) por el hecho de que estas tres regiones tienen asociadas distintas tendencias en los patrones de ruptura generados.

A continuación se muestran los resultados del mapeo de la función objetivo utilizando el promedio selectivo en las tres regiones del espacio.

(*) Asimismo se efectuaron selecciones de prueba de los tríos $\{ H, \beta, J \}$ utilizando promedios selectivos de los 2, 4 y 5 casos mas exitosos. La cantidad de intentos a considerar no se ciñe a criterios definidos.

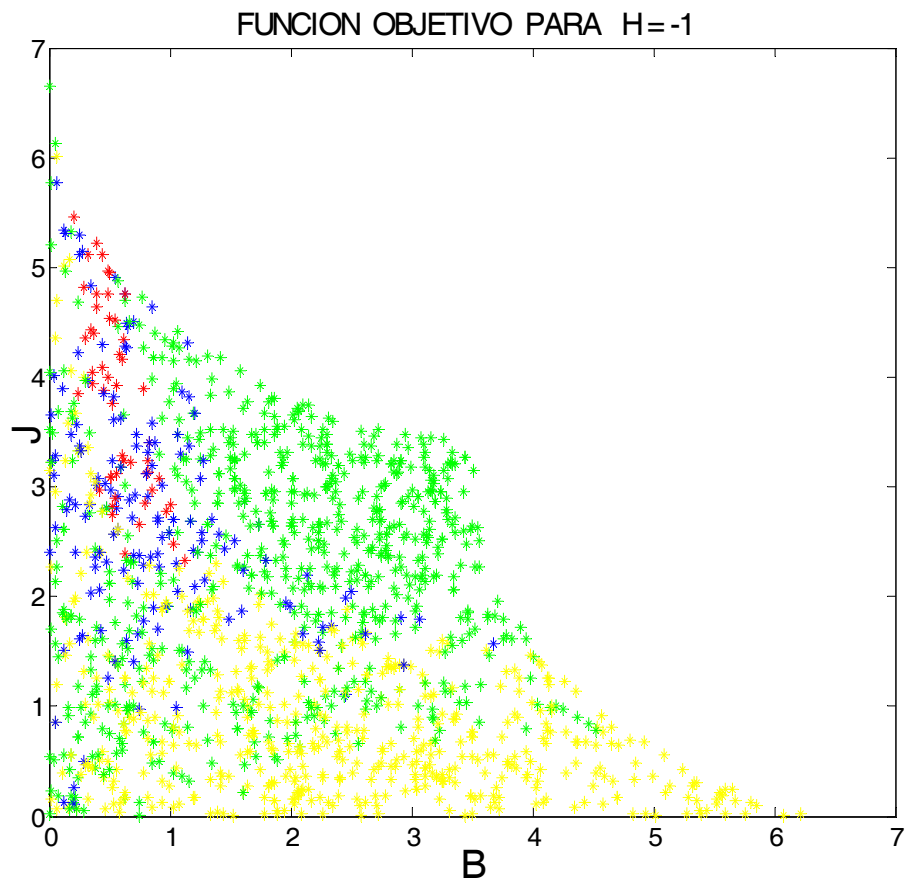


Fig. 37: Mapeo de la función objetivo para $H = -1$. Los valores graficados corresponden al promedio de la función objetivo de los 3 intentos mas exitosos de cada combinación $\{\beta, J\}$. Como se aprecia, la región optimal es dispersa. El óptimo encontrado está en $\beta = 0.295$, $J = 4.357$

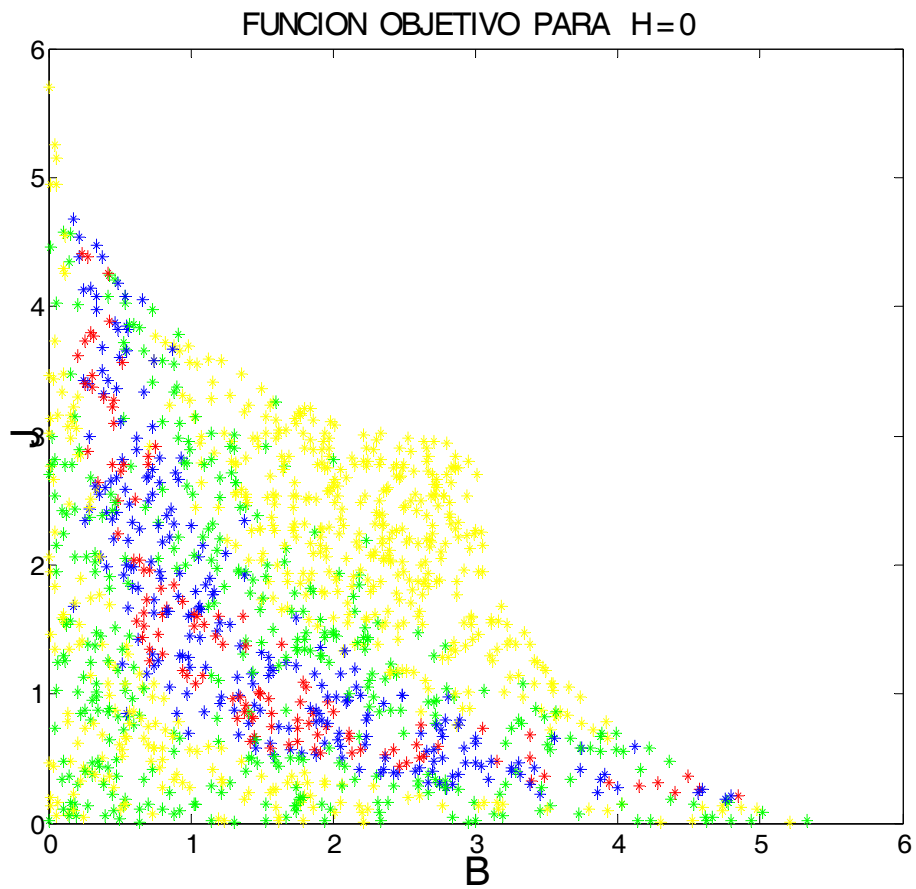


Fig. 38: Mapeo de la función objetivo para $H = 0$. Los valores graficados corresponden al promedio de la función objetivo de los 3 intentos mas exitosos de cada combinación $\{\beta, J\}$. Como se aprecia, la región optimal se extiende sobre un amplio dominio de valores, aparentando una dependencia funcional entre β y J que hace sumamente difícil conformarse con una única solución. Los parámetros del óptimo son $\beta = 2.64, J = 0.518$.

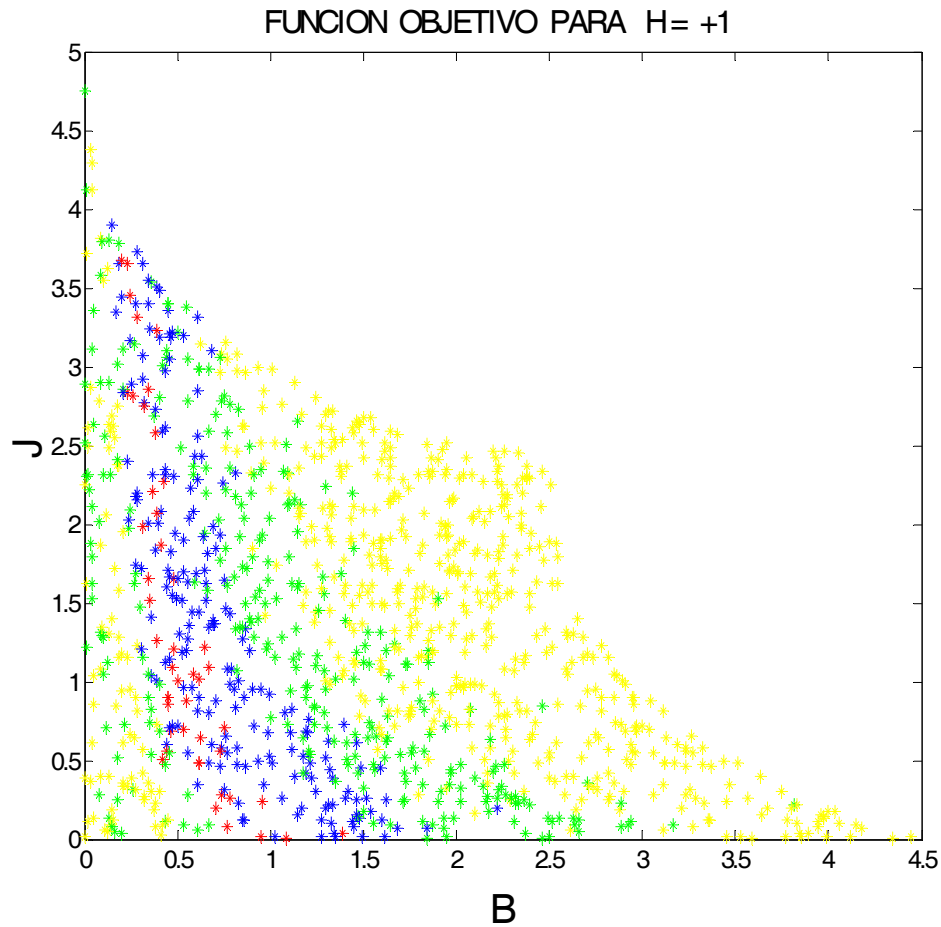


Fig. 39: Mapeo de la función objetivo para $H = +1$. Los valores graficados corresponden al promedio de la función objetivo de los 3 intentos mas exitosos de cada combinación $\{\beta, J\}$. Como se aprecia, la región optimal se extiende sobre un dominio bastante amplio de valores. Esta región parece manifestar una cierta dependencia entre β y J , la cual hace sumamente difícil conformarse con una única solución. Los parámetros del óptimo son $\beta = 0.281$, $J = 3.31$.

Acorde a lo observado en los resultados, en las tres regiones del espacio: $H: \{-1, 0, +1\}$, se presenta una región optimal bastante amplia (sobretudo para los casos $H = \{0, +1\}$).

Ante las imperfecciones del modelo y ante los errores presentes en los registros reales, no puede tomarse razonablemente al óptimo como la solución válida de la inversión. Puede decirse que para cada una de las tres regiones, pueden escogerse

combinaciones de parámetros dentro de un amplio conjunto de la región optimal, cada una de las cuales entregan resultados comparables con aquellos de las otras combinaciones de la región. A causa del problema de incertidumbre debida a los errores, si dos (ó más) combinaciones producen niveles muy similares de aproximación a las observaciones, ambas tienen una alta probabilidad de corresponder a la mejor solución.

Debido al tiempo requerido para este estudio, se considerarán los óptimos obtenidos en las tres regiones del espacio como soluciones preliminares válidas, sobre las cuales llevar a cabo una búsqueda exhaustiva. Se consideraron válidas también las soluciones preliminares obtenidas con el promedio selectivo de los 5 intentos más exitosos.

Búsqueda en profundidad

Para cada uno de los seis óptimos obtenidos bajo la consideración del promedio selectivo (tres regiones del espacio $H: \{-1, 0, +1\}$ y dos consideraciones distintas del promedio selectivo) se realizó una búsqueda en profundidad sobre el parámetro *seed*. Entonces a los diez intentos *seed* asociados a cada óptimo $\{\beta, J\}$ se agregaron 1000 intentos mas, variando únicamente el *seed*. El objetivo de este procedimiento es hacer una búsqueda asociada mayormente al espacio de fase sobre el desarrollo de la ruptura. Por cierto, en esta etapa se considera a la combinación $\{\beta, J\}$ óptima como suficientemente estable (debido a representar el optimo de un promedio), y se explota su presunta capacidad de producir el óptimo global, buscando un único *seed*, aquel que produce la mejor aproximación a los datos.

En esta etapa final, se adoptó una serie de mil valores de *seed*, la cual fue la misma utilizada para los seis óptimos, con lo cual se intenta una posibilidad de comparación entre los alcances.

En la siguiente tabla se muestran las mejores soluciones de la búsqueda sobre *seed*, para aquellas combinaciones $\{H, \beta, J\}$ óptimas encontradas en la etapa anterior (usando las dos consideraciones del promedio selectivo).

Promedio de los mejores 5			Promedio de los mejores 3		
$H = -1$			$H = -1$		
$(\text{Beta}=0.607, J=3.282)$			$(\text{Beta}=0.295, J=4.357)$		
	<i>F objetivo</i>	<i>seed</i>		<i>F objetivo</i>	<i>seed</i>
1º mejor	0.2067	129	1º mejor	0.333	28744
$H = 0$			$H = 0$		
$(\text{Beta}=0.674, J=1.625)$			$(\text{Beta}=2.64, J=0.518)$		
	<i>F objetivo</i>	<i>seed</i>		<i>F objetivo</i>	<i>seed</i>
1º mejor	0.2184	669	1º mejor	0.3996	14665
$H = +1$			$H = +1$		
$(\text{Beta}=1.086, J=0.008)$			$(\text{Beta}=0.281, J=3.31)$		
	<i>F objetivo</i>	<i>seed</i>		<i>F objetivo</i>	<i>seed</i>
1º mejor	0.2167	410	1º mejor	0.379	36177

Tabla nº 3: Resultados de la búsqueda en profundidad sobre *seed*. Se muestran las mejores soluciones encontradas utilizando 1000+10 valores *seed* distintos, para aquellas combinaciones $\{H, \beta, J\}$ seleccionadas con la técnica del promedio selectivo de los mejores 5 y 3 intentos.

Los valores de la función objetivo son cercanos a 0.2 y 0.35 para los casos de promedio selectivo de 5 y 3 intentos respectivamente, implicando que acorde a los pesos otorgados las estaciones de observación, en promedio se tiene una aproximación del 20 y 35 % (en norma L2) a los registros observados. Estos valores se consideran bastante bajos, y por cierto, la primera interpretación es que al menos con la cantidad de intentos realizados sobre el espacio, el modelo tuvo una capacidad relativamente reducida para aproximar las observaciones.

Dejando la interpretación de este alcance para el apartado de las discusiones, ahora se centrará la atención en los resultados disponibles.

Finalmente ya habiendo intentado encontrar aquella ruptura óptima a través de una búsqueda en profundidad sobre aquellas combinaciones que se mostraron estables (y agregando 6000 intentos como disponibles), se vuelve a considerar el objetivo central: encontrar una ruptura, aquella que produce el óptimo de la función objetivo (independientemente de si pertenece a las combinaciones óptimas del promedio selectivo). Por tanto, se examina si las soluciones encontradas en la búsqueda en profundidad superan ó no a alguna de todas las restantes generadas en la etapa primaria (búsqueda general). En síntesis se considera la totalidad de (37700+6000)

intentos generados, y se le ordena única y exclusivamente de acuerdo al valor de la función objetivo.

7.4. Resultados

En esta etapa definitoria se persiguió únicamente la maximización de la función objetivo dentro del total de 43700 intentos, independientemente del problema de los promedios selectivos e independientemente del valor de H . Se seleccionaron la 1ª, 2ª y 3ª mejores soluciones.

Para abordar el problema de la arbitrariedad de los pesos de las estaciones a considerar en la función objetivo, en esta etapa se realizó la búsqueda de las 3 mejores soluciones con cierta libertad: barriendo los valores de los pesos p_{EST} de la siguiente manera:

$$p_A > p_M \quad \text{y} \quad p_J = p_M$$

$$\text{con } 50 \% \leq p_A \leq 100 \%$$

De esta manera, se obtuvieron resultados cuya simplicidad resulta curiosa: al variar el peso de Arica desde 50 a 100 %, se presentan únicamente tres rangos de valores p_{EST} que otorgan conjuntos distintos para las 3 mejores soluciones. Además, todas las soluciones pertenecen al siguiente conjunto:

$$H=-1, B=0.29, J=4.36, seed=336$$

$$H=0, B=0.67, J=1.63, seed=537$$

$$H=0, B=0.67, J=1.63, seed=669$$

$$H=0, B=1.33, J=0.81, seed=13715$$

En un último alcance, dentro de este conjunto de soluciones así obtenidas, se insistió en el problema de comparación de *seed*:

$$\{ H, \beta, J \}_X, seed_X$$

$$\{ H, \beta, J \}_Y, seed_Y$$










¿ Qué pasa si se intercambian los *seed* entre los conjuntos X e Y ?

Se efectuó este proceso para aquellos tríos $\{ H, \beta, J \}$ cuyos *seed* fueran distintos.

Con este propósito se generaron 5 intentos finales completando las supuestas combinaciones optimales. El resultado no deja de sorprender: una solución

aumenta su función objetivo reemplazando su valor *seed* por otro dentro del conjunto, y por otro lado se agrega una nueva solución.

A continuación se muestra una tabla que resume la optimización de la función objetivo sobre el total de 43705 intentos, seleccionando las tres mejores soluciones, para las tres combinaciones efectivas de los pesos p_{EST}

MAPA DE SOLUCIONES			
1ª Solucion			
2ª Solucion			
3ª Solucion			
% Peso Arica	100 -- 85	85 -- 65	65 -- 50






-  : $H=0, B=0.67, J=1.63, seed=537$
-  : $H=0, B=0.67, J=1.63, seed=669$
-  : $H=-1, B=0.29, J=4.36, seed=336$
-  : $H=0, B=1.33, J=0.81, seed=669$
-  : $H=0, B=0.67, J=1.63, seed=13715$

Tabla nº 4: Las tres mejores soluciones encontradas en toda la búsqueda, en función de las combinaciones de los pesos de las estaciones. Se han considerado las restricciones $p_A > p_M$ y $p_I = p_M$.

A continuación se detallarán los resultados de la primera mejor solución, en las dos ocurrencias definidas por las combinaciones de los pesos p_{EST} .

(1) Caso de los pesos tales que $0.5 < p_A < 0.85$: La mejor solución encontrada tiene los parámetros ($H=-1$; $\beta =0.29$, $J=4.36$, $seed=336$). Esta solución presenta un valor de la función objetivo que va, de manera lineal, desde 0.327 ($p_A=0.5$) hasta 0.456 ($p_A=0.85$).

En la figura nº 40 se muestran las etapas del proceso de ruptura correspondiente a esta solución. Con el valor utilizado para la velocidad de ruptura (2.8 km/s), el proceso completo toma un tiempo de 155 seg. aproximadamente, abarcando la dislocación un área correspondiente al 82 % del plano de falla propuesto ($L=370$ km, $W=150$ km). Se presentan algunas zonas de barrera delimitando regiones de deslizamiento nulo en el interior del plano de falla. Las zonas nulas mayores presentan longitudes características cercanas a 60 km. y se ubican más preponderantemente en la mitad superior del plano. Este resultado no se correlaciona con lo que han obtenido la mayoría de los autores en inversiones de fuente para el terremoto de Arequipa del 2001, que encuentran que el mayor momento sísmico se libera en la mitad sureste del plano.

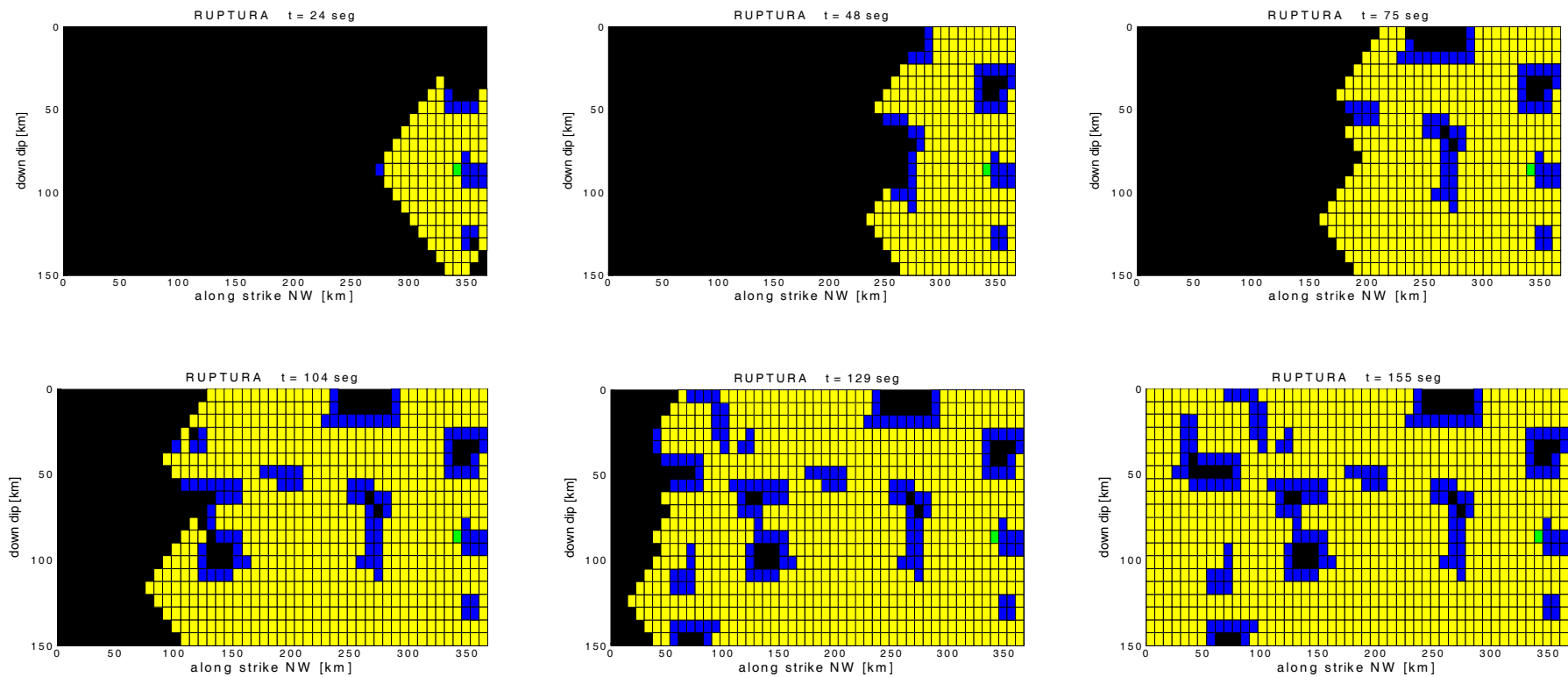


Fig. 40: *Snapshots* de la propagación de la ruptura correspondiente a la solución ($H=-1$; $\beta=0.29$, $J=4.36$, $seed=336$). Se muestran seis instantes aproximadamente equiespaciados en tiempo. La ruptura se propaga globalmente en dirección SE, abarcando finalmente el 82 % del plano de falla en un intervalo de tiempo de 155 seg. aproximadamente (tomando una velocidad de ruptura de 2.8 km/s).

Con la definición de la ruptura, la parametrización usada permite determinar la distribución del *rise time*; por cierto, en el cálculo de los tiempos de dislocación se habían fijado a priori los valores $\delta = 0.35$ y $T = 2.075$. Consecuentemente, en esta solución particular se obtuvo un valor promedio del *rise time* de 5.02 [s].

Para el cálculo del desplazamiento sobre la falla se requiere el valor S (factor de escala de las STF), el que idealmente debe ser escalado en referencia a la amplitud de los registros reales. Por consideraciones mencionadas anteriormente, en esta aplicación se realizó el cálculo de los sismogramas sintéticos utilizando un valor $S = 1$. Con este valor, la solución actual de esta aplicación obtiene un desplazamiento medio sobre la falla de 3.586 [m]. Los estudios realizados para terremotos en la escala de tamaños $M_w = 8.1 - 8.6$ han deducido valores típicos del deslizamiento medio de entre 3 y 6 [m]. *

Si bien el valor calculado cae dentro del rango esperado para un terremoto de magnitud $M_w = 8.4$, puede considerarse un tanto reducido considerando las dimensiones adoptadas para la falla $L = 370$ km., $W = 150$ km.

Entonces la atención debe concentrarse en los ajustes de los registros alcanzados por los sismogramas sintéticos. Para tratar el problema del escalamiento, con el objeto de medir los niveles de amplitud de los correspondientes sismogramas se utilizó una norma L2.

En las figuras n° 41-43 se muestran los sismogramas reales y sintéticos, la razón de las normas calculadas, y los correspondientes valores de correlación entre ellos. Se ha utilizado una escala de tiempo absoluto, de acuerdo a los tiempos de llegada de las ondas P calculados por el modelo.

(*) Considérese que la cantidad de terremotos de magnitud > 8 que se han registrado es relativamente reducida (al menos a partir del año 1900).

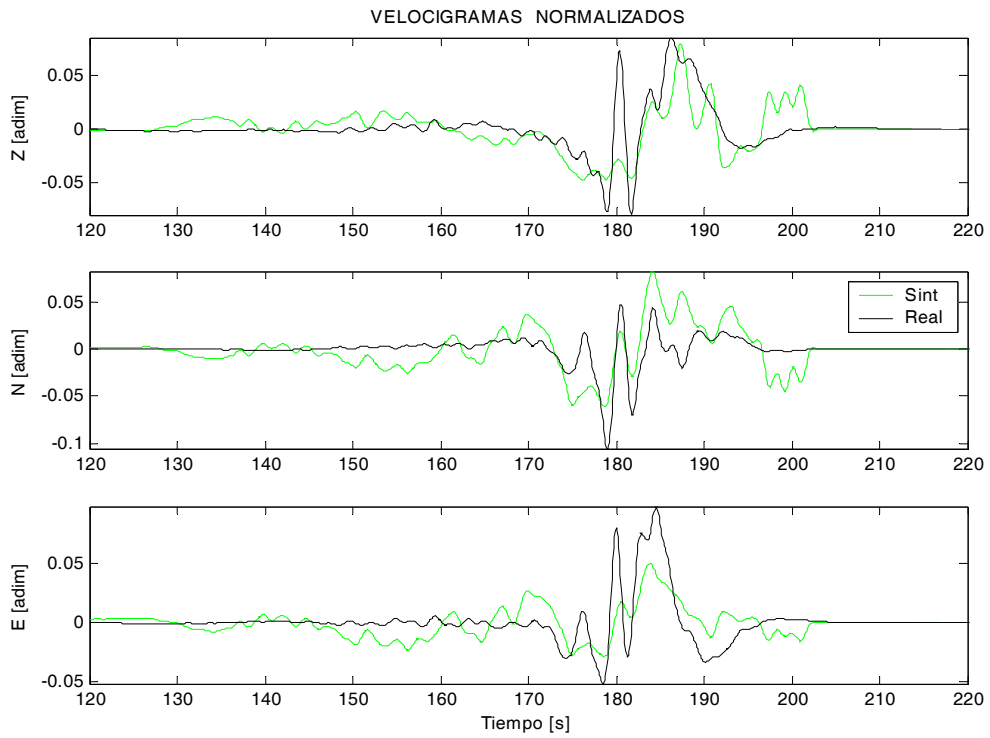


Fig. 41: Sismogramas para la estación de Arica. Valor de correlación: **0.543**, Razón de las normas Real/Sintético: 18.022

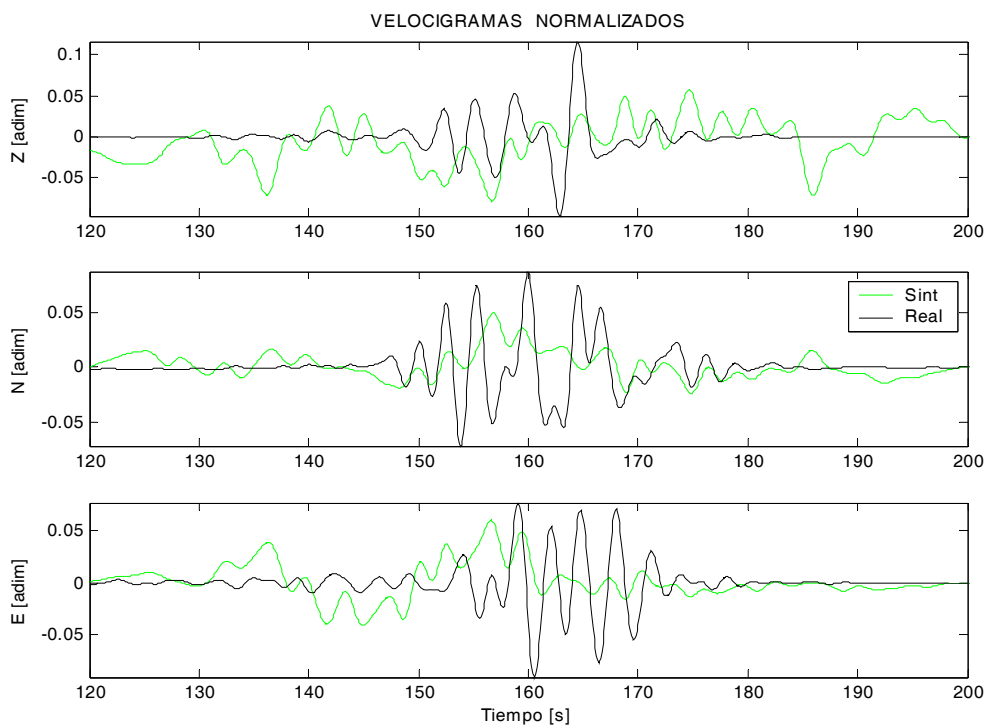


Fig. 42: Sismogramas para la estación de Moquegua. Valor de correlación: **0.079**, Razón de las normas Real/Sintético: 2.701

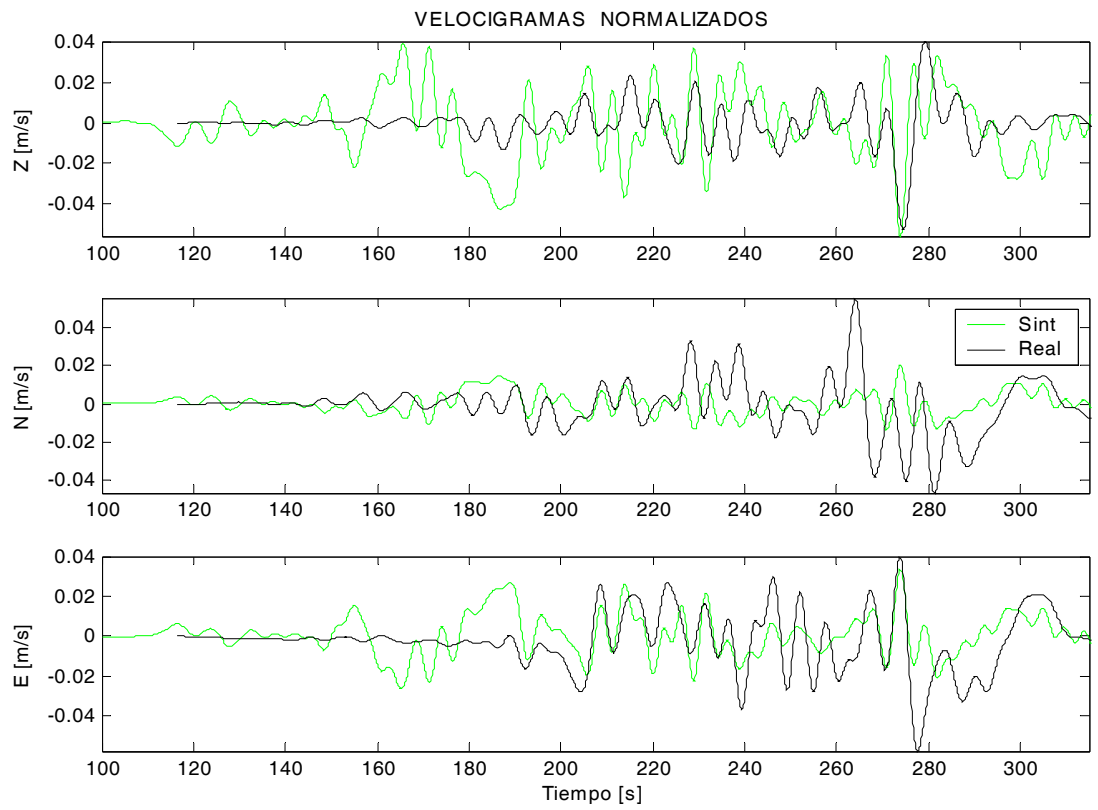


Fig. 43: Sismogramas para la estación de Jabonillos. Valor de correlación: **0.143**, Razón de las normas Real/Sintético: 1.596

La amplitud absoluta de los sismogramas calculados difiere de las amplitudes de los registros. La siguiente tabla muestra el valor de las normas L2 para ambos sismogramas (calculadas sobre la misma ventana de tiempo), para las cuatro estaciones.

	Arica	Moquegua	Jabonillos
Norma Real	1.600629	0.562652	0.070297
Norma Sintetico	0.088816	0.208317	0.044053
Razon R /S	18.022	2.701	1.596

Cualquier explicación de esto debe considerar los siguientes puntos:

- (i) El escalamiento del factor S para obtener valores típicos del desplazamiento en una ruptura de esas dimensiones, otorgaría a los sismogramas sintéticos un factor cercano a 1.3 (bajo el supuesto de una función de Green lineal)
- (ii) El efecto de la superficie libre no está considerado en nuestro modelo (propagación en un medio infinito). La corrección de los efectos de superficie libre incorporando las ondas convertidas en la reflexión, generaría en términos de amplitud, factores cuyos valores máximos estarían en torno a 2.

Con estos dos puntos se puede alcanzar un factor que puede llegar hasta 3 con el cual sería posible, en un primer alcance, aproximar los niveles de amplitud para la estación de Moquegua (razón: 2.701) y Jabonillos (razón: 1.596), pero aun no se estaría en condiciones de alcanzar el nivel observado en la estación de Arica. Por cierto, la explicación debería además considerar:

- (iii) Efectos de sitio tales como amplificaciones debidas a una calidad blanda del terreno, asociadas a un comportamiento elástico, así como también amplificaciones asociadas a comportamientos no elásticos, en la porción de material en donde yace el instrumento. Aquellas otras amplificaciones asociadas a resonancia de lentes y/o capas de material subyacente se estima están fuera del proceso, básicamente por haberse aplicado el tratamiento previo a los registros, en el cual se atenuó la parte centro y final de los mismos.

Aun considerando todos los efectos anteriores, resulta un tanto difícil dar una explicación para la razón de las normas real a sintético para el caso de la estación Arica (razón: 18.022). Puede pensarse en un error técnico en las especificaciones instrumentales, en las cuales se pudo haber omitido un factor de proporcionalidad.

En ausencia de esto, deberían considerarse efectos de sitio con amplificaciones de alrededor de seis veces.

A consecuencia, debido principalmente a las limitadas condiciones de la función de Green utilizada, en ninguno de los casos se encuentran condiciones suficientemente confiables para referir la amplitud. Por lo anterior se consideró poco razonable hacer el cálculo de escalamiento del sismo en base a los registros.

Con tal de atacar este problema y las incertidumbres encontradas para el valor del desplazamiento medio (3.59 [m]) en relación a las dimensiones de la ruptura, se efectuará un procedimiento de prueba: se hará el escalamiento del factor S de acuerdo a ciertas tendencias generales evidenciadas por los estudios de inversión de fuente. Al respecto, para terremotos de magnitudes de entre 7 y 8.5 los autores han encontrado valores del desplazamiento final y del *rise time* del mismo rango (en el sistema de unidades MKS), de manera que las velocidades de dislocación generalmente tienen valores del orden de 1 [m/s].

Consecuentemente, se iteró sobre el valor S con tal de que el promedio de las velocidades de dislocación sobre todo el plano, tenga un valor cercano a 1 [m/s].

Consecuentemente, iterando el valor S hasta obtener un promedio de la velocidad de dislocación de 0.999771069 [m/s], resultó $S=1.429$, el que produce un desplazamiento medio sobre la falla con un valor de 5.12 [m]

En la figura nº 44 se muestran las correspondientes distribuciones del desplazamiento final y del *rise time* sobre la falla.

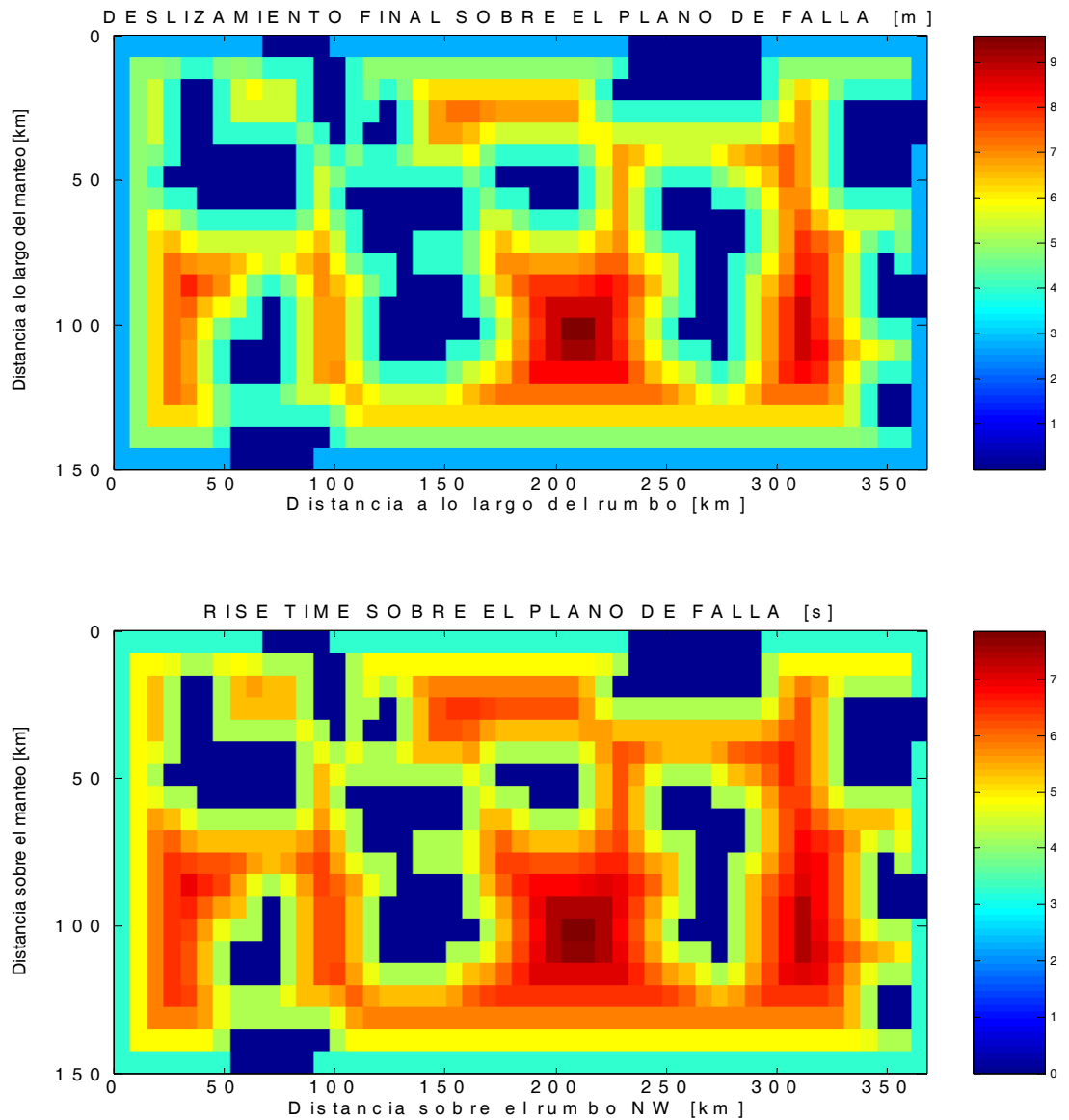


Fig. 44: Resultados de la ruptura correspondiente a la solución ($H=-1$, $\beta=0.29$, $J=4.36$, $seed:336$).

Superior: Distribución del desplazamiento final sobre la falla. Utilizando un valor $S=1.429$ requerido para la señalada aproximación, se obtiene un desplazamiento medio de 5.12 [m].

Inferior: Distribución del *rise time* sobre la falla, obtenida ocupando los valores estimados para la inversión: $T=2.075$ y $\delta=0.35$, se obtiene un valor promedio del *rise time* de 5.02 [s]. El promedio de la velocidad de dislocación resulta 0.999771069 [m/s].

2) Caso de los pesos tales que $p_A > 0.85$: La mejor solución encontrada tiene los parámetros ($H=0$; $\beta =0.67$, $J=1.63$, $seed=537$). Esta solución presenta un valor de la función objetivo que va, de manera lineal, desde 0.477 ($p_A=0.85$) hasta 0.551 ($p_A=1$).

En la figura nº 45 se muestran las etapas del proceso de ruptura correspondiente a esta solución. Con el valor utilizado para la velocidad de ruptura (2.8 km/s), el proceso completo toma un tiempo de 150 seg. aproximadamente, abarcando la dislocación un área correspondiente al 91 % del plano de falla propuesto ($L=370$ km, $W=150$ km). Se presentan algunas zonas de barrera delimitando regiones de deslizamiento nulo en el interior del plano de falla. Las zonas nulas mayores presentan longitudes características cercanas a 50 km. y se ubican principalmente en la mitad norweste del plano. Este resultado se correlaciona de una manera aproximada con lo que han obtenido la mayoría de los autores: las inversiones de fuente para el terremoto de Arequipa del 2001 encuentran la mayor liberación de momento sísmico en la mitad sureste del plano.

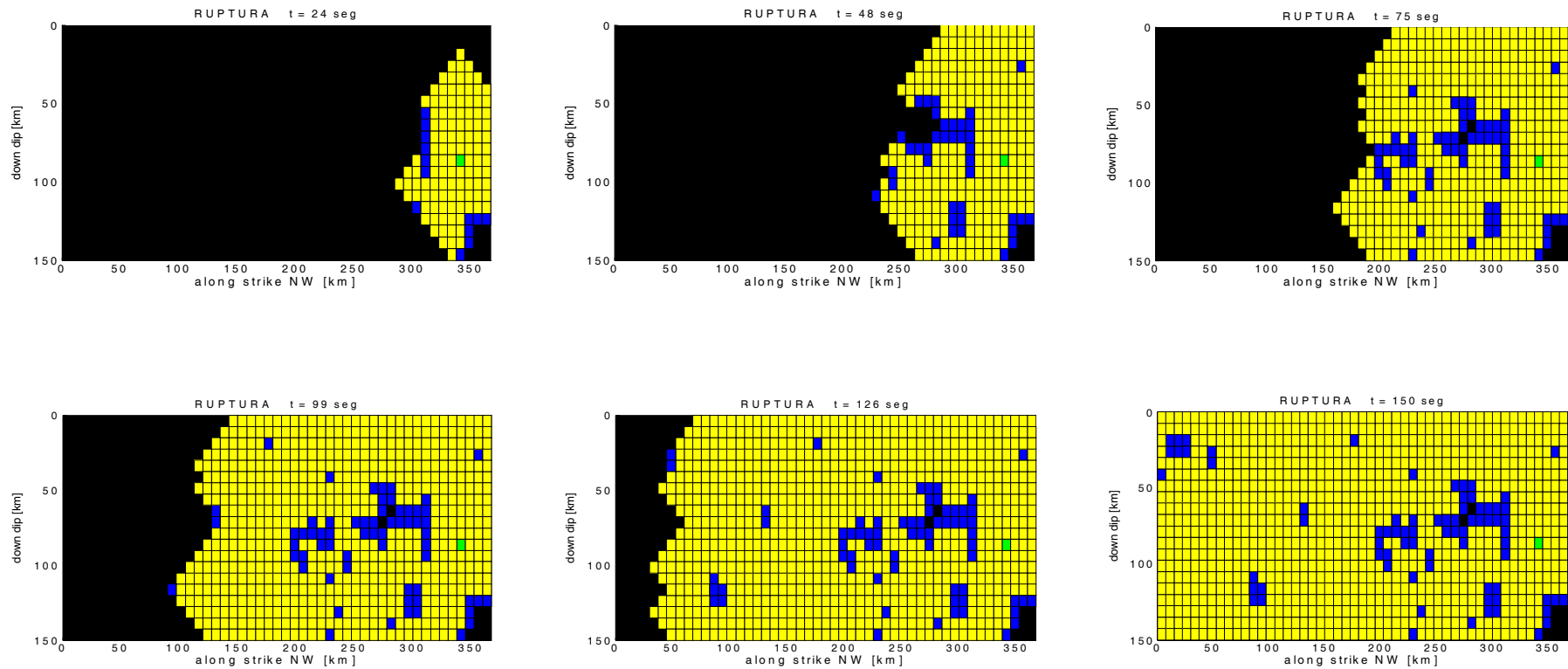


Fig. 45: *Snapshots* de la propagación de la ruptura correspondiente a la solución ($H=0$; $\beta=0.67$, $J=1.63$, $seed=537$). Se muestran seis instantes aproximadamente equiespaciados en tiempo. La ruptura se propaga globalmente en dirección SE, abarcando finalmente el 91% del plano de falla en un intervalo de tiempo de 150 seg. aproximadamente (tomando una velocidad de ruptura de 2.8 km/s).

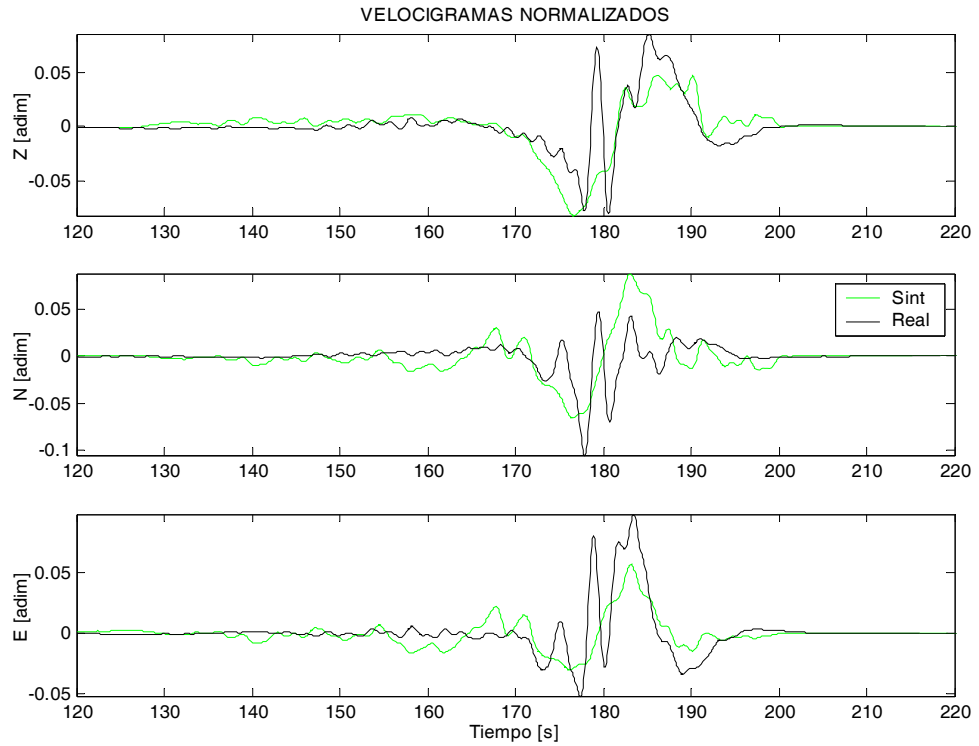


Fig. 46: Sismogramas para la estación de Arica. Valor de correlación: **0.551**, Razón de las normas Real/Sintético: 12.036

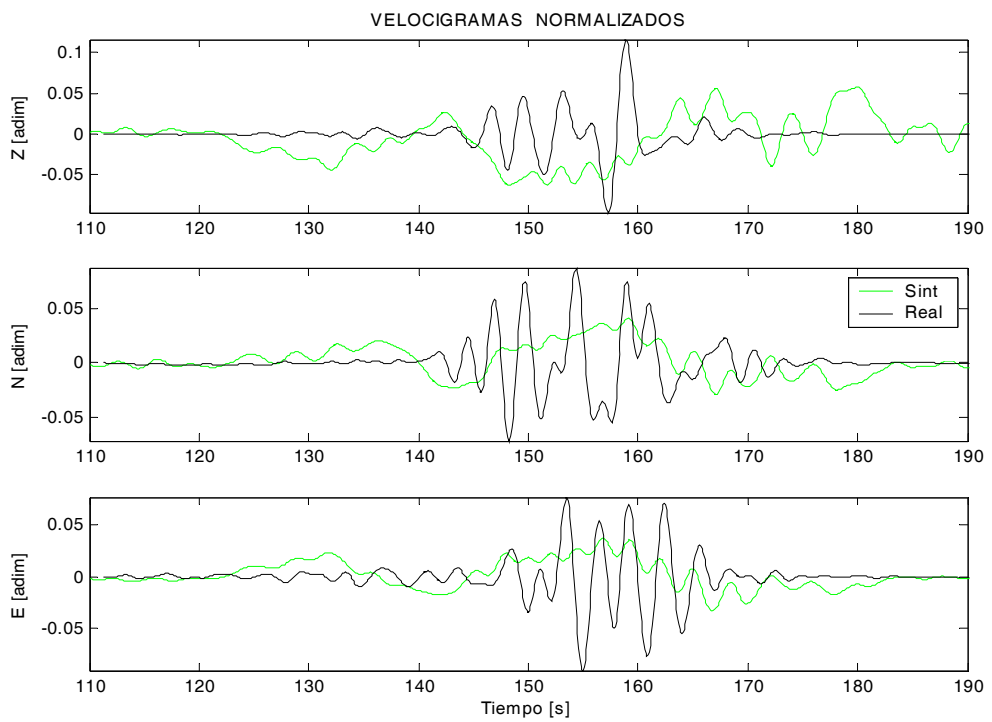


Fig. 47: Sismogramas para la estación de Moquegua. Valor de correlación: **0.048**, Razón de las normas Real/Sintético: 2.001

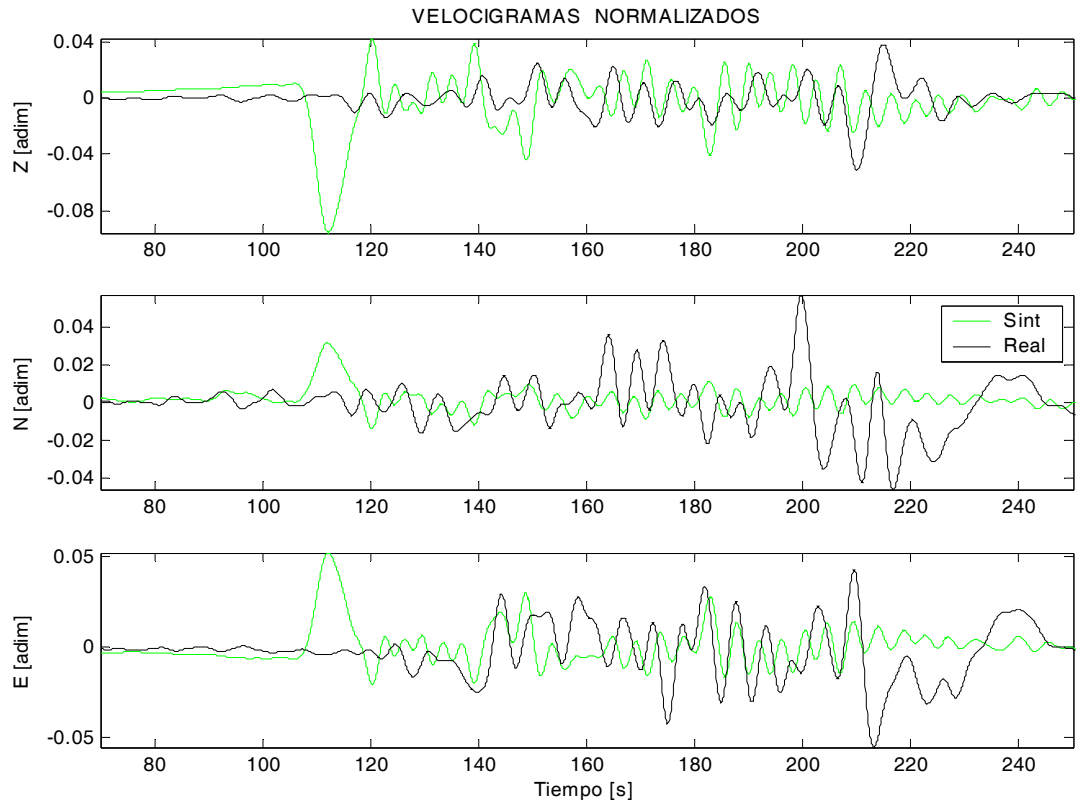


Fig. 48: Sismogramas para la estación de Jabonillos. Valor de correlación: **0.066**, Razón de las normas Real/Sintético: 1.369

A través de los valores δ y T utilizados, esta ruptura produce un promedio del *rise time* de 5.293 [s].

Los problemas de escalamiento del desplazamiento en la fuente son los mismos que en el caso de la solución anterior.

Los valores de las normas de los sismogramas respectivos se muestran en la siguiente tabla:

	Arica	Moquegua	Jabonillos
Norma Real	1.600629	0.562652	0.070297
Norma Sintetico	0.132982	0.281204	0.051360
Razon R/S	12.036	2.001	1.369

Con la misma metodología utilizada anteriormente para escalar el factor S y estimar el desplazamiento sobre la falla, se iteró hasta obtener una velocidad de dislocación promedio de 0.99863013 [m/s]. Así se obtuvo $S=1.397$, con el cual resulta un desplazamiento medio sobre la falla de 5.4 [m].

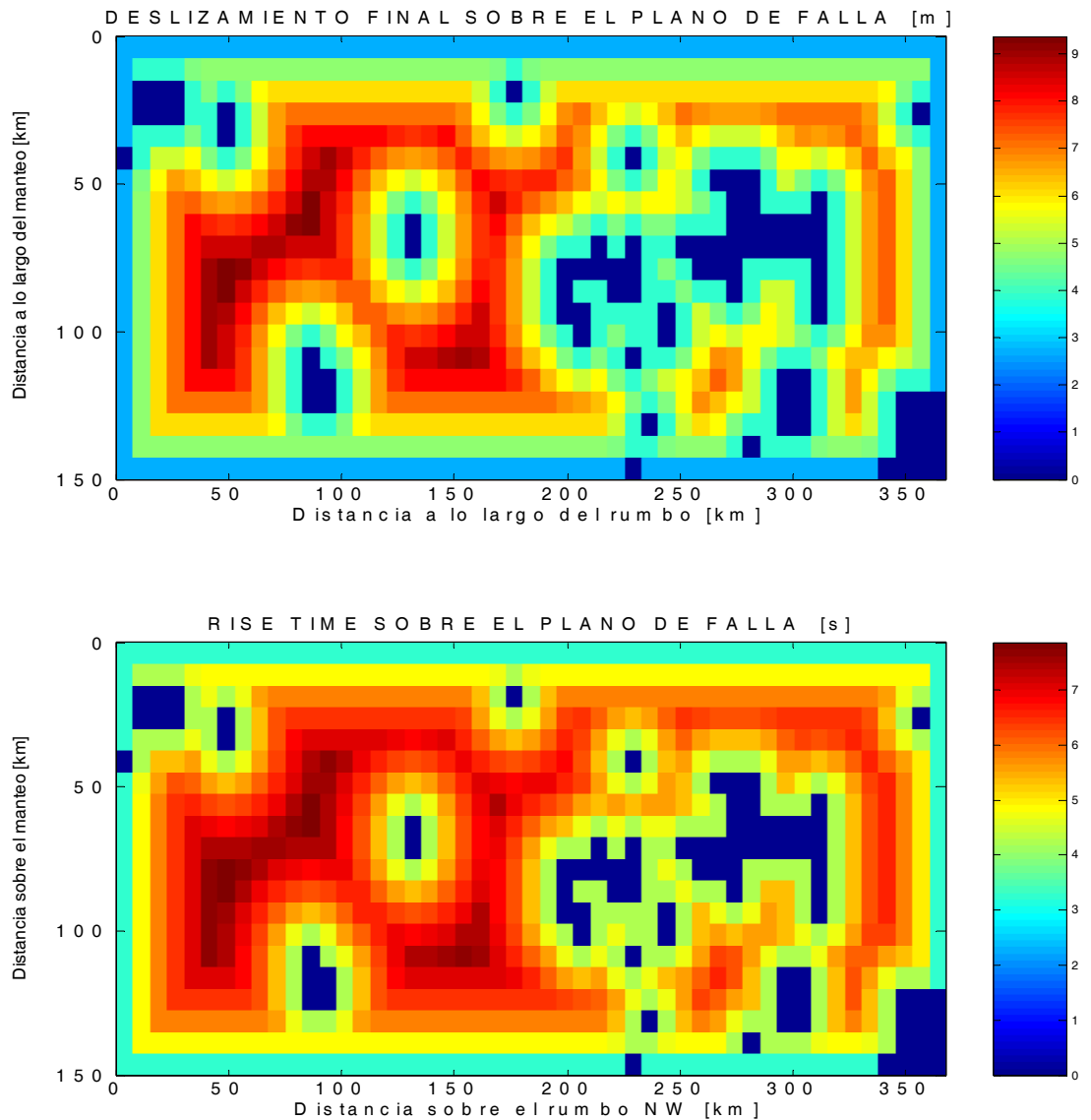


Fig. 49: Resultados de la ruptura correspondiente a la solución ($H=0$, $\beta=0.67$, $J=1.63$, $seed:537$).

Superior: Distribución del desplazamiento final sobre la falla. Utilizando un valor $S=1.397$ requerido para la señalada aproximación, se obtiene un deslizamiento medio de 5.4 [m].

Inferior: Distribución del *rise time* sobre la falla, obtenida ocupando los valores estimados para la inversión: $T=2.075$ y $\delta=0.35$, se obtiene un valor promedio del *rise time* de 5.29 [s]. La velocidad de dislocación promedio resulta 0.99863013 [m/s].

Capítulo VIII

Discusiones y conclusiones

8.1. Discusión del modelo

8.1.1. Discusión para la función de Green:

En este estudio se realizó el cálculo de la función de Green utilizando un medio material de propagación elástico, homogéneo, isótropo, infinitamente extendido. Este medio de propagación representa una aproximación extremadamente básica de la realidad. A continuación se analizarán algunas consecuencias de utilizar esta función de Green:

a) Acerca de las reflexiones:

Las ondas reflejadas en las interfaces de un medio material real se superponen a todas las demás ondas que llegan al lugar de observación. La ausencia de ondas reflejadas en el cálculo de la respuesta elástica puede representar una falta no tan grave si se considera lo siguiente: para distancias cercanas a la fuente se espera que las ondas reflejadas tengan amplitudes menores a las directas, y por tanto quede el sismograma dominado por éstas últimas. En la aplicación de este estudio se utilizaron las estaciones Arica, Moquegua y Jabonillos, las que producen una razón de observación (r_{centro} / L) con un valor promedio de 0.97.

b) Acerca del ángulo de incidencia:

En un medio material real las variaciones continuas de las propiedades mecánicas, así como las interfaces de cambios abruptos, provocan que el ángulo con que las ondas de cuerpo inciden en la superficie sea distinto al calculado usando un medio infinito. La ocurrencia de efectos de sitio que se manifiesten en el lugar de observación hace aún mas grave este problema.

Modelar los efectos angulares debidos a todas esas causas no es una tarea fácil. La no consideración de estos efectos, en este trabajo se asume como parte importante del error de los resultados.

c) Acerca de las ondas superficiales:

La ausencia de ondas superficiales en el cálculo de la respuesta elástica puede ocasionar serias dificultades en una aplicación real.

Si en un estudio con aplicación a datos reales se trabaja considerando que la fuente puntual otorga una buena aproximación, solo basta tomar el sismograma registrado, identificar en que región se manifiestan las ondas superficiales y luego retirarlas de la señal, ó equivalentemente, no considerar esta parte de la señal en la comparación con los sintéticos.

Por otra parte, en estudios en los cuales las posiciones de observación son relativamente cercanas al plano de falla se presentan dificultades adicionales. Como se señaló en el apartado de consideraciones para el sismo de Arequipa, a distancias de observación comparables a las longitudes de la falla, la finitud de la velocidad de propagación de la ruptura sobre el plano de falla, puede implicar para algunas posiciones de observación, que en gran parte del sismograma registrado los campos de onda se encuentren entremezclados. En casos como el presente se tiene que el tiempo de viaje de las ondas desde algunas regiones de la fuente hasta los instrumentos, llega a ser comparable e incluso menor a la duración de la ruptura sobre el plano de falla. Por ejemplo, para el sismo de Arequipa se han estimado duraciones de fuente de alrededor de 100 segundos. La estación Moquegua tiene un valor (r_{centro} / L) de 0.57, generando un promedio de tiempo de viaje cercano a 32 segundos para las ondas P y a 57 segundos para las ondas S. En estos casos, para algunos lugares de observación ocurre que las ondas de cuerpo emanadas en la etapa final de la ruptura, llegan en tiempos en que las ondas superficiales producidas por los primeros trenes de ondas (aquellos producidos por la fuente en las primeras etapas de la ruptura), dominan el sismograma.

En casos como éstos (suponiendo que en el lugar de observación los patrones de ondas superficiales sean no nulos), se implica que toda la parte final del sismograma modelado (con un medio infinito) no sea contrastable con la realidad, pues carece de campos de ondas que en esas etapas de tiempo pueden dominar el sismograma (estos campos pueden ser ondas de Rayleigh, ondas de Love; los cuales pueden quedar superpuestos a los campos de ondas P y S).

Las dificultades ocasionadas por este problema, aunque muy graves, pueden de algún modo abordarse considerando la información de los sismogramas de manera selectiva. En este estudio la comparación de los sismogramas sintéticos con los reales se llevó a cabo de manera restrictiva, aplicando factores atenuantes a los sismogramas registrados y restringiendo el rango de desfases en la correlación. Este procedimiento, aunque bastante impreciso, representa una manera sencilla de abordar el tratamiento de aquella información que escapa al alcance del modelo.

En conclusión, al utilizar la respuesta elástica de un medio homogéneo e infinito se incurre en una serie de dificultades, algunas de las cuales pueden subsanarse parcialmente dependiendo de la capacidad de reconocer las características físicas (geometría, ordenamientos temporales, etc.) del caso que se esté tratando.

8.1.2. Discusión para el modelo de fuente

Acorde a lo visto el modelo estocástico permite generar una familia de patrones de ruptura, los cuales determinan el comportamiento espaciotemporal de la dislocación sobre el plano de falla. En el trabajo de Lomnitz-Adler & Lund (1990), calculando miles de pruebas, se muestra la capacidad del citado modelo para generar acelerogramas sintéticos, cuyas características promedio, se acercan razonablemente a las de los acelerogramas observados en terremotos. Aunque esto representa un resultado satisfactorio, deja completamente abierto el problema de la fuente.

A continuación, se fijará la atención en algunas implicancias que se derivan de los patrones de ruptura obtenidos con el modelo.

En la mayoría de los estudios sismológicos se considera que la ruptura afecta a todo el plano de falla, es decir, si bien se permite la ocurrencia de heterogeneidades en el desarrollo de la dislocación, todos los puntos sobre el plano alcanzan un desplazamiento final distinto de cero.

El modelo utilizado en este estudio permite generar rupturas en las cuales existen zonas del plano de falla que no sufren dislocación, es decir, zonas rodeadas por barreras, dentro de las cuales el desplazamiento es nulo.

Entrar a juzgar el grado de realidad de este tipo de patrones resulta difícil, al menos desde el punto de vista de la resolución alcanzada en los estudios de inversión de fuente a partir de las formas de onda. En efecto, aunque en aquellos estudios, la parametrización de los modelos permite la ocurrencia de zonas nulas dentro de la falla, los niveles de ajuste alcanzados sobre los registros no permiten discernir la ocurrencia de estas configuraciones de una manera suficientemente precisa.

Más allá de estas consideraciones observacionales, con los parámetros de nuestro modelo estamos capacitados de hacer algunas estimaciones referentes al estado final alcanzado por la ruptura. En efecto, podemos calcular las deformaciones estáticas que resultan de la heterogeneidad en los valores del desplazamiento final,

es decir, efectuar el cálculo de aquella deformación debida a la diferencia en desplazamiento final entre elementos de falla adyacentes.

En el modelo, la dislocación queda determinada por la distribución de fracturas y barreras, a partir de la cual la distribución del desplazamiento final viene dada por la ley propuesta:

$$s_{\max} = cte_1 \cdot r^{0.5}$$

donde r es la distancia de separación del elemento fracturado a las barreras

La derivada de s_{\max} con respecto a r mide la deformación final a través de la coordenada r , es decir, la deformación definida por diferencias en el desplazamiento final que sufren los elementos sobre el plano de falla. El carácter vectorial del desplazamiento y de la coordenada r origina diversas combinaciones angulares sobre el plano, y consecuentemente, estas combinaciones implican que cuando r es paralelo al *rake*, esta deformación es normal, y cuando es perpendicular lo es de corte.

La derivada respecto a r presenta una singularidad en $r=0$, pero recordando que esta función fue propuesta como una aproximación, ignoraremos su singularidad en $r=0$, y simplemente aceptaremos que en el estado final, la deformación máxima causada por esta distribución del desplazamiento ocurre en los bordes de las regiones que rompen, exactamente en aquellos elementos que rodean las zonas de barrera.

$$Def = (s(r) - s(borde)) / (r - r(borde))$$

$$\text{pero } s(borde) = 0 \text{ y } r(borde) = 0$$

$$\Rightarrow Def = s(r) / r$$

$$\Leftrightarrow Def = S \cdot \sqrt{r} / r$$

$$\Leftrightarrow Def = S / \sqrt{r}$$

Aplicándolo a este estudio, tomamos valores de S que otorguen magnitudes promedio del desplazamiento final cercanas a las deducidas por estudios en terremotos de $M_w \sim 8.4$, por ejemplo tomando S igual a 1.4 (usando éste valor y r en kilómetros se obtienen la medida de s_{\max} en metros).

Asumiendo que la distribución del desplazamiento real se ciñe a aquella determinada sobre la discretización del plano de falla, una estimación gruesa de la deformación en los bordes se logra haciendo $r = d/2$

$$Def = S / \sqrt{r} = 1.4 / \sqrt{(d/2)}$$

tomando $d=7.5$ [km] como en el caso de la inversión, se obtiene:

$$Def = .00072$$

$$\approx 10^{-3}$$

La deformación calculada tiene su implicancia en términos de esfuerzos, en efecto, para un elemento de la zona de barrera, esta deformación se traduce en un incremento de esfuerzo que ejercen los elementos de falla adyacentes. Dentro del modelo, este esfuerzo representa un esfuerzo estático ejercido por los elementos que se desplazaron sobre los elementos barrera.

El sólo calculo de la deformación a partir de la derivada ds_{\max}/dr resulta insuficiente para decidir si un elemento no fracturado de las zonas de barrera se encuentra en una situación de estabilidad ó de inestabilidad, esto debido a que en nuestro modelo se ignora (i) el estado previo de los esfuerzos a través de la coordenada r , (ii) el estado previo de los esfuerzos dentro de las zonas no fracturadas, así como (iii) el estado previo de los esfuerzos a través de la normal al plano del plano de falla (esfuerzo asociado a la carga tectónica); todos los cuales presentan distribuciones heterogéneas sobre el plano. En síntesis, el valor de deformación calculado permite estimar el esfuerzo generado por la coexistencia de zonas que no rompen dentro de regiones que si lo hacen, y únicamente corresponde, a un esfuerzo estático incremental asociado al sismo.

Al estudiar la distribución de la dislocación sobre el plano a través de inversiones de forma de onda, no debe olvidarse que este desplazamiento deducido es aparente y esta únicamente asociado a la liberación de ondas elásticas. Aceptando lo anterior, nuestro interés está en las implicancias de una distribución del desplazamiento sobre la falla en la cual coexisten zonas de desplazamiento nulo, y en pos de ello, primeramente manténgase la idea de que el desplazamiento sobre la falla deducido por la sismología, corresponde al desplazamiento relativo entre ambas caras de la interfaz.

En el propósito de saber si este tipo de distribuciones de desplazamiento pueden ocurrir en un caso real, considérese que en terremotos de subducción como el de Arequipa 2001, se tiene que la interfaz enfrenta una corteza continental (granítica) sobreyaciendo a una corteza oceánica (basáltica); esta región esta compuesta por material que ha sido en alguna medida delaminado por cizalle dúctil, con presencia de sedimentos fluviales y marítimos atrapados, conformando lo que se denomina un canal de subducción. En esta región los materiales presentan una cohesión y resistencia mecánica un tanto inferiores a las de las rocas originales. Precisar los valores de los módulos elásticos en estos materiales es materia de discusión en los especialistas, y resulta un tanto aventurado dar valores a nivel de esta discusión. Para esta configuración, cualquier cálculo de esfuerzos que se desee efectuar debe tratarse con cuidado.

Con estas últimas consideraciones, el paradigma de la ruptura que alberga zonas de deslizamiento nulo amerita ser tratado con seriedad, y asimismo quedar sujeto a estudios posteriores.

En conclusión, la representatividad del modelo de ruptura que permite la coexistencia de zonas de desplazamiento nulo dentro del área de ruptura, no puede ser negada y más aun debe ser reconsiderada como materia de estudios posteriores.

8.2. Discusión de los resultados de la inversión

Habiendo asumido la geometría del plano de falla, y habiendo asumido valores preestablecidos para la velocidad de propagación de la ruptura v_{rup} , para el factor de escala del *rise time* (T), y para los exponentes de las distribuciones del desplazamiento final (0.5) y del *rise time* (δ); se llevó a cabo un ajuste de las formas de onda para tres registros. Para esto se realizó una búsqueda sobre los cuatro parámetros del modelo de propagación de la ruptura.

Por ahora llamaremos mejor solución encontrada a aquella que obtuvo el mayor valor de la función objetivo (sin preocuparnos por la presunta validez de las segundas soluciones).

Dependiendo del rango de pesos otorgados a las estaciones, las primeras mejores soluciones tienen las siguientes características:

Soluciones

A : $H=-1$, $B=0.29$, $J=4.36$, $seed=336$ ($pA < 0.85$)

B : $H=0$, $B=0.67$, $J=1.63$, $seed=537$ ($pA > 0.85$)

Sol	Area rup [km2]	D medio [m]	Mo [Nm]
A	82% (370 x 150)	5.1	8.63 E21
B	91% (370 x 150)	5.4	1.01 E22

(se ha utilizado un modulo de corte de 37.4 [GPa])

Los resultantes valores de momento sísmico, están por encima de los estimados para este terremoto (4.9 E21 (Harvard), 3.7 E21 (USGS), 4.9 E21 (Berkeley), 1.3 E21 (Tavera), 1.6 E21 (Kikuchi & Yamanaka); en [N m]). La causa primera de estas discrepancias, se encuentra en el área abarcada por las rupturas solución de nuestra búsqueda.

En este estudio se adoptó un plano de falla de dimensiones ($L=370$ km., $W=150$ km.) que se extiende de manera aproximada, sobre la distribución de las réplicas del evento. Al respecto, a través de una discusión en base a los campos de esfuerzo, podría argumentarse que la extensión del plano de falla del evento principal es inferior al abarcado por las réplicas. Esta incertidumbre no se consideró en el modelo, el trabajo adoptó ubicaciones del plano de falla en base a posiciones intermedias a las estimadas por Tavera (2002) en primer lugar (Antayhua (2002) y Ruegg (2002) en segundo y tercer lugares), guardando algunas salvedades para la

delimitación de la parte mas somera del mismo (se consideró el *strike* de la fosa y una profundidad intermedia entre las disponibles) (Ver apartado geometría de la fuente).

Se considera que las dimensiones de la falla utilizadas están por encima de las esperables. Probablemente, considerando los valores del momento sísmico estimados por los autores, una longitud de falla de 300 km. resultaría mas apropiada para describir las zonas de ruptura.

Más allá de esto las áreas de ruptura resultantes de nuestro modelo, no son directamente comparables con las que han evidenciado otros autores para el sismo de Arequipa del 2001, principalmente por las técnicas de parametrización de la ruptura. Por ejemplo, Harvard, el USGS, Kikuchi & Yamanaka, etc. modelan únicamente aquellas zonas que emiten la mayor contribución de ondas de cuerpo, desde el punto de vista de observaciones efectuadas a distancias telesísmicas.

En nuestro caso hemos trabajado con un modelo de fuente que a priori no controla las zonas donde se desarrolla la dislocación, y que cuenta con la libertad de romper cualquier zona dentro del plano. Habiendo utilizado observaciones realizadas a distancias cercanas a la fuente, podemos decir que: al menos en una optimización llevada a cabo sobre un total de 43705 intentos realizados, se han obtenido como soluciones, rupturas que alcanzan los bordes del plano de falla predefinido.

Las rupturas encontradas se desarrollan abarcando las señaladas superficies en tiempos de alrededor de 150 seg. Estas duraciones de ruptura están por encima de las duraciones típicas para terremotos de esta magnitud (100 seg.), y la explicación se encuentra primordialmente en los valores utilizados para las dimensiones del plano ($L=370$ km., $W=150$ km.) (la velocidad de ruptura utilizada fue 2.8 km/s, y se encuentra dentro de lo aceptado por los demás autores).

Además de estas diferencias gruesas debidas a las longitudes máximas, en las soluciones encontradas la ruptura alcanza las esquinas del plano de falla y se producen configuraciones geométricas en cierto grado distintas a las de los modelos comunes (aquellos en los cuales se consideran únicamente aquellas zonas de mayor liberación de ondas). Para nuestro modelo estas diferencias implican tiempo agregado en la propagación del frente sobre el plano de falla. Por ejemplo si se quitaran las regiones de las esquinas del plano de falla, conservando aún las zonas de barrera, un frente de ruptura circular alcanzaría el extremo sureste del citado plano en 133 seg. para la solución A y en 136 seg. para la solución B. (Por cierto, la discusión de si estas regiones de las esquinas se presentaron ó no en

el caso real, en el sismo de Arequipa del 2001, resulta un tanto aventurada, y será tratada en el apartado del desarrollo de la ruptura)

Las distribuciones del *rise time* se encontraban constreñidas a priori en la aplicación del modelo, mediante los parámetros T y δ que fueron fijados antes de la inversión, pero los valores exactos de la distribución quedan determinados por el patrón de ruptura. Los valores resultantes generan un promedio del *rise time* de 5.02 seg. para la solución A y 5.29 seg. para la solución B, y están dentro del rango aceptado para terremotos de esta magnitud.

La distribución del desplazamiento final queda determinada solo parcialmente por el patrón de ruptura. El escalamiento de la distribución debe idealmente hacerse a través de las amplitudes de los sismogramas. Este procedimiento se evitó por considerarse aventurado, en vista de las limitadas condiciones de la función de Green utilizada. Simplemente, se optó por realizar un escalamiento de acuerdo a las tendencias generales evidenciadas en los estudios de fuente. Por cierto, controlar el promedio de la velocidad de dislocación sobre el plano es una restricción muy fuerte, pero ante las indeterminaciones encontradas, se consideró una solución viable. La fuente así constreñida, no especifica las características de amplitud inherentes al sismo de Arequipa en particular, pero queda caracterizada dentro de las tendencias generales de las evidencias sismológicas. El valor del deslizamiento medio así deducido es de 5.12 [m] (solución A) y 5.4 [m] (solución B), los que pueden considerarse razonables en relación al área de ruptura producida en estas soluciones. Por cierto, los valores de momento sísmico obtenidos están por encima de los aceptados por la comunidad. Reduciendo el factor de escala S para obtener valores de desplazamiento medio de 4 [m] por ejemplo, los momentos sísmicos resultantes aun serían superiores a lo aceptado.

En síntesis, si bien las características promedio de las soluciones encontradas caen dentro de rangos aceptables para terremotos de esta magnitud, aún se consideran incertezas primordiales: (i) las extensiones espaciales y temporales máximas, y (ii) el desarrollo de los patrones de ruptura.

(i) De las extensiones

Las dimensiones de ruptura resultantes de nuestro proceso están por encima de lo que han deducido la mayoría de los autores para este sismo. Como consecuencia los valores del momento sísmico, la duración total de la ruptura, las distribuciones del *rise time* y del desplazamiento final, se encuentran sesgados.

Obsérvese la siguiente tabla con algunos resultados de otros autores:

	Mo x 10 ²¹ [Nm]	Area [km ²]	mu [GPa]	D medio [m]
Kikuchi & Yamanaka	2.2	200 x 100	40	2.2
Dewey & Silva	4.9	300 x 100	30	5.4
Ruegg et al.	4.35	300 x 150	48.3	2.0 *

(*) Consideran que debe ser un tanto mayor, cercano a 4 m

Hacer variar el factor *S* de manera libre en nuestras soluciones, con tal de obtener los valores de momento sísmico esperables, no se consideró razonable debido a la participación del área en el momento sísmico. Las tendencias generales de las evidencias sismológicas muestran que el área de ruptura y el desplazamiento medio sobre ésta, no se comportan de manera independiente.

Un enfoque posible para abordar este problema es el reescalamiento: mostrar cuales son los valores de los parámetros de las soluciones encontradas, si se reducen las extensiones del plano de falla. Propongamos un factor 0.8 para ambas dimensiones del plano ($L \Rightarrow 0.8 \times L$, $W \Rightarrow 0.8 \times W$) y recalculamos las variables restantes. Asumiendo la parametrización de nuestro modelo, este factor de escalamiento en las dimensiones, produce un efecto polinomial (no proporcional) sobre los valores absolutos de las distribuciones del *rise time* y del desplazamiento final.

La siguiente tabla muestra los valores de los parámetros obtenidos con este procedimiento:

Solucion	Mo x 10 ²¹ [Nm]	Area rup [km ²]	mu [Gpa]	D medio [m]
A	4.99	82% (296 x 120)	37.4	4.58
B	5.84	91% (296 x 120)	37.4	4.83

(En este cálculo de reescalamiento de las soluciones, se han mantenido constantes los valores *S*, factores de escala del desplazamiento sobre la falla. Aunque además

podrían cambiarse estos valores, con tal de cumplir una determinada relación de escalamiento, el cálculo mostrado con S constante permite hacer una primera estimación para el problema).

Con este procedimiento las soluciones consideradas presentan valores para el momento sísmico y valores medios del desplazamiento final y el *rise time*, que son más cercanos a los estimados por el resto de los autores. Además, utilizando estas dimensiones para el plano de falla, se obtienen duraciones de la ruptura de 124 seg. (solución A) y de 120 seg. (solución B). Luego, para el caso en que se quiten las esquinas del plano de falla, las duraciones de la ruptura son de 106 seg. (solución A) y de 108 seg. (solución B), que resultan del todo comparables a las del resto de los autores: por ejemplo 107 seg. Kikuchi & Yamanaka (modelando únicamente las asperezas).

Hemos visto que las dimensiones originalmente adoptadas para el plano de falla están por encima de las aceptadas por la mayoría de los autores. Esta decisión de adoptar $L=370$ km. y $W=150$ km. surgió de tomar un plano de falla que efectivamente se encuentre incluido en el área donde se distribuyeron las réplicas del evento, y que además, sea lo suficientemente grande para dar libertad al modelo en desarrollar cualquier patrón de ruptura.

Luego de haber llevado a cabo esta aplicación, podemos resumir que: utilizando tres registros obtenidos a distancias relativamente cercanas a la fuente (y considerando su información de manera parcial), una búsqueda paramétrica realizada con un modelo de fuente compleja y conectado a una función de Green simple, dentro de un total de 43705 intentos no logró seleccionar una ruptura tal, que abarcara un área de tamaño similar a las aceptadas por la mayoría de los autores.

(ii) Del desarrollo de la ruptura

Se ha encontrado que en el rango de pesos de las estaciones tal que ($p_M = p_J$) y ($0.5 \leq p_A \leq 1$), la mejor solución de la búsqueda tiene únicamente dos posibilidades. De estas dos posibilidades, únicamente la solución B: ($H=0$, $\beta = 0.67$, $J=1.63$, $seed=537$) muestra un desarrollo de la ruptura que, de manera aproximada, se correlaciona con lo que han encontrado la mayoría de los autores. Si se hace la suposición de que los resultados de los demás autores son confiables esta situación puede considerarse predecible. En efecto, la solución B es aquella solución que entrega la búsqueda cuando se otorgan pesos a las estaciones de manera que $p_A > 85\%$, es decir, altos pesos a la estación Arica (pudiendo ser el 100%), que es justamente aquella única estación en la cual los sismogramas calculados logran correlaciones relativamente aceptables ($corr > 0.5$).

Se considera que hacer análisis de los patrones de ruptura obtenidos en las soluciones, a escalas de menos de 100 km. ($\sim L / 3$), puede resultar aventurado considerando que las soluciones que hemos encontrado, están condicionadas a ajustes de formas de onda en solamente tres estaciones, sobre las cuales únicamente en una, nuestro modelo logra correlaciones cercanas a 0.5.

A pesar de esto, es útil notar que las soluciones encontradas muestran inhomogeneidades en las distribuciones del desplazamiento final y el *rise time*: se presentan zonas de barrera con largos característicos cercanos a 50 km., las que delimitan zonas de dislocación con geometrías variadas, que alcanzan los bordes y las esquinas de plano en algunos casos. Si bien se considera que nuestros resultados no tienen las condiciones para validar la ocurrencia de estas configuraciones de ruptura (para el sismo de Arequipa del 2001), los resultados de la mayoría de los autores no están en condiciones de negarlas. Por cierto, en el caso que estamos tratando, los otros autores trabajaron con registros realizados a distancias telesísmicas, con distancias epicentrales de mas de 50° y razones de observación (r / L) > 10 , 20 y 30 dependiendo del caso. Consideremos estas condiciones geométricas, y la citada fuente de largo $L \sim 300$ km. que va emitiendo ondas a partir de un continuo frente de ruptura. Lograr resolver inhomogeneidades con largos de menos de 50 km. ($\sim L / 6$ en este caso) dentro de esa fuente, únicamente a través de la detección de las ondas, no es una tarea fácil.

Tratando de buscar alguna integridad en los patrones de ruptura de las soluciones encontradas, resulta útil hacer una prueba de la calidad y del alcance de estas últimas. Por cierto, se hizo la búsqueda de las mejores soluciones para el rango de pesos $0.5 \leq p_A \leq 1$. Como sabemos de las estadísticas generales de los intentos realizados, la estación Arica es la única que logra ajustes razonables, y adicionalmente, la solución obtenida cuando la búsqueda se realiza considerando $p_A > 85\%$, es la única solución que presenta cierta concordancia con lo obtenido por la comunidad internacional. Con tal de poner a prueba la calidad de los resultados, consideraremos únicamente las soluciones obtenidas fijando $p_A=100\%$.

Bajo esta consideración tenemos como primera mejor solución a la renombrada solución B: ($H=0$, $\beta =0.67$, $J=1.63$, $seed=537$).

Al observar el mapa de soluciones (pág.127) considerando esta elección de pesos, tenemos que:

La tercera mejor solución corresponde a la anteriormente denominada solución A: ($H= -1$, $\beta =0.29$, $J=4.35$, $seed=336$) que obtiene un valor de la función objetivo de 0.543 (la primera solución obtiene 0.551). A pesar de esta relativa cercanía en los valores de la función objetivo, el patrón de ruptura de esta tercera solución no se correlaciona mayormente con el de la primera. Por tanto, los resultados de esta tercera solución no contribuyen a confirmar aquellos de la primera.

La segunda mejor solución: ($H=0$, $\beta =0.67$, $J=1.63$, $seed=669$) (tiene los mismos parámetros que la primera, salvo en el valor de $seed$) obtiene un valor de la función objetivo de 0.547. Resta examinar los resultados que tiene asociados. A continuación se muestra el registro y los sismogramas sintéticos asociados a esta solución, para la estación Arica:

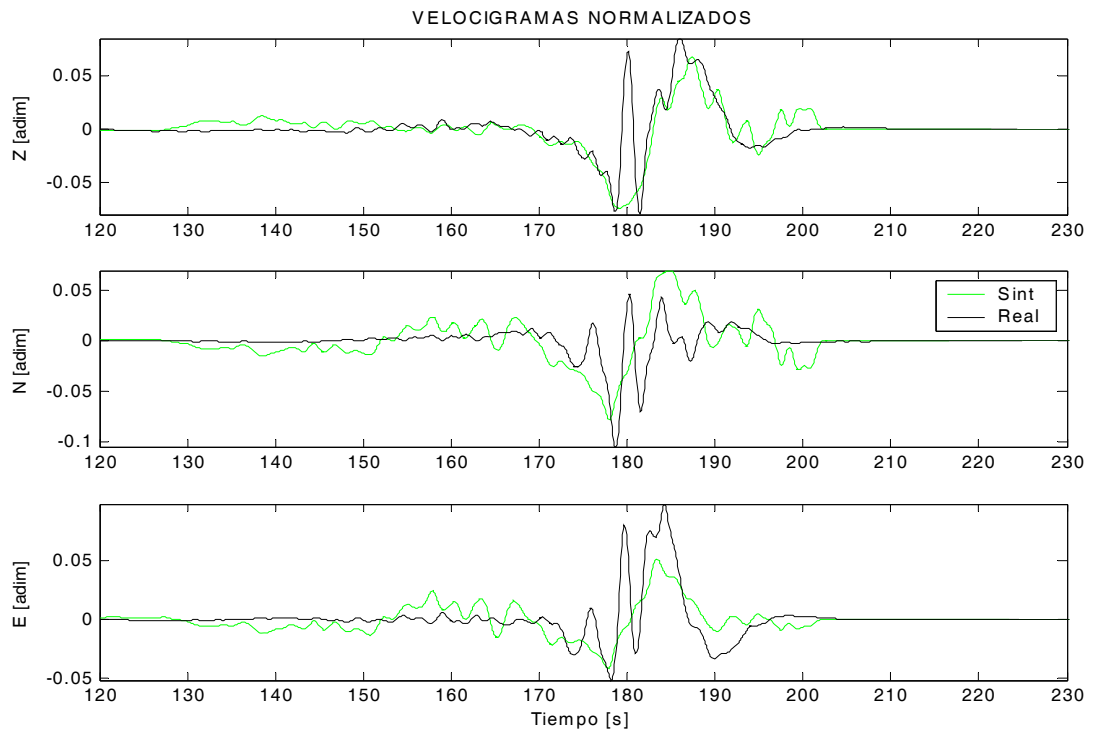


Fig. 50: Sismogramas de la segunda mejor solución, para la estación de Arica. Valor de correlación: **0.547**, Razón de las normas Real/Sintético: 14.087

Obsérvese ahora (fig. nº 51) la correspondiente solución de ruptura (solamente la distribución del desplazamiento sobre la falla), y compárese con aquella de la primera mejor solución.

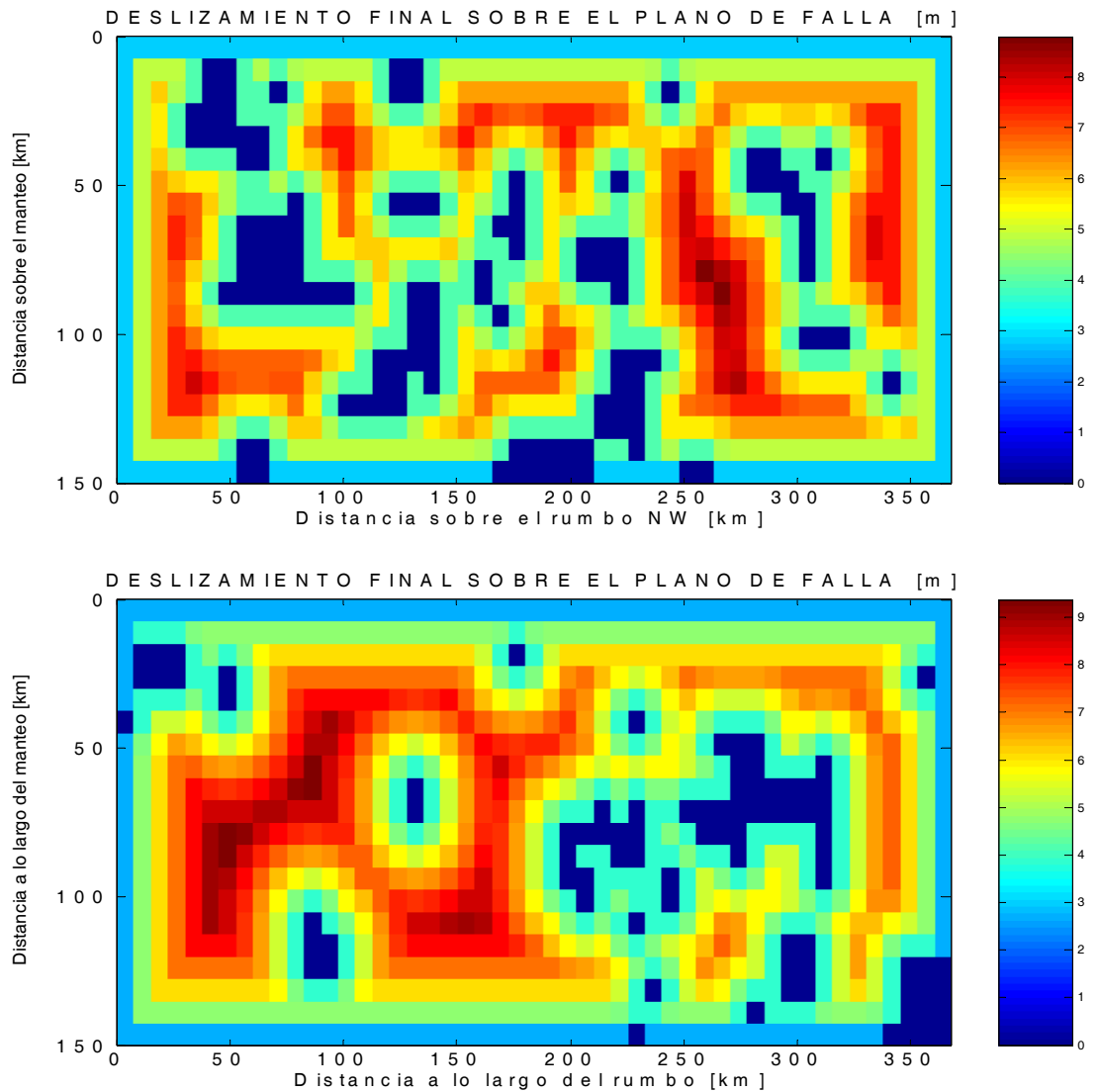


Fig. 51: Estados finales de las rupturas correspondientes a la primera y segunda mejores soluciones encontradas en la búsqueda, utilizando únicamente la información de la estación de Arica.

Superior: Distribución del desplazamiento final sobre la falla, correspondiente a la segunda mejor solución: ($H=0$, $\beta=0.67$, $J=1.63$, $seed:669$).

Inferior: Distribución del desplazamiento final sobre la falla, correspondiente a la primera mejor solución: ($H=0$, $\beta=0.67$, $J=1.63$, $seed:537$).

Como puede verse en la figura nº 51, los estados finales de la dislocación de la primera y segunda mejores soluciones son muy distintos. Asimismo, no es necesario explicar que las historias temporales en como se desarrollan estas dislocaciones, son también muy distintas.

Luego de estas observaciones, podemos concluir que la información de los sismogramas sintéticos es insuficiente en un grado tal para modelar el registro (de Arica), que la primera y segunda mejor soluciones resultan muy distintas. Los valores de la función objetivo que obtienen son: 0.551 la primera solución y 0.547 la segunda solución. La relativa cercanía entre los valores de la función objetivo de estas soluciones, pone de manifiesto la complejidad del problema: dos rupturas considerablemente distintas producen niveles de ajuste muy similares en las formas de onda.

La región de pesos de las estaciones ($\rho_A > 0.85$) es la que produce las mejores aproximaciones a los registros. La búsqueda de la 1ª, 2ª y 3ª mejores soluciones realizada precisamente en aquella región, entrega resultados de rupturas que son poco coincidentes entre si, lo que manifiesta el débil condicionamiento de la información modelada con respecto a las observaciones.

Luego, una discusión para los patrones de desarrollo de la ruptura y las correspondientes distribuciones resulta poco confiable. Los resultados de la cinemática de ruptura mostrados por la primera solución tienen una validez limitada, y únicamente puede decirse que, corresponden a los resultados de la mejor solución encontrada.

Para hacer una prueba del alcance de esta mejor solución, a continuación se compararán los resultados de esta solución con aquellos producidos por una ruptura de referencia simple. Se tomará como referencia aquella ruptura que se propaga isótrópicamente hasta dislocar todo el plano de falla, (resultados en la figura nº 52).

Por cierto, las historias de ruptura de estas dos soluciones son muy distintas, tanto en su desarrollo temporal como trivialmente en su estado final. A pesar de esto, la información de los sismogramas sintéticos no parece reflejar esto de manera fuerte; debido al efecto de integración espacial sobre la falla, los sismogramas sintéticos asociados no difieren en el grado de las rupturas.

La mejor solución produce un nivel de ajuste superior al de la ruptura de referencia para los registros de las estaciones de Arica y Jabonillos. En la estación Arica la mejor solución se destaca por sobre la de referencia produciendo un excedente de 30% en correlación. En la estación Jabonillos, aunque los niveles de correlación

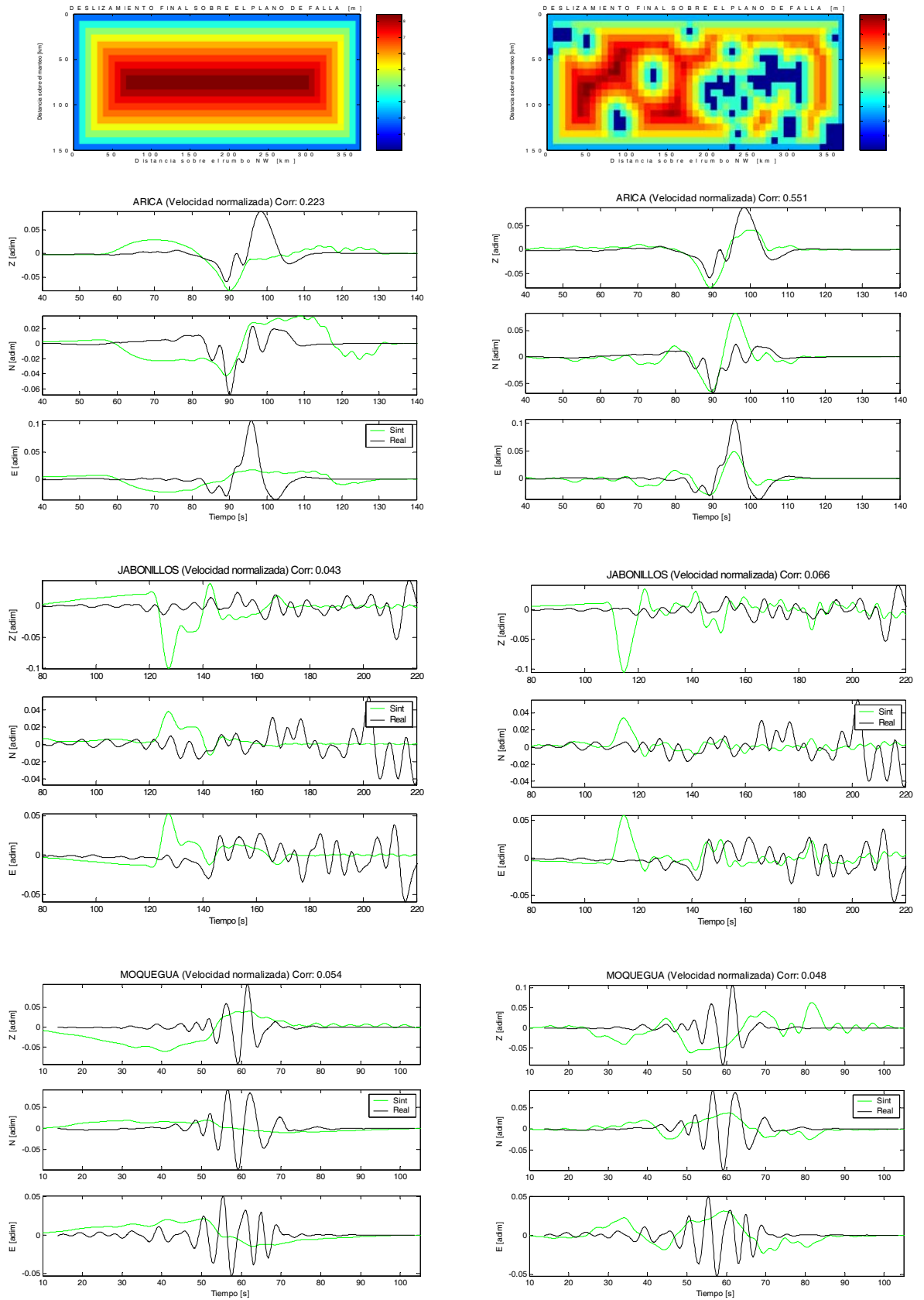


Fig. 52: La mejor solución y una solución de referencia. Estado final de ruptura y sismogramas.

son extremadamente bajos, la mejor solución presenta un excedente del 2% aproximadamente.

En la estación Moquegua, la mejor solución produce una menor aproximación a los datos que la ruptura simple de referencia. Este problema es grave pues implica que habiendo utilizado un modelo de ruptura complejo, los resultados del mejor de todos los intentos realizados, no superan los resultados producidos por un modelo de ruptura simple y típico. Esta situación se presenta únicamente para esta solución, no siendo así para el resto de las soluciones del conjunto mostrado en el mapa de soluciones de la página 127 (para éstas, los ajustes a las observaciones superan a aquellos de la ruptura de referencia, en las tres estaciones consideradas). La única justificación recae en que para la selección de esta mejor solución, el peso p_M otorgado a la estación Moquegua es muy pequeño (en efecto, corresponde al rango $p_M < 7.5\%$) por lo que su información tiene poca importancia en la toma de decisiones.

Ante todo debe recalcar que en esta aplicación, el problema de búsqueda de la ruptura óptima estuvo condicionado a la información de tres estaciones. El haber utilizado un método de cálculo con una función de Green de características extremadamente básicas (que no contemplaba la superficie libre, la estratificación, etc.), y que tampoco incorporaba efectos de sitio, nos limitó a constreñir el problema de manera tal que los ajustes logrados, pueden considerarse razonables en una única estación.

Del problema del ruido de los registros utilizados no puede decirse mucho, la información que fue utilizada en el proceso corresponde a la información resultante del procesamiento (e integración) de los acelerogramas. En este proceso se trató de eliminar cualquier rasgo que se consideró no representaba parte del movimiento real. La técnica, aunque limitada e imprecisa, fue realizada cuidadosamente.

Acerca del problema de complejidad de la fuente modelada en comparación a la fuente real, ciertamente se considera que un terremoto de magnitud $M_w=8.4$, debido a las extensiones espaciales donde desarrolla la dislocación (fuente), puede presentar una enorme cantidad de rasgos particulares. Aun cuando los 43705 intentos realizados en el proceso de búsqueda representan 43705 historias de ruptura para la fuente, la enorme variabilidad otorgada por el parámetro *seed* motiva la realización de una mayor cantidad de intentos. Por cierto, el modelo de ruptura está diseñado de manera tal que no permite hacer un control apriorístico de las zonas de fractura. En ausencia de una modificación a esta característica del

código, para una aplicación como ésta se motiva realización de una mayor cantidad de intentos. En base a la variabilidad observada en pruebas en las que se variaron los cuatro parámetros del modelo, se estima que para una aplicación como ésta la cantidad de intentos debe ser cuadruplicada (alcance minimal).

Por cierto, en el proceso de búsqueda realizado se calcularon alrededor de 40000 intentos independientes, para cada uno de los cuales se hizo la correlación con los registros reales de 4 estaciones (en principio). Este proceso toma alrededor de dos semanas utilizando cuatro procesadores Pentium 4 y genera una cantidad de datos equivalente a 6 Gb aproximadamente. Una posible economía para la realización del proceso se gana al programar una rutina que haga todas las etapas del proceso directamente para cada intento. Esto significa, una rutina que para cada intento, calcule el sismograma sintético y a continuación haga la correlación con el registro. Si se ha decidido utilizar un determinado criterio de selección y se conocen exactamente aquellas partes de la señal a utilizar en el proceso, no es necesario guardar los sismogramas sintéticos, lo que hace posible realizar el proceso con muy poca memoria. Cuando se ha optado por una metodología de este tipo, el proceso se puede mantener en ejecución por meses, rescatando para cada intento, únicamente el valor de la función objetivo.

Referencias bibliográficas

Textos:

Aki, K., Richards, P., 1980: "Quantitative Seismology", Freeman and Co., NY.

Bullen K. E., Bolt, B. A., 1985: "An introduction to the theory of seismology", Cambridge University Press.

Publicaciones:

Antayhua, Y., Salas, H., Bernal, I., 2002: Análisis espacial de las réplicas del terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001 a partir de Datos de una red sísmica local. Centro Nacional de Datos Geofísicos, Terremoto de la región sur de Perú del 23 de Junio de 2001 p. 47-58.

Antolik, M., Kaverina, A., Dreger D., 2000: Compound rupture of the great 1998 Antarctic plate earthquake, *Journal of Geophysical Research*, 105, 23825-23838.

Beeler N., Tullis T., 1996: Self-healing slip pulses in dynamic rupture models due to velocity-dependent strength, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, 4, 1130-1148.

Bernard P., Herrero A., Berge C., 1996: Modeling directivity of heterogeneous earthquake ruptures, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, 4, 1149-1160.

Bevis M., Kendrick E., Smalley R.J., Brooks B., Allmendinger R. & Isacks B., 2001. On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: an analysis of the interseismic velocity field, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2, GC000198.

Bevis, M., Smalley, R., Herring, T., Godoy, J., Galban, F., 1999: Crustal motion north and south of the Arica deflection: comparing recent geodetic results from the central Andes, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 1, GC000011.

Boore, D., 2001: Effect of baseline corrections on displacements and response spectra for several recordings of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 91, 5, 1199-1211.

Comte D., Suárez G., 1995: Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using teleseismically recorded earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 112, 419-440.

Chi, W. C., Dreger, D., Kaverina, A., 2001: Finite source modeling of the 1999 Taiwan (Chi-Chi) earthquake derived from a dense strong motion network, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 91, 5, 1144-1157.

Chlieh M., J. B. de Chabaliér, J. C. Ruegg, R. Armijo, R. Dmowska, J. Campos and K. L. Feigl 2003: Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophys. J. Int.*, 158, 695.

- Delouis, B., Legrand D., 1999: Focal mechanism determination and identification of the fault plane of earthquakes using only one or two near source seismic recordings, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 89, 1558-1574.
- Delouis B., Cisternas A., Dorbath L., Rivera L., Kausel E., 1995: Andean subduction zone between 22 and 25° (Northern Chile): precise geometry and state of stress, *Tectonophysics*, 259, 81-100.
- Dewey, J., Silva, W., Tavera, H., Earthquake spectra: Southern Peru earthquake of 23 June of 2001, *Reconnaissance report Supplement to volume 19*.
- Dreger, D., Kaverina, A., 2000: Seismic remote sensing for the earthquake source process and near-source strong shaking: October 16, 1999 Hector Mine earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 27, 1941-1944.
- Hartzell, S., Frazier, G., Brune, J., 1978: Earthquake modelling in a homogeneous half space, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 68, 2, 301-316.
- Heaton, Th., 1990: Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 64, 1990, p. 1-20.
- Henry, C., Das, S., 2002: The Mw 8.2, 17 February 1996 Biak, Indonesia, earthquake: Rupture history, aftershocks, and fault plane properties. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 107, N0. B11, 2312.
- Ichinose, G., Hong Kie Thio, Somerville, P., 2003: Rupture process of the 1944 Tonankai earthquake (Ms 8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 108, N0 B10, 2497.
- Kausel E. 1986: Los terremotos de Agosto de 1868 y Mayo de 1877 que afectaron el sur del Peru y norte de Chile. *Bol. Acad. Chilena. Ciencias.*, 3, 8-12.
- Kostoglodov, V., Krishna Sing, S., Santiago, J., Larson, K., Lowry, A., Bilham, R., 2003: A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, v. 30, 15, 1807.
- Legrand D., Delouis B., 1999: Determination of the fault plane using a single station with a finite dimension source model, *Geophys.J.Int*, 138, 801-808.
- Lomnitz-Adler, J. and P. Lemus-Diaz. 1989: A stochastic model for fracture growth on a heterogeneous seismic fault. *Geophys. J. Int.*, 99, 183-194.
- Lomnitz-Adler, J., Lund, F., 1992: The generation of quasidynamical accelerograms from large and complex seismic fractures, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 82, 61-80.
- Melbourne, T., Webb, F., 2002: Precursory transient slip during the 2001 M=8.1 Peru earthquake sequence from continuous GPS, *Geophys Res.Let.*, 29, 2032.
- Melbourne, T., Webb, F., Stock, J., Reigber, C., 2002: Rapid postseismic transients in subduction zones from continuous GPS, *J. Geophys. Res.*, v. 107, B10, 2241.

Mendoza, C., Hartzell, S., 1989: Slip distribution of the 19 september Michoacan, Mexico, earthquake: near source and teleseismic constraints. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 79, 3, 655-669.

Nielsen, S., Knopoff, L., Tarantola, A., 1995: Model of earthquake recurrence: Role of elastic wave radiation, relaxation of friction, and inhomogeneity, *Journ. Geophys. Res.* , 100, B7, 12,423-12,430.

Nielsen, S., Carlson, J., 2000: Rupture pulse characterization: self-healing, self-similar, expanding solutions in a continuum model of fault dynamics, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 90, 6, 1480-1497.

Nishenko, S., 1985: Seismic potential for large and great interplate earthquakes., *Jour. Geophys. Res.* ,90, 3589-3615.

Pardo M., Comte D., Monfret T. 2002: Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone Submitted to *J. South American Earth Sciences*, 15, 11-22.

Ruegg J.C., M. Olcay, D. Lazo, 2001: Co post and preseismic displacements associated with Mw=8.4 Southern Peru earthquake, continuous GPS measurements, *Seism. Res. Lett.*, 72, 673-678.

Ruegg J.C., M. Olcay, D. Armijo, R., DeChabaliere, J.B., Lazo, D., 2002: Preseismic transient and long term postseismic afterslip associated with the 2001 South Peru earthquake. *Geophys. J. Int.* Nov 18, 2002.

Saikia, Ch., Herrmann, R., Application of waveform modelling to determine focal mechanisms of four 1982 Miramichi aftershocks,

Salichon, J., Delouis, B., Lundgren, P., Giardini, D., Constantini, M., Rosen, P., 2003: Joint inversion of broadband teleseismic and interferometric synthetic aperture radar (InSAR) data for the slip history of the Mw=7.7, Nazca ridge(Peru) earthquake of 12 November 1996. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 108, N0 B2, 2085.

Sobiesiak, M. 2000: Fault plane structure of the Antofagasta, Chile earthquake of 1995, *Geophys. Res. Lett.* , 27, 4, 581-584.

Tavera, H., 2002: Características espacio-tiempo del proceso de ruptura del terremoto del 23 de Junio de 2001(region sur del Peru).Centro Nacional de Datos Geofísicos, Terremoto de la la region sur de Peru del 23 de Junio de 2001. p. 87-92.

Tavera, H., Salas, H., Jimenez, C., Antayhua, Y., Fernandez , E., 2002: El terremoto de la region sur del Peru del 23 de Junio de 2001, Aspectos sismológicos. Centro Nacional de Datos Geofisicos, Terremoto de la region sur de Peru del 23 de Junio de 2001. p. 19-30.

Tavera, H., Buforn, E., Bernal, I., Antayhua, Y., Vilacapoma, L., 2002: The Arequipa (Peru) earthquake of June 23, *Journal of Seismology*, p. 279-283.

Tavera, H., Rodriguez, S., Fernandez , E., 2002: Orientación de la fuente del terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 y de algunas replicas importantes.

Centro Nacional de Datos Geofísicos, Terremoto de la región sur de Perú del 23 de Junio de 2001, p. 93-98.

Tavera, H., 2002: Proceso de ruptura del terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 y de tres de sus réplicas de mayor magnitud. (resultados preliminares) Centro Nacional de Datos Geofísicos, Terremoto de la región sur de Perú del 23 de Junio de 2001, p. 75-86.

Anexo

(1) Contenido de frecuencias del término integral de campo cercano

En el término integral del campo cercano, la forma temporal está dada por una suma de funciones del tipo:

$$f(t) = \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau \cdot s(t - \tau) \cdot d\tau$$

Donde r es la distancia fuente-receptor, α y β las velocidades de propagación de las ondas de campo lejano, y $s(t)$ la función temporal de desplazamiento sobre la falla.

Sea $F(\omega)$ la transformada de *Fourier* de la función $f(t)$

$$\begin{aligned} F(\omega) &= \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \cdot e^{i\omega t} dt \\ &= \int_{-\infty}^{+\infty} \left\{ \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau \cdot s(t - \tau) \cdot d\tau \right\} \cdot e^{i\omega t} dt \\ &= \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \int_{-\infty}^{+\infty} s(t - \tau) \cdot e^{i\omega t} dt \cdot \tau \cdot d\tau \\ &= \int_{r/\alpha}^{r/\beta} e^{i\omega\tau} S(\omega) \tau \cdot d\tau \quad (\text{llamando } S(\omega) \text{ a la transformada de } s(t)) \\ &= S(\omega) \int_{r/\alpha}^{r/\beta} e^{i\omega\tau} \tau \cdot d\tau \end{aligned}$$

Integrando por partes y evaluando los límites de integración se obtiene

$$F(\omega) = S(\omega) \cdot \left[\frac{1}{i\omega} \cdot \left(\frac{r}{\beta} e^{i\omega r/\beta} - \frac{r}{\alpha} e^{i\omega r/\alpha} \right) + \frac{1}{\omega^2} \left(e^{i\omega r/\beta} - e^{i\omega r/\alpha} \right) \right]$$

Los factores tipo $\frac{1}{\omega}$ se encuentran multiplicando a la transformada $S(\omega)$. Esto prueba que, en relación al desplazamiento en la fuente, la forma de onda del término considerado está marcada por una amplificación relativa de las bajas frecuencias.

(2) Operador de comparación

Para considerar las componentes de las señales real y sintética, se efectuó la correlación en forma simultánea para las tres componentes:

(i) Siendo $r(i)_x$ y $s(i)_x$ los valores de la componente $x = \{ Z, N, E \}$; para cada desfase k se calcula:

$$corr_{r,s}(k) = \sum_{i=1}^n \left\{ r(i)_Z \cdot s(i+k)_Z + r(i)_N \cdot s(i+k)_N + r(i)_E \cdot s(i+k)_E \right\}$$

(ii) Luego se calcula el denominador

$$denom_{r,s} = \left\{ \sum_{i=1}^n \left\{ r(i)_Z^2 + r(i)_N^2 + r(i)_E^2 \right\} \cdot \sum_{i=1}^n \left\{ s(i)_Z^2 + s(i)_N^2 + s(i)_E^2 \right\} \right\}^{1/2}$$

A partir de lo cual, se utiliza el valor de la correlación normalizada:

$$corr_{r,s}(k) / denom_{r,s}$$

Esta técnica mide la coherencia de las señales real y sintética con las siguientes características:

- (i) En forma independiente de la amplitud (normalización)
- (ii) Considerando la información de las tres componentes con igual importancia, sin efectuar promedios (media aritmética ó media geométrica).

Por cierto, con esta técnica se incurre en ciertos problemas: El ángulo de incidencia de las ondas al lugar de observación calculado con un modelo elástico simple, no coincide con el ángulo de incidencia real en el lugar donde se efectúa el registro. Por otro lado, los efectos de sitio provocan serias desviaciones angulares con respecto a las predicciones de un modelo elástico homogéneo.

Debido a los factores anteriores, las razones de amplitud 'sintético / real' sufren sesgos sistemáticos entre las distintas componentes. Luego, al considerar las tres

componentes simultáneamente se asumen estos sesgos como parte inherente del cálculo, siendo imposible borrar esta discrepancia a través de la normalización.

(3) Consideración de los pesos de las estaciones

Considérese la función objetivo:

$$F(\text{rup}_j) = p_A * C_A(\text{rup}_j) + p_M * C_M(\text{rup}_j) + p_J * C_J(\text{rup}_j) + p_C * C_C(\text{rup}_j)$$

Donde p_{est} es el peso (importancia) otorgado a la estación est, siendo tales que:

$$p_A + p_M + p_J + p_C = 1$$

$C_{\text{est}}(\text{rup}_j)$ es el valor máximo alcanzado por la correlación entre el sismograma real y el sismograma sintético causado por la ruptura j, en la estación est.

La determinación de los pesos p_{est} fue hecha tomando en cuenta los siguientes puntos:

1) Relación señal-ruido: Para cada acelerograma registrado, se hace una inspección visual fijando la atención en la amplitud del ruido pre-evento en relación a la amplitud media (y también máxima) de la región donde se supone se manifiesta el movimiento. Naturalmente aquellas estaciones que muestran relativamente un alto nivel de ruido, se consideran de baja confiabilidad (peso).

2) Duraciones de los trenes de ondas de cuerpo: Se inspeccionan algunas características temporales básicas: se hace la observación de las duraciones de los trenes de ondas de cuerpo presentes en los registros, y se comparan con las duraciones deducidas a partir del modelo (fuente-función de Green). Para calcular las duraciones teóricas con el modelo, se toma una fuente de referencia. Para el terremoto de Arequipa del 2001 ($M_w=8.4$) se consideró una duración de ruptura de aproximadamente 100 segundos, a partir de la cual se pueden estimar las duraciones teóricas de los trenes de ondas P y S directos, para cada una de las estaciones de observación.

Así, para una determinada estación, cuando las duraciones teóricas se aproximan a las observadas, el nivel de confiabilidad (peso) de la estación se asume mayor.

3) Niveles de ajuste generales de los intentos: La totalidad de los intentos realizados permite muestrear algunas características generales de la relación del

modelo con las observaciones. De alguna manera, el grado veracidad de los supuestos utilizados puede muestrearse a través de los niveles de ajuste alcanzados. Para una determinada estación, si tanto (i) el máximo nivel de ajuste alcanzado entre los intentos, así como (ii) el nivel promedio de los ajustes de todos los intentos; presentan valores inferiores a aquellos de las otras estaciones, entonces con alguna probabilidad, en esta estación el modelo (los supuestos utilizados) presenta una validez menor.

En consideración a esto, una manera de enfocar el problema de los pesos es en otorgar pesos proporcionales a los valores de correlación.

Entonces, para determinar los pesos otorgados a las estaciones, se utilizaron conjuntamente los tres criterios. Por ejemplo, la estación de Camacho (Perú central) presenta, en comparación a las restantes estaciones, un registro más ruidoso, una duración relativamente distinta a la estimada con el modelo, y niveles de ajuste promedio (y máximo) bajos. Problemas ulteriores de las soluciones de ruptura, resultantes al considerar la estación de Camacho con importancia $p_C > 0.25$, motivaron finalmente a eliminarla del proceso de búsqueda ($p_C = 0$).

Los criterios del nivel de ruido y la duración de los trenes de onda otorgan un nivel de confiabilidad similar para las tres estaciones restantes. El criterio de los niveles generales de ajuste destaca a la estación Arica como aquella única en donde el modelo logra una aproximación a las observaciones. Las razones de los valores de correlación (Arica / total) proponen que el peso de Arica debe ser superior al 50%. La estrategia final fue barrer el rango de pesos tal que $p_A > 0.5$ con $p_M = p_J$.

