



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**DINÁMICA DE LA RUPTURA DE TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN
CERCANOS A LA FOSA**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

CRISTIAN LEONARDO OTAROLA BRAVO

PROFESOR GUÍA:
SERGIO RUIZ TAPIA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JAIME CAMPOS MUÑOZ
FELIPE LEYTON FLÓREZ

SANTIAGO DE CHILE
2021

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: Doctor en Ciencias, Mención Geología
POR: Cristian Leonardo Otarola Bravo
FECHA: 30/03/2021
PROFESOR GUÍA: Sergio Ruiz Tapia

DINÁMICA DE LA RUPTURA DE TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN CERCANOS A LA FOSA

Los modelos dinámicos de la fuente sísmica toman en consideración estados de esfuerzo-deformación y leyes de fricción gobernando la ruptura de terremotos. El deslizamiento en la falla es considerado como una consecuencia de las condiciones de esfuerzo y la resistencia del material en la región focal. En este trabajo se realizaron inversiones cinemáticas y dinámicas de cuatro terremotos interplaca que ocurrieron cerca de la fosa en la base de la cuña continental en el norte de Chile. Las magnitudes de estos eventos interplaca fueron entre Mw 6.3 y Mw 6.5, con hipocentros variando entre 17.8 y 28 km. Estos terremotos corresponden a un precursor y tres réplicas del terremoto de Iquique de 2014, Mw 8.2. La geometría de la ruptura obtenida desde las inversiones cinemáticas y dinámicas fueron similares y sus parámetros dinámicos son típicos de terremotos interplaca en torno a Mw 6.5. Se compara la ruptura dinámica de estos eventos con el terremoto interplaca de Valparaíso de 2017, Mw 6.9, y con otros cinco terremotos intraplaca de profundidad intermedia estudiados previamente, los cuales ocurrieron en el norte de Chile, Japón, Argentina y México. Con magnitudes variando entre Mw 6.5 y Mw 7.1, y profundidades hipocentrales entre 57 y 250 km. Los resultados muestran que los principales parámetros dinámicos (caída de esfuerzo, esfuerzo en la zona de nucleación y energía de fracturamiento por unidad de área) de los terremotos interplaca tienden a aumentar desde la fosa hacia el continente, lo cual se correlaciona con la disminución en el grado de fracturamiento de la roca y la presencia de fluidos hacia el continente. Por otra parte, al comparar los principales parámetros dinámicos de los terremotos interplaca con los terremotos intraplaca de profundidad intermedia, se encuentra una tendencia a que éstos sean menores en los terremotos interplaca. También se comparan valores de caída de esfuerzo y frecuencia de esquina obtenidos usando diferentes metodologías, encontrándose diferencias menores para la mayoría de los terremotos analizados. Se infiere de los resultados presentados en este trabajo, que el área estudiada, localizada en la interfase de subducción cercana a la fosa, permite la nucleación de terremotos pequeños a moderados, no impidiendo la propagación de terremotos tsunamigénicos.

Finalmente, en este trabajo se propone un nuevo enfoque para modelar estocásticamente el movimiento fuerte del suelo, considerando los efectos del campo cercano, intermedio y lejano en la forma espectral de la fuente sísmica, con perspectivas al desarrollo de una simulación híbrida que combine modelos dinámicos de ruptura, como el presentado en esta tesis, con el modelo estocástico propuesto.

A mi familia...

Agradecimientos

Me gustaría agradecer a mi profesor guía Sergio Ruiz por su apoyo y orientación durante este proceso. Dar gracias también a los profesores Jaime Campo y Felipe Leyton por sus constructivos comentarios y sugerencias, los cuales me ayudaron en la elaboración de esta tesis.

Finalmente, agradecer a todos aquellos con los cuales compartí y me apoyaron durante estos años.

Tabla de contenido

1. Introducción.....	1
1.1. Planteamiento del problema de investigación y motivación.....	1
1.2. Objetivos	3
1.3. Estructura de la tesis	3
2. Fundamento teórico de la inversión cinemática y dinámica	5
2.1. Introducción.....	5
2.2. Inversión cinemática	5
2.3. Inversión dinámica.....	7
3. Inversiones cinemáticas y dinámicas de terremotos de subducción cercanos a la fosa.....	14
3.1. Introducción.....	14
3.2. Base de datos, localización y metodología.....	16
3.3. Resultados de la inversión cinemática	20
3.4. Resultados de la inversión dinámica.....	32
3.5. Discusión	41
3.6. Conclusiones.....	43
4. Comparación parámetros dinámicos de la fuente sísmica	44
4.1. Introducción.....	44
4.2. Metodología.....	45
4.3. Resultados	45
4.4. Discusión	51
4.5. Conclusiones.....	52
5. Perspectivas de generación de sismogramas sintéticos en una amplia banda de frecuencia, considerando una simulación híbrida.....	54
5.1. Introducción.....	54
5.2. Marco Teórico y metodología propuesta	56
5.3. Discusión y conclusiones	61
6. Bibliografía.....	63
7. Apéndice	70
A. Modelo de falla de cizalla en medio elástico	70
B. Análisis de espectros.....	73
C. Inversiones cinemáticas	74
D. Inversiones Dinámicas	105
E. Artículos publicados	127

Capítulo 1

1. Introducción

1.1. Planteamiento del problema de investigación y motivación

Chile es uno de los países que se encuentran en el cinturón de fuego del Pacífico, contando con uno de los márgenes convergentes de placas tectónicas más activos del mundo. La convergencia de placas del margen chileno desde el punto de unión triple hasta el norte de Chile se ha reportado con una orientación NE de 79° , y con velocidad de convergencia variando entre los 6.3 cm/año y los 6.8 cm/año (Angerman et al. 1999; Kendrick et al., 2003; Vigny et al., 2009). Esta convergencia de subducción genera diferentes tipos de sismos, destacándose tres tipos: (1) terremotos interplaca, (2) terremotos intraplaca superficiales o corticales, y (3) terremotos intraplaca de profundidad intermedia. Los sismos intraplaca superficiales o corticales se pueden producir en la placa Oceánica o en la Sudamericana. En ambos casos se producen en el límite superior de éstas, probablemente debido al estado tensional asociado al ciclo sísmico, en el cual se va produciendo deformación cortical causada por el proceso de subducción, la cual genera sismicidad *outer rise* para el caso de la placa oceánica (Chapple & Forsyth, 1979; Contreras-Reyes et al., 2007). Los sismos corticales para el caso de la placa Sudamericana pueden ir desde 0 hasta ~40 km de profundidad. También se han identificado terremotos ocurriendo hasta los 700 km de profundidad, los cuales ocurren en zonas sismogénicas denominadas zonas de wadafi-Benioff, que delinean los núcleos fríos de las placas que subductan (Stein & Wysession, 2009; Herrera, 2016). En particular, los sismos que ocurren dentro de esta placa subductante, en profundidades que van desde los ~50 km hasta los 300 km para el caso chileno son denominados terremotos de profundidad intermedia o terremotos intraplaca de profundidad intermedia. Aunque los mecanismos de generación de estos terremotos aún son inciertos y es materia de investigación, a partir de numerosos estudios reológicos se han propuesto algunas posibles causas, entre ellas, *fragilización de la roca por deshidratación*, la cual se produciría por las altas presiones de los fluidos en los poros, los cuales contrarrestan los grandes esfuerzos normales sobre la roca debido a la gran sobrecarga de esfuerzos que hay a estas profundidades. Otra posible causa sería por *Inestabilidad termal de corte*, ya que bajo ciertas condiciones de temperatura es posible generar inestabilidad de corte en zonas con mayor resistencia de la placa que subducta si la tasa de deformación es alta (Kanamori & Schubert, 2007; Herrera, 2016). Los sismos interplaca se producen en el contacto entre la placa que subducta (oceánica) y la continental, ya que producto de esta interacción mecánica las placas pueden trabarse, acumulando energía y esfuerzos en una etapa *inter-sísmica*, hasta que el material no resiste más y la roca se fractura o rompe, generándose así la liberación de esfuerzos y energía que permite que el movimiento de las placas se desacople por cierto tiempo (Stein & Wysession, 2009), la cual corresponde a la etapa *co-sísmica*. Estos terremotos no suelen producirse a más de ~ 55 km. Una vez finalizado el terremoto principal las placas buscan acomodarse, en una etapa *post-sísmica*, generando réplicas en el proceso, cuya evolución temporal cumple ciertas leyes como la de Omori (1984). Cabe señalar que muchos

sismos principales tienen sismicidad precursora.

La sismicidad en Chile es mayoritariamente interplaca e intraplaca de profundidad intermedia (Madariaga, 1998; Barrientos et al., 2004). Estos sismos pueden llegar a ser de gran magnitud, producir grandes tsunamis y ser muy destructivos, tal como ocurrió con los megaterremotos de 1877 en el norte de Chile, Mw ~ 8.8, Valdivia 1960, Mw ~ 9.5, y el Maule 2010, Mw ~ 8.8 (Ruiz & Madariaga, 2018). En particular, recientemente en el norte de Chile ha destacado el terremoto de Iquique 2014, Mw 8.2. En la zona central el terremoto de Illapel 2015, Mw 8.3, y el terremoto de Valparaíso 2017, Mw 6.9. Para la zona centro-sur de Chile el terremoto de Chiloé de 2016, Mw 7.6 (Ruiz & Madariaga, 2018).

Los modelos dinámicos de la generación de terremotos toman en consideración los estados de esfuerzo-deformación y las leyes de fricción que gobiernan la dinámica de la ruptura de los terremotos, de manera que el deslizamiento en la falla o el contacto entre placas se modela como una consecuencia de las condiciones de esfuerzo y la resistencia del material en la región focal, considerando a su vez la generación y propagación de fracturas o *cracks* en medios sometidos a esfuerzo (Madariaga & Ruiz, 2016). Los esfuerzos son uno de los factores determinantes actuando en la región focal debido a los procesos tectónicos, los cuales pueden derivarse del movimiento de las placas tectónicas y las propiedades mecánicas de las rocas en la región. Por otro lado, debido a que las fracturas sísmicas toman lugar en fallas preexistentes o zonas de contacto de placas tectónicas, otro importante factor corresponde a las condiciones de fricción entre las dos caras de la falla. De esta manera, las inversiones dinámicas de la ruptura sísmica permiten estudiar los parámetros dinámicos que generan la ruptura, los cuales son controlados a su vez por cierta ley de fricción (Ruiz & Madariaga, 2011, 2013; Madariaga & Ruiz, 2016; Herrera et al., 2017).

El terremoto de Iquique de 2014, Mw 8.2, ha sido uno de los terremotos de mayor magnitud ocurrido en el norte de Chile. Este terremoto tuvo una gran secuencia sísmica, contando con gran actividad precursora y réplicas, entre ellos algunos eventos de magnitud Mw ~ 6.5 cercanos a la fosa (Leon-Rios et al., 2016; Cesca et al., 2016; Soto et al., 2019), los cuales han sido de especial interés en este trabajo, ya que nunca antes se ha estudiado la ruptura sísmica de terremotos ocurriendo tan cerca de la fosa en el norte de Chile usando un modelo dinámico como el presentado en este estudio. Lo cual podría permitir inferir características propias de este tipo de terremotos al compararlos con eventos de otra naturaleza.

Finalmente, las inversiones dinámicas de la fuente sísmica, han permitido obtener las características dinámicas de la ruptura de terremotos en bajas frecuencias (Ruiz & Madariaga, 2011, 2013; Madariaga & Ruiz, 2016; Herrera et al., 2017; Díaz-Mojica et al., 2014; Mirwald et al., 2019), ya que en altas frecuencias aparecen una serie de complejidades que los modelos teórico-deterministas no han podido incorporar. De manera que ha sido de especial interés en este trabajo poder abordar este problema desde otros enfoques, con el objeto de poder comprender el proceso de ruptura de un terremoto en un amplio rango de frecuencias.

1.2. Objetivos

Realizar inversiones cinemáticas y dinámicas de cuatro terremotos interplaca cercanos a la fosa de magnitud $M_w \sim 6,4$. Estos eventos corresponden a un precursor y tres réplicas del terremoto de Iquique de 2014, M_w 8.2. Caracterizar la ruptura sísmica de estos terremotos usando los parámetros cinemáticos y dinámicos obtenidos a través de las inversiones cinemáticas y dinámicas de la fuente sísmica.

Comparar la ruptura dinámica de los cuatro terremotos interplaca cercanos a la fosa con el terremoto interplaca de Valparaíso de 2017, M_w 6.9, cuya inversión dinámica se publicó como co-autor en el trabajo de Ruiz et al. (2017). Además, comparar los parámetros dinámicos de estos cinco terremotos interplaca con otros cinco terremotos intraplaca de profundidad intermedia estudiados previamente (Herrera et al., 2017; Ruiz and Madariaga, 2011, 2013; Díaz-Mojica et al., 2014; Mirwald et al., 2019), cuyos parámetros dinámicos se obtuvieron siguiendo una metodología muy similar a la presentada en este trabajo.

Finalmente, evaluar las perspectivas de simulación de acelerogramas e inversión de la fuente sísmica en un amplio rango de frecuencias, proponiendo un enfoque para abordar el problema.

1.3. Estructura de la tesis

El presente trabajo se divide en 5 capítulos, las cuales se detallan a continuación:

- El **capítulo 1** presenta la introducción al tema de estudio y describe los objetivos del trabajo de tesis.
- El **capítulo 2** describe la teoría y metodología de la inversión cinemática y dinámica utilizada para estudiar los cuatro terremotos interplaca cercanos a la fosa presentados en este trabajo.
- En el **capítulo 3** se estudia la fuente sísmica del precursor y las tres réplicas ($M_w \sim 6.4$) cercanas a la fosa del terremoto de Iquique de 2014, M_w 8.2. La caracterización de la ruptura sísmica se hace considerando inversiones cinemáticas y dinámicas. Se muestra la convergencia e incertidumbre de los parámetros cinemáticos y dinámicos muestreados usando el método del *Neighborhood Algorithm*, el cual permite encontrar el modelo que mejor se ajusta a los datos a través de un proceso de iteración.
- En el **capítulo 4** se comparan los parámetros dinámicos que caracterizan la ruptura sísmica de los cuatro terremotos interplaca estudiados en este trabajo, con los del terremoto interplaca de Valparaíso de 2017 (Ruiz et al., 2017), y cinco terremotos intraplaca de profundidad intermedia estudiados previamente (Ruiz & Madariaga, 2011, 2013; Díaz-Mojica et al., 2014; Herrera et al., 2017; Mirwald et al., 2019).
- En el **capítulo 5** se evalúan las perspectivas de la simulación híbrida de sismogramas en un amplio rango de frecuencias, que considere una simulación teórica-determinista

para modelar las ondas de baja frecuencia y una simulación estocástica para modelar las ondas de alta frecuencia que genera un terremoto. Para este propósito se propone un nuevo enfoque en la simulación estocástica, la cual incorpora los efectos del campo cercano, intermedio y lejano en el movimiento fuerte del suelo, con perspectivas de a futuro extender el trabajo presentando en los capítulos previos.

En los Apéndices A, B, C y D se presenta parte de la teoría y resultados no incluidos en el cuerpo principal de la tesis. Específicamente se profundiza en la teoría que hay detrás del modelo dinámico de la fuente sísmica; se incluyen análisis espectrales para estimar la frecuencia de esquina de los sismos estudiados; y resultados de las inversiones cinemáticas y dinámicas de los cuatro terremotos interplaca cercanos a la fosa estudiados en este trabajo. Finalmente, en el Apéndice E se presentan los resúmenes de las publicaciones realizadas durante este trabajo doctoral.

Capítulo 2

2. Fundamento teórico de la inversión cinemática y dinámica

2.1. Introducción

Las inversiones cinemáticas y dinámicas permiten estudiar la fuente sísmica de un terremoto, proporcionando información sobre su origen, evolución y distribución espacio-temporal del proceso de ruptura. Tanto la inversión cinemática como la dinámica utilizada en este estudio modelan el área de ruptura considerando un parche elíptico. Esta aproximación es válida solo para sismos en un cierto rango de magnitudes. Ya que, para terremotos grandes, con magnitudes mayores a $M_w \sim 7$ el sismo podría no modelarse bien considerando solo un parche elíptico como aspereza principal. Por otra parte, para sismos menores a $M_w \sim 5.5$ podría no ser necesario considerar un parche elíptico y bastaría con considerar una fuente puntual.

2.2. Inversión cinemática

La inversión cinemática utilizada calcula las funciones de Green teóricas mediante el código AXITRA (Bouchon, 1981; Coutant, 1989). Este programa a su vez simula la propagación de las ondas sísmicas desde la fuente finita hasta los receptores o estaciones consideradas. Esta propagación se realiza considerando un modelo estructural de velocidad, el cual debe ser escogido para la zona de estudio en particular.

El modelo cinemático que se obtiene a través de la inversión es representado por un parche elíptico, el cual está definido por 7 parámetros. Cinco de estos parámetros describen la geometría de la ruptura, los cuales son: los semiejes (a) y (b) de la elipse, el ángulo de rotación (α) y la ubicación del centro (x_0, y_0) con respecto al hipocentro (x_h, y_h). Los otros dos parámetros son el máximo deslizamiento (D_m) en una asumida distribución elíptica, y la velocidad de ruptura (V_r) del sismo.

La Figura 2.2.1 muestra la elipse que describe la geometría de la ruptura sísmica en una posición arbitraria en el plano de falla. Para realizar la inversión se ha asumido que el hipocentro (x_h, y_h) se encuentra en el centro del plano de falla, el cual a su vez está siempre dentro del parche elíptico.

Para crear la ruptura sísmica, se discretiza el plano de falla en subfallas, y se trata a cada subfalla como una fuente puntual. En el modelo de ruptura, se asume que cada una de las subfallas se desplaza en la zona de ruptura en un tiempo determinado. El tipo de fuente puntual que se ha asumido para la inversión es una función rampa causal. La contribución de todas las fuentes puntuales consideradas permite construir la ruptura finita.

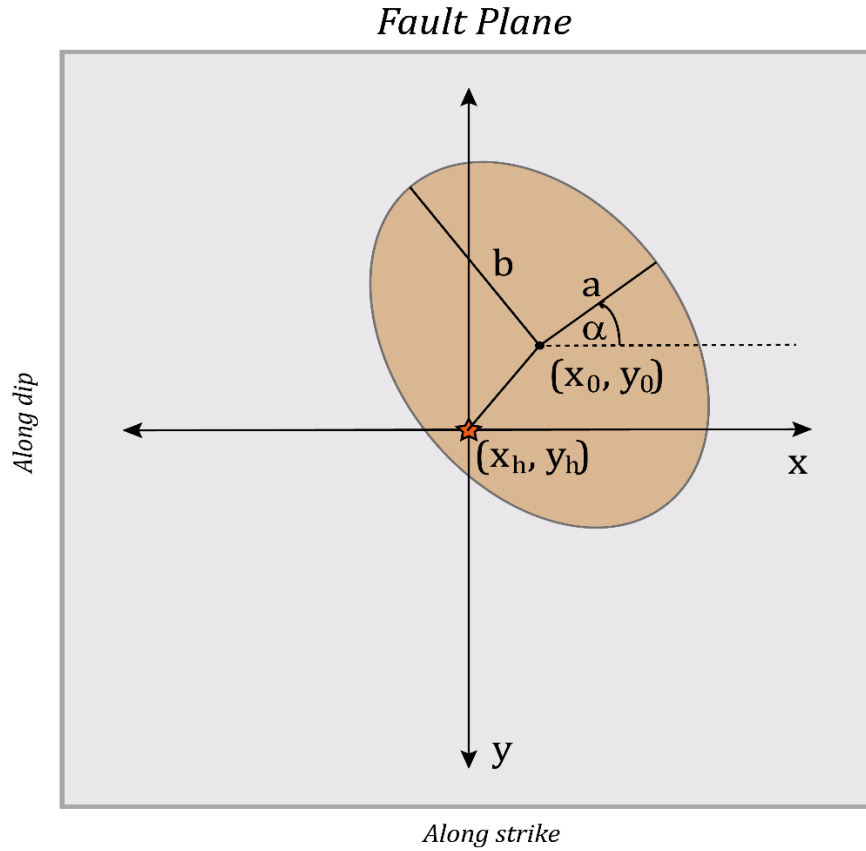


Figura 2.2.1. Definición del parche elíptico utilizado para modelar el área de ruptura en el modelo cinemático. La estrella roja corresponde al hipocentro del sismo, cuyas coordenadas son (x_h, y_h) . El punto (x_0, y_0) corresponde al centro de la elipse. a y b son los semiejes de la elipse y α su ángulo de rotación. Cabe señalar que tanto a como b pueden ser el eje-mayor o menor de la elipse.

Para cada uno de los modelos se considera un error (*misfit* χ^2) entre los sismogramas observados y simulados usando una norma $L2$ normalizada (*Chi-Square Statistic*), dada por

$$\chi^2 = \frac{\sum_i (Obs_i - Synth_i)^2}{\sum_i Obs_i^2} \quad (2.2.1)$$

donde Obs_i corresponde al sismograma observado i -ésimo y $Synth_i$ corresponde a al sismograma simulado i -ésimo. Además, para que los modelos de ruptura buscados tengan el menor *misfit* (χ^2), se utiliza el método del *Neighborhood Algorithm* (Sambridge, 1999). El cual hace uso de las celdas de Voroni para conducir la búsqueda de las mejores soluciones en el espacio de los parámetros, haciéndolo de manera iterativa, donde el tamaño de estas celdas es inversamente proporcional a la densidad del muestreo (Figura 2.2.2), de manera que mientras mayor sea la densidad de muestras en el espacio de los parámetros, el tamaño de sus celdas será menor.

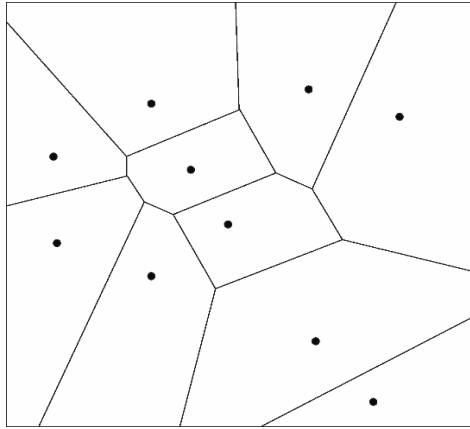


Figura 2.2.2. Esquema de las celdas de Varoni, en el cual se aprecian 10 muestras generadas aleatoriamente con sus respectivas celdas de Varoni. La figura es una modificación de Sambridge (1999).

Específicamente el método del *Neighborhood Algorithm* utiliza las celdas de Voroni para encontrar el modelo con menor error (*misfit*) considerando los siguientes pasos propuestos por Sambridge (1999):

1. Se genera un conjunto inicial de modelos (n_s) aleatorio (o uniforme) en el espacio de los parámetros.
2. Para cada uno de los modelos generados (n_s) se calcula la función *misfit*, lo cual determina un nuevo conjunto (n_r), con el menor error (*misfit*) de todos los modelos generados.
3. Se generan nuevos modelos (n_s) a través de un recorrido aleatorio dentro de las celdas de Varoni de cada uno de los modelos (n_r) elegidos en el paso anterior (esto es, n_s/n_r muestras en cada celda).
4. Se repite el paso número 2 con los nuevos modelos n_s , iniciándose así una nueva iteración.

2.3. Inversión dinámica

La inversión dinámica a diferencia de la inversión cinemática toma en consideración los estados de esfuerzo y leyes de fricción involucradas en el proceso de ruptura. De manera que la nucleación de un terremoto se produce cuando los esfuerzos en el material sobrepasaron el nivel de esfuerzo que mantenían el sistema estable. Como se aprecia en la Figura 2.3.1 el esfuerzo tectónico del ambiente (T_e) se incrementa hasta alcanzar un esfuerzo (T_u), el cual corresponde al máximo esfuerzo que la roca puede soportar sin deslizar, pero para que se inicie la nucleación y por ende el proceso de ruptura se debe alcanzar un esfuerzo (T'_u), ligeramente mayor a T_u . Una vez que el material alcanza el valor de T'_u , se produce un deslizamiento que debilita la cohesión en la roca hasta llegar a un punto crítico de deslizamiento (D_c), en un tiempo t_1 , que es cuando la roca se rompe y comienza la ruptura principal. De manera que entre el instante de tiempo t_0 y t_1 el esfuerzo cae hasta un esfuerzo cinemático o residual (T_r). Este esfuerzo (T_r) se mantiene hasta que la ruptura se detiene en un tiempo t_2 , que es cuando el sistema comienza a cargarse nuevamente alcanzando un esfuerzo T_f .

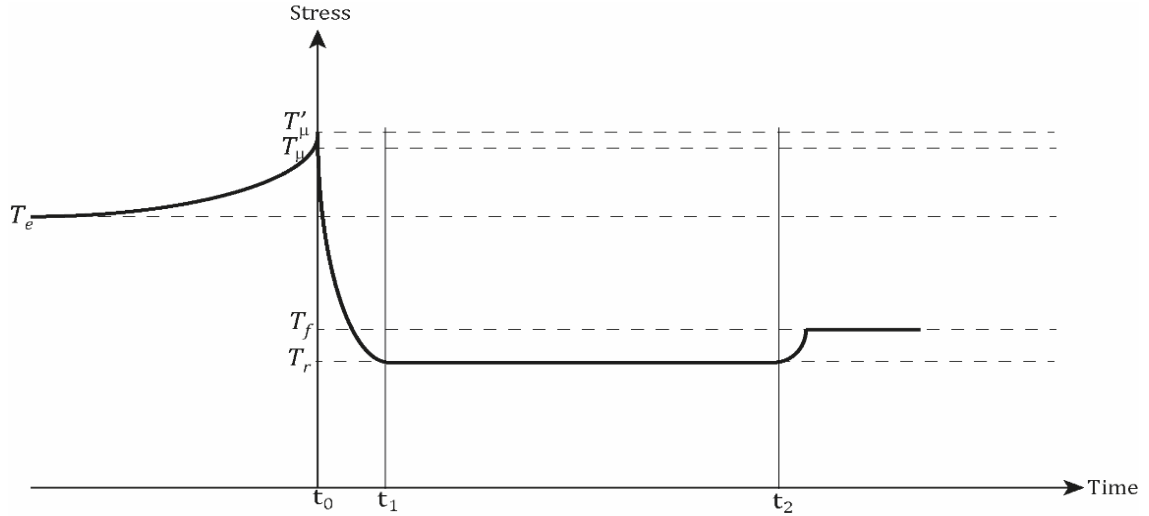


Figura 2.3.1 Dependencia en el tiempo de los esfuerzos involucrados en el proceso de ruptura de un terremoto.

El principal supuesto de la dinámica de la fuente sísmica es que la tracción a través de la falla es relacionada al deslizamiento en el mismo punto a través de una ley de fricción. De esta manera la tracción es una función de al menos el deslizamiento ($\mathbf{T}(\mathbf{D})$), pudiendo también serlo de la tasa de deslizamiento ($\mathbf{T}(\mathbf{D}, \dot{\mathbf{D}})$) u otras variables ($\mathbf{T}(\mathbf{D}, \dot{\mathbf{D}}, \theta_i)$). Esta tracción ($\mathbf{T}(\mathbf{D}, \dot{\mathbf{D}}, \theta_i)$) a su vez puede ser expresada como la suma del esfuerzo preexistente ($\mathbf{T}^0(\mathbf{x}) = \mathbf{T}_e$) y el cambio de tracción ($\Delta\mathbf{T}(\mathbf{x}, t)$) debido al deslizamiento en la falla, donde \mathbf{x} y t son la posición y el tiempo, respectivamente. Pues bien, asumiendo que la falla es plana, horizontal y perpendicular al eje z , en un medio elástico, el deslizamiento puede asociarse a través de la solución de la ecuación de ondas (ver Apéndice A, Ec. A.1.3) con el cambio en la tracción $\mathbf{T} = \boldsymbol{\sigma} \cdot \hat{\mathbf{e}}_z = [\sigma_{zx}, \sigma_{yz}, \sigma_{zz}]$ a través de la falla, donde $\boldsymbol{\sigma}$ y $\hat{\mathbf{e}}_z$ corresponden al tensor de esfuerzo y un vector unitario normal a la falla (en la dirección de z), respectivamente. Cumpliéndose

$$\Delta\mathbf{T}(\mathbf{x}, t) = \Delta\boldsymbol{\Sigma}[\mathbf{D}], \quad \text{para } \mathbf{x} \in \Gamma(t) \quad (2.3.1)$$

donde $\Gamma(t)$ es la zona de ruptura en un tiempo t , y $\Delta\boldsymbol{\Sigma}[\mathbf{D}]$ es una notación abreviada para un funcional de \mathbf{D} y sus derivadas espaciales y temporales.

Continuando con las ideas planteadas, se puede formular explícitamente la ley de fricción en la falla como:

$$\mathbf{T}(\mathbf{D}, \dot{\mathbf{D}}, \theta_i) = \Delta\mathbf{T}(\mathbf{x}, t) + \mathbf{T}^0(\mathbf{x}), \quad \text{para } \mathbf{x} \in \Gamma(t) \quad (2.3.2)$$

la cual corresponde a su forma vectorial. Para el apropiado estudio de la falla de cizalla es necesario escribir la Ec. (2.3.2) como un sistema de dos ecuaciones. Archuleta & Day (1980), Day (1982a,b), y Spudich (1992) usaron una muy simple aproximación, la cual ha sido refinada, asumiendo que la tasa de deslizamiento y la tracción satisfacen:

$$\mathbf{T}(\mathbf{D}, \dot{\mathbf{D}}, \theta_i) = -T(D, \dot{D}, \theta_i) \hat{\mathbf{e}}_v \quad (2.3.3)$$

donde $\hat{\mathbf{e}}_v = \dot{\mathbf{D}} / \|\dot{\mathbf{D}}\|$ es un vector unitario en la dirección de la tasa de deslizamiento instantánea.

Con esta suposición, la condición de borde reduce la Ec. (2.3.2) a la siguiente forma especial

$$-T(D, \dot{D}, \theta_i) \hat{\mathbf{e}}_v = \Delta \mathbf{T}(\mathbf{x}, t) + \mathbf{T}^0(\mathbf{x}), \quad \text{para } \mathbf{x} \in \Gamma(t) \quad (2.3.4)$$

La Figura 2.3.2 muestra el diagrama vectorial implícito en esta ecuación. El único vector fijo en este diagrama es el esfuerzo preexistente, el cual se asume conocido. La fricción y la tasa de deslizamiento aplican en la misma dirección, pero diferente sentido. El cambio de esfuerzo o tracción ($\Delta \mathbf{T}$) en general no es paralelo al esfuerzo preexistente ni a la fricción (Figura 2.3.1a). Además, algunos estudios (Spudich, 1992; Cotton & Campillo, 1995; Guatteri & Spudich, 1998) han mostrado que las direcciones de deslizamiento no siempre son paralelas a la caída de esfuerzo. A pesar de lo anterior, la mayoría de los modelos de fricción en forma vectorial son simplificados a una condición de borde escalar, en la cual el deslizamiento es permitido en la dirección del esfuerzo inicial, siendo éste paralelo al eje x en todos lados (Figura 2.3.1b), es decir, $\mathbf{T}^0(\mathbf{x}) = [T_x^0, 0]$ y $\mathbf{D}(\mathbf{x}, t) = [D_x(x, t), 0]$. De esta manera la componente escalar es simplemente relacionada por

$$T(D, \dot{D}, \theta_i) = \Delta T_x(x, t) + T_x^0(x) \quad (2.3.5)$$

Por otra parte, a través de un procedimiento numérico (diferencias finitas) puede calcularse ΔT a partir de una distribución de deslizamiento dada en momentos anteriores (Madariaga et al., 1998; Madariaga & Olsen, 2002); y si por simplificación se considera una ley de fricción simple, con solo una dependencia del deslizamiento para la tracción ($T(D)$), se cumple

$$T(D) = \Delta T(x, t) + T^0(x) \quad (2.3.6)$$

O bien

$$\Delta T(x, t) = T(D) - T_e \quad (2.3.7)$$

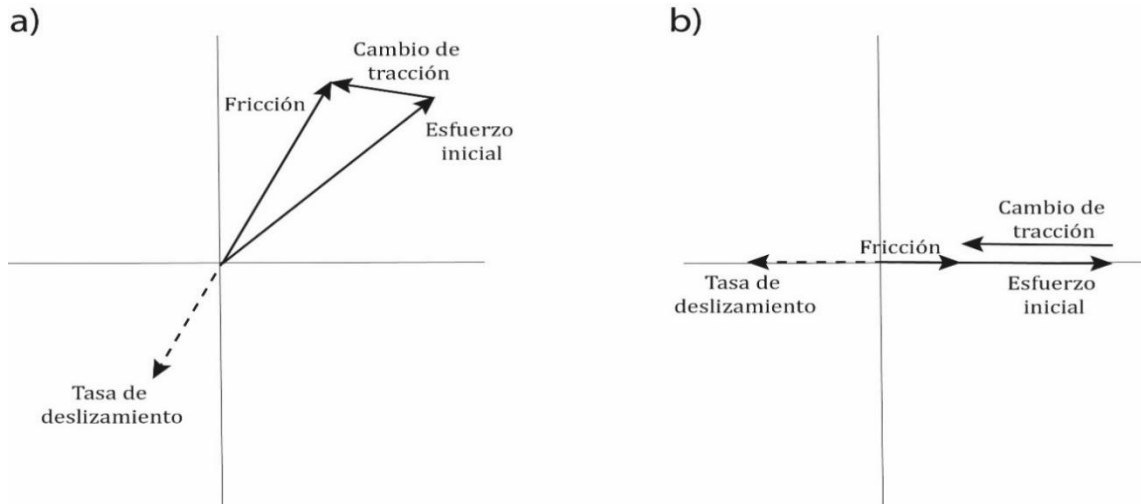


Figura 2.3.2 Diagrama modificado de Madariaga et al. (1998), el cual muestra la relación entre el esfuerzo inicial, la tasa de deslizamiento, la fricción y el cambio de tracción o esfuerzo para el vector (a) y un escalar (b), las cuales corresponden a aproximaciones en el plano de falla. En el caso escalar, el cambio en la tracción corresponde a la definición usual de caída de esfuerzo una vez que se alcanza el esfuerzo residual.

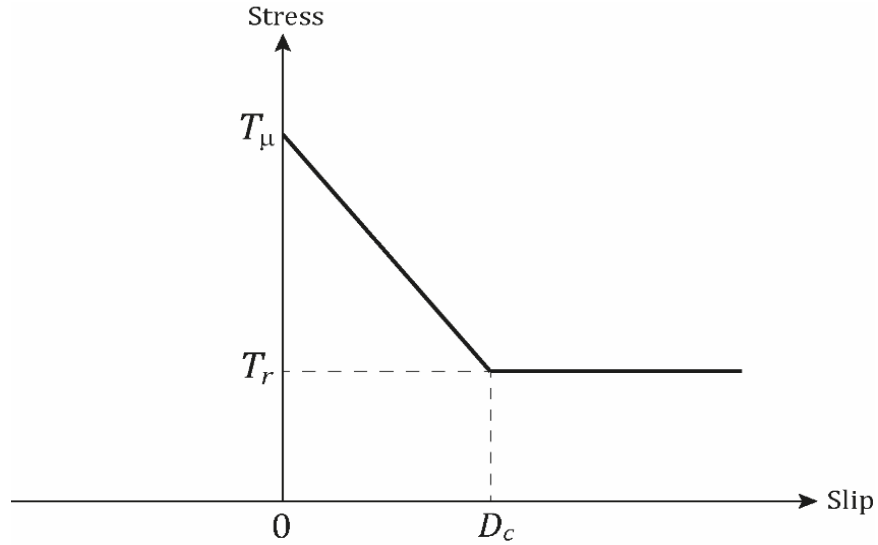


Figura 2.3.3 Ley de fricción propuesta por Ida (1972).

La ley de fricción utilizada para modelar el proceso de ruptura dinámica corresponde a la propuesta por Ida (1972), la cual ha sido usada para modelar la fuente sísmica de terremotos con buenos resultados (Ruiz & Madariaga, 2011; Ruiz & Madariaga, 2013; Herrera et al., 2016; Ruiz et al., 2017). Esta ley de fricción, también conocida como “*slip-weakening*”, permite modelar el esfuerzo dependiendo del deslizamiento (D) en la falla. Tal como lo indica la siguiente expresión:

$$T(D) = \begin{cases} (T_u - T_r) \left(1 - \frac{D}{D_c}\right) + T_r & \text{Si } D < D_c \\ T_r & \text{Si } D \geq D_c \end{cases} \quad (2.3.8)$$

donde D_c es la distancia crítica de debilitamiento, la cual corresponde al punto en que la roca rompe y la ruptura sísmica comienza (Figura 2.3.3).

La inversión dinámica, al igual que la inversión cinemática, utiliza el programa AXITRA (Bouchon, 1981; Countant, 1989) para propagar las ondas sísmicas desde la fuente a los receptores o estaciones, considerando un modelo estructural de velocidades apropiado para la región. Por otra parte, también se utiliza el método del *Neighborhood Algorithm* para obtener el modelo que mejor se ajuste a los datos (Sambridge, 1999).

La Figura 2.3.4 esquematiza los distintos esfuerzos considerados en la inversión dinámica usada para invertir la fuente sísmica en este trabajo, donde además se considera distintas áreas indicadas con colores celeste, naranja y amarillo, las cuales representan la energía de fracturamiento por unidad de área (E_F), la energía radiada por unidad de área (E_R) y la energía térmica por unidad de área (E_H). Como se aprecia en la Figura 2.3.1, el esfuerzo T'_u es ligeramente superior al esfuerzo T_u , permitiendo iniciar el proceso de ruptura en la nucleación, ya que se ha superado el máximo esfuerzo que soportan los bloques sin moverse. Ahora bien, sin pérdida de generalidad, y por simplicidad en la simulación numérica, se ha asumido que todos los esfuerzos están medidos con respecto al esfuerzo residual T_r , lo cual es equivalente a asumir que $T_r = 0$. Esta es una importante propiedad de las rupturas dinámicas lineales, lo cual hace que el deslizamiento, balance energético y radiación sísmica dependan solo del cambio de esfuerzo, y no del nivel de

esfuerzo absoluto (Madariaga & Ruiz, 2016).

Algunas consideraciones que toma en cuenta la inversión dinámica para modelar las complejidades de los sismos que son provocadas por las heterogeneidades de las rocas son: el modelo de barrera y el modelo de aspereza. El modelo de barrera postula la existencia de barreras en la falla con distintos niveles de resistencia, de manera que la ruptura sísmica pueda interactuar con éstas (Das & Aki, 1977), pudiendo romper las barreras más débiles y producir una acumulación de esfuerzos dinámicos cuando pasa por barreras con mayor resistencia, explicando así la existencia de réplicas si estas barreras rompen en instantes posteriores. Por último, habría detención de la ruptura sísmica para el caso en que la barrera tuviese una resistencia suficientemente alta. Por otra parte, el modelo de asperezas postula que la ruptura sísmica se produce por rompimientos sucesivos de zonas con mayor resistencia o asperezas rodeadas por zonas que no están cargadas de esfuerzos. Por consiguiente, en este modelo la ruptura se propaga por las asperezas y se detiene en las zonas exteriores con bajas cargas de esfuerzos.

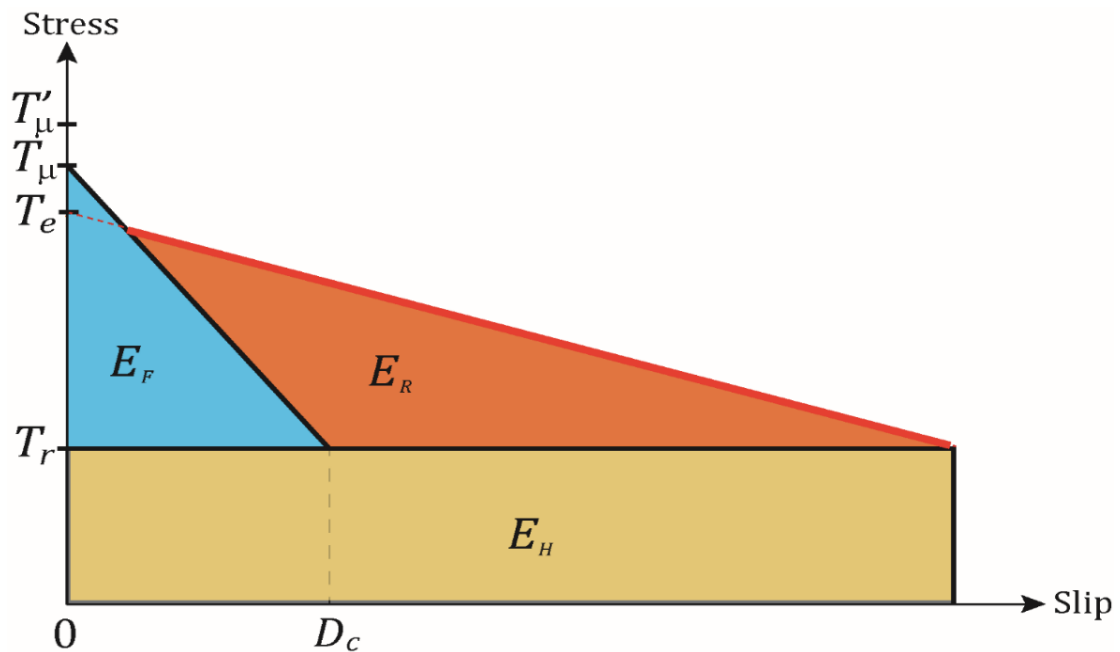


Figura 2.3.4 Ley de fricción propuesta Ida (1972), incluyendo los distintos esfuerzos usados en la modelación dinámica considerada en este trabajo. La línea azul indica la etapa de fracturamiento de la roca, donde D_c es el deslizamiento crítico, mientras que la línea roja indica la etapa de radiación de las ondas sísmicas, donde D corresponde al deslizamiento promedio en la falla (Madariaga & Olsen, 2000). El área celeste corresponde a la energía de fracturamiento por unidad de área (E_F), el área naranja corresponde a la energía radiada por unidad de área (E_R) y el área amarilla corresponde a la energía térmica por unidad de área (E_H).

Tanto el modelo de barreras como el de asperezas fue probado por Ruiz & Madariaga (2011), encontrándose que ambos modelos dan resultados muy similares al estudiar el proceso de ruptura del terremoto de Michilla Mw 6.7 de 2007. Concluyéndose que a partir de los datos sísmicos no se puede distinguir entre los modelos de barrera y aspereza. Por lo anterior en este trabajo se utiliza el modelo de aspereza para realizar las inversiones dinámicas.

La inversión dinámica, a diferencia de la inversión cinemática, considera 10 parámetros a invertir, donde la geometría de la ruptura queda definida por 6: el centro de la elipse (x_0, y_0) con respecto al hipocentro, donde x_0 va a lo largo del *strike* e y_0 va a lo largo del *dip* en el plano de falla; los semiejes a y b de la elipse; el ángulo de rotación de la elipse (α) y el radio R del círculo de nucleación, centrado en el hipocentro (x_h, y_h) . Los 4 parámetros restantes conforman la ley de fricción antes explicada e ilustrada en la Figura 2.3.4: la caída de esfuerzos T_e , el esfuerzo friccional máximo T_u , el esfuerzo en la zona de nucleación T'_u y la distancia de debilitamiento D_c entre los bloques de la falla. La Figura 2.3.4 muestra el modelo de nucleación dentro del parche elíptico, el cual describe la zona de ruptura en el plano de falla. Además, el cálculo numérico de la ruptura sísmica se ha llevado a cabo utilizando el método de diferencias finitas con bordes absorbentes, donde se consideraron discretizaciones espaciales y temporales de 200 m y 0.005 s respectivamente. La grilla se construye con 160 x 160 x 160 elementos, con el hipocentro fijado en el centro.

Finalmente, Madariaga & Olsen (2000) introdujeron el parámetro de similaridad κ , el cual define de manera aproximada la razón entre la energía de deformación liberada y la energía disipada en la fractura. Este parámetro viene dado por:

$$\kappa = \frac{(T_e - T_r)^2 L}{\mu (T_u - T_r) D_c} \quad (2.3.9)$$

donde L corresponde a la longitud característica de la fuente finita. En este trabajo es estimado a partir del promedio de los semi-ejes del parche elíptico. El parámetro μ corresponde al módulo de rigidez, el cual será obtenido a través del modelo estructural de velocidad utilizado en la región y la siguiente relación:

$$\mu = \beta^2 \rho \quad (2.3.10)$$

donde β corresponde a la velocidad de las ondas S y ρ la densidad. Como se aprecia en la ecuación (2.3.9) κ depende de los parámetros que definen la ley de fricción, por lo cual se puede decir que este parámetro adimensional controla las características generales del proceso de ruptura del sismo. Madariaga & Olsen (2000) encontraron que la condición necesaria para que una ruptura se propague es que κ sea mayor a un valor crítico, el cual dependería de la geometría de la fuente, siendo aproximadamente 1. De manera que si κ es muy pequeño, la ruptura sísmica no se propaga. Por otro lado, si κ tiene valores cercanos 1, la ruptura se propaga a velocidades *sub-shear*. Por último, si κ es mucho mayor a 1, la ruptura adquiere velocidades *super-shear*. Por lo tanto, este parámetro permite interpretar de mejor forma el proceso de ruptura de un terremoto.

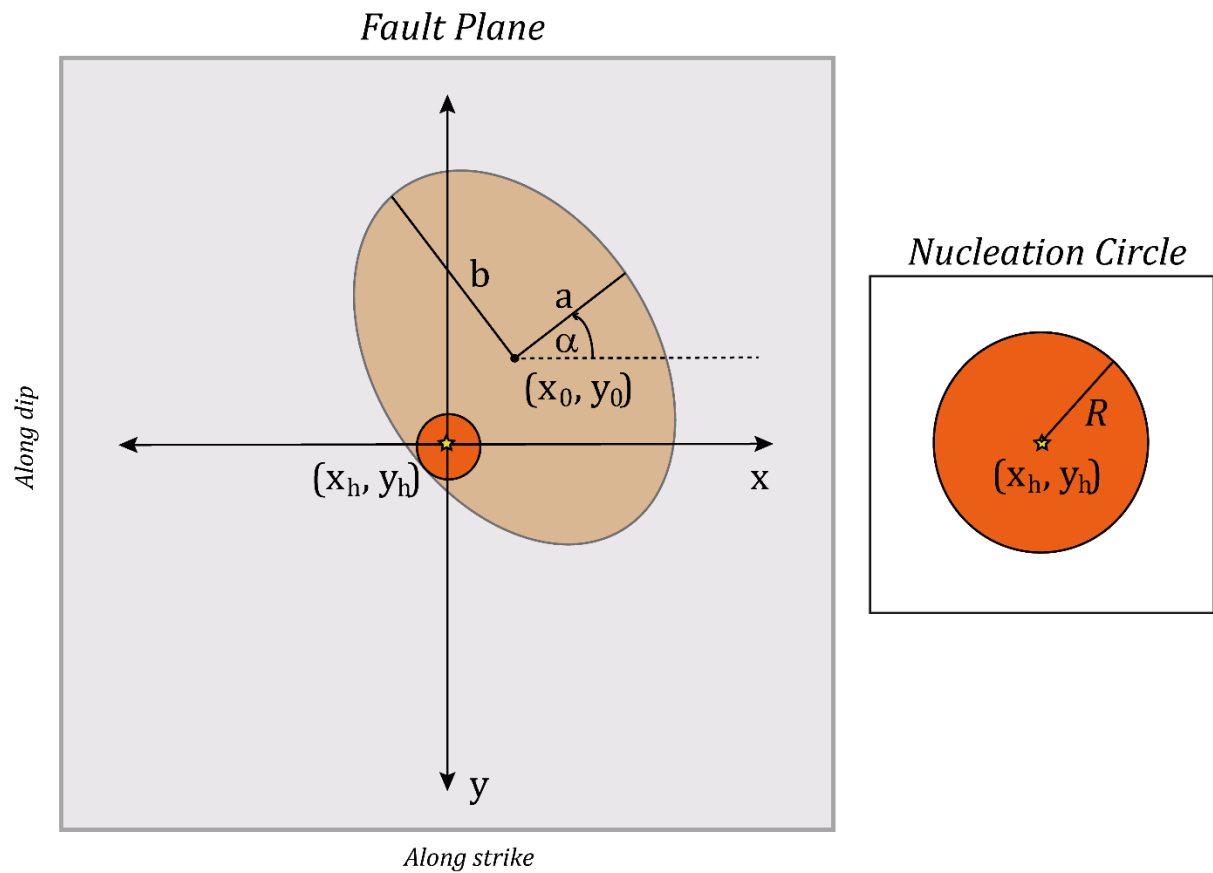


Figura 2.3.4 Definición del parche elíptico y nucleación circular utilizadas para modelar el área de ruptura en el modelo dinámico. La estrella amarilla corresponde al hipocentro del sismo, cuyas coordenadas son (x_h, y_h) . El punto (x_0, y_0) corresponde al centro de la elipse. R corresponde al radio del círculo de nucleación. Por otra parte, a y b son los semiejes de la elipse y α su ángulo de rotación.

Capítulo 3

3. Inversiones cinemáticas y dinámicas de terremotos de subducción cercanos a la fosa

3.1. Introducción

El terremoto de Iquique de 2014, tuvo una magnitud de Mw 8.2, y ocurrió en una zona entre la placa de Nazca y Sudamericana que no habían sido afectadas por grandes terremotos desde el megaterremoto de 1877 en el norte de Chile y de 1868 en el sur del Perú (Figura 3.1.1). El área de ruptura de este terremoto fue de unos 100 km por 60 km y no alcanzó la fosa (Lay et al., 2014; Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014; Duputel et al., 2015). El sismo principal de Iquique 2014, fue precedido por intensa actividad precursora y eventos *slow-slip* (Ruiz et al., 2014; Kato et al., 2016; Socquet et al., 2017). Los precursores y réplicas del terremoto principal de Iquique fueron localizadas cerca de la fosa en el contacto interplaca (Figura 3.1.1). El precursor de mayor magnitud (Mw 6.7) fue localizado dentro de la placa continental y fue asociado a la activación de una estructura normal de alto ángulo con vergencia este (González et al. 2015; Maksymowicz et al., 2018; Ruiz et al., 2019). La mayor réplica del terremoto de Iquique ocurrió en la sección más profunda de la zona sismogénica, con una magnitud de Mw 7.7. Por otra parte, se reportaron varios eventos de magnitud entorno a Mw 6.5 cercanos a la fosa, los cuales fueron eventos interplaca (Leon-Rios et al., 2016; Cesca et al., 2016; Soto et al, 2019), Figura 3.1.1.

La estructura del antearco en el norte de Chile ha sido estudiada por diferentes autores (Contreras-Reyes et al., 2012; Geersen et al. 2018; Maksymowicz et al., 2018). En particular, Maksymowicz et al (2018) propone tres unidades principales en la cuña continental: (1) un prisma acrecionario frontal (FAP) ubicado en la sección más cercana a la fosa, el cual está formado por material de baja densidad hecho de debritas con un alto grado de fracturamiento de roca, (2) una zona de transición (TZ), donde el grado de fracturamiento y porosidad decrece hacia el continente, correlacionado con el talud medio, y (3) un denso basamento bajo la plataforma continental (CS).

La sismicidad indicada con círculos naranjos y cuadrados calipsos en la Figura 3.1.1 corresponde a sismos de magnitud Mw > 4.0 ocurridos entre el 1 de marzo de 2014 y el 31 de julio de 2014, localizados por Leon-Rios et al. (2016), en la cual se aprecia que la mayoría de los precursores y réplicas del terremoto de Iquique de 2014 (Mw 8.2) están aproximadamente ubicados en la TZ, donde los cuatro eventos interplaca estudiados en este trabajo ocurrieron. En total, tres precursores y cuatro réplicas de magnitud Mw > 6.0 ocurrieron cercanos a la fosa, pero de éstos solo cuatro eventos con magnitudes entre Mw 6.3 y Mw 6.5 fueron bien registrados por acelerógrafos de la red del *Integrated Plate Boundary Observatory Chile* (IPOC) y del Centro Sismológico Nacional (CSN) de la Universidad de Chile. El resto no pudo ser considerado en este estudio ya que las ondas de cuerpo se superpusieron con ondas superficiales de otros eventos que fueron parte de la secuencia sísmica del terremoto de Iquique de 2014 (Ruiz et al., 2014).

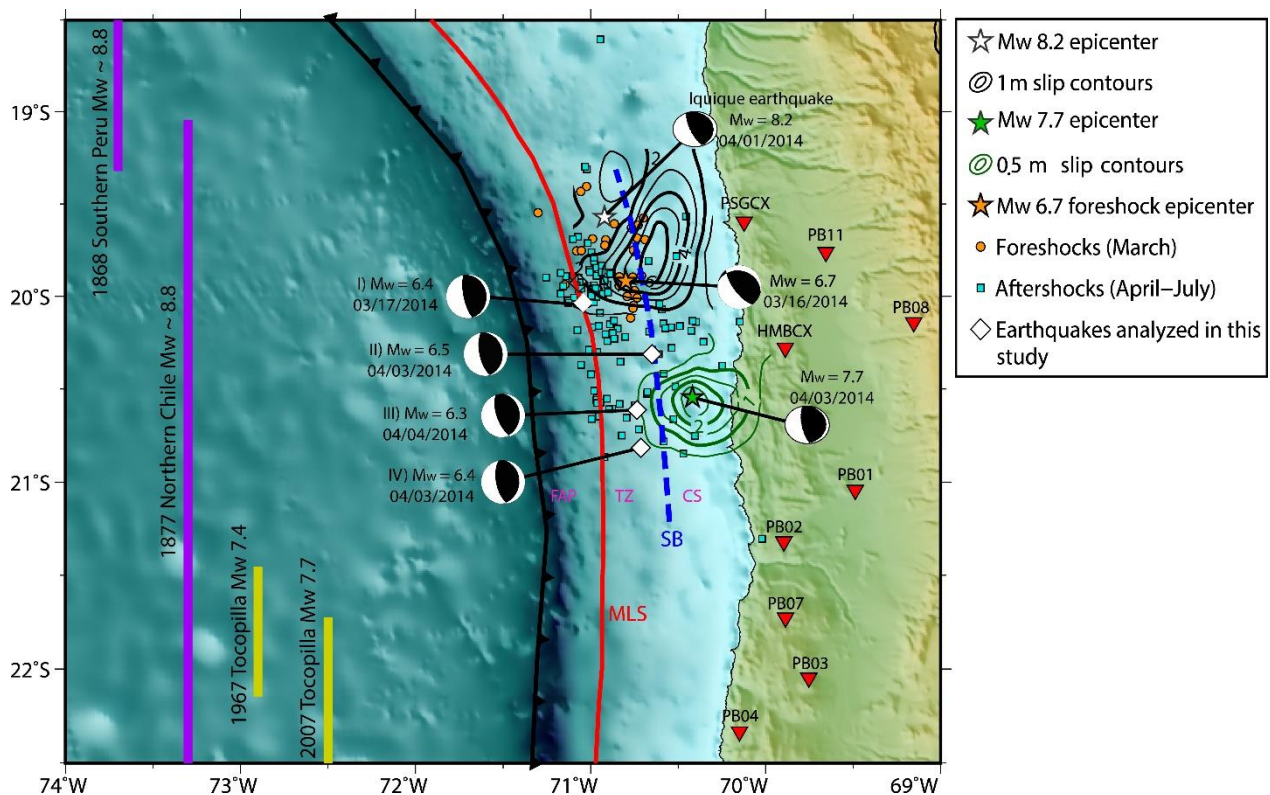


Figura 3.1.1 Contexto sismotectónico de la zona de subducción del norte de Chile y el sur del Perú. Las líneas púrpuras son estimaciones de la extensión de ruptura de terremotos gigantes, mientras que las líneas amarillas son estimaciones de la longitud de ruptura de terremotos de magnitud moderada que ocurrieron en el contacto interplaca (Ruiz & Madariaga, 2018). Los diamantes blancos indican la ubicación de los cuatro terremotos analizados en este estudio, cuya localización se realizó utilizando el programa NonLinLoc (Lomax et al., 2000). Con colores calipso y naranja se indica la sismicidad $M_w > 4.0$ ocurrida entre los meses de marzo y Julio de 2014, la cual fue localizada por León Ríos et al. (2016). Las líneas del deslizamiento co-sísmico del terremoto de Iquique $M_w 8.2$ y su principal réplica fueron obtenidas desde el modelamiento cinemático propuesto por Ruiz et al., 2014. La fecha, magnitud y mecanismos, reportados por el GCMT y el USGS respectivamente, se muestran para los cuatro eventos analizados en este estudio, el terremoto principal de Iquique y, sus principales réplicas de magnitud $M_w 6.7$ y $M_w 7.7$. Los triángulos rojos indican la ubicación de los acelerómetros utilizados en las inversiones, los cuales pertenecen a la red IPOC y el CSN. La línea roja indica el límite entre el talud inferior y el talud medio, referida como *middle and lower slope* (MSL). La línea azul punteada indica el *shelf-break* (SB). Estas líneas permiten identificar las principales estructuras de la cuña continental propuesta por Maksymowicz et al. (2018). Ellas son: (1) el prisma frontal de acreción (FAP), (2) la zona de transición (TZ), y (3) un denso basamento bajo la Plataforma continental (CS).

En este capítulo se estudia la ruptura sísmica de cuatro terremotos cercanos a la fosa. Una de las principales motivaciones para emprender este trabajo fue tratar de comprender el proceso de ruptura de terremotos ocurriendo en una zona que es considerada de transición entre el contacto sismogénico y el contacto asísmico bajo el FAP. Siendo de especial interés dado su desconocido potencial tsunamigénico. Para este propósito se han realizado inversiones cinemáticas y dinámicas de la fuente sísmica, considerando un parche elíptico para modelar la ruptura de los terremotos estudiados (Ruiz & Madariaga, 2011, 2013; Madariaga & Ruiz, 2016).

3.2. Base de datos, localización y metodología

La distribución temporal y magnitud reportada por el *United States Geological Survey* (USGS) de los terremotos a estudiar en este capítulo es la siguiente:

- I) Precursor ocurrido el 17 de marzo de 2014 a las 05:11:34 UTC, con magnitud Mw 6.4.
- II) Réplica ocurrida el 3 de abril de 2014 a las 01:58:30 UTC, con magnitud Mw 6.5.
- III) Réplica ocurrida el 3 de abril de 2014 a las 05:56:15 UTC, con magnitud Mw 6.3.
- IV) Réplica ocurrida el 4 de abril de 2014 a las 01:37:50 UTC, con magnitud Mw 6.4.

Los cuáles serán referidos en adelante como eventos I-IV. Estos eventos fueron re-localizados en este trabajo usando el programa NonLinLoc (Lomax et al., 2000) considerando el modelo estructural de velocidad 1-D propuesto por Husen et al. (1999), y registros locales con distancias epicentrales menores a 300 km. La ubicación de estos eventos junto a sus respectivas incertidumbres se muestra en la Figura 3.2.1. Para realizar las inversiones se consideraron los mecanismos focales reportados por la agencia *Global Centroid Moment Tensor* (GCMT), los cuales se muestran en la Tabla 3.2.1 y Figura 3.1.1.

Los eventos I-IV fueron bien registrados por acelerógrafos del CSN y la red IPOC, los cuales se encuentran mayormente instalados en roca (Leyton et al., 2018a, 2018b) e indicados con triángulos rojos en la Figura 3.1.1.

Tabla 3.2.1. Información sísmica de los cuatro eventos analizados en este estudio. Las localizaciones fueron obtenidas en este trabajo, la magnitud desde el USGS los mecanismos focales desde el catálogo reportado por el GCMT.

Event Date & time [UTC]	Mw	Latitude [°s]	Longitude [°w]	Depth [km]	Nodal plane 1			Nodal plane 2		
					Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake
I) 2014-03-17 05:11:34	6.4	19.9276	71.0672	23	352°	17°	94°	168°	73°	89°
II) 2014-04-03 01:58:30	6.5	20.3117	70.6106	28	354°	23°	96°	167°	67°	87°
III) 2014-04- 04 01:37:50	6.3	20.6133	70.7352	23	1°	25°	109°	160°	67°	81°
IV) 2014-04- 03 05:26:15	6.4	20.8167	70.7120	24	4°	27°	104°	168°	63°	83°

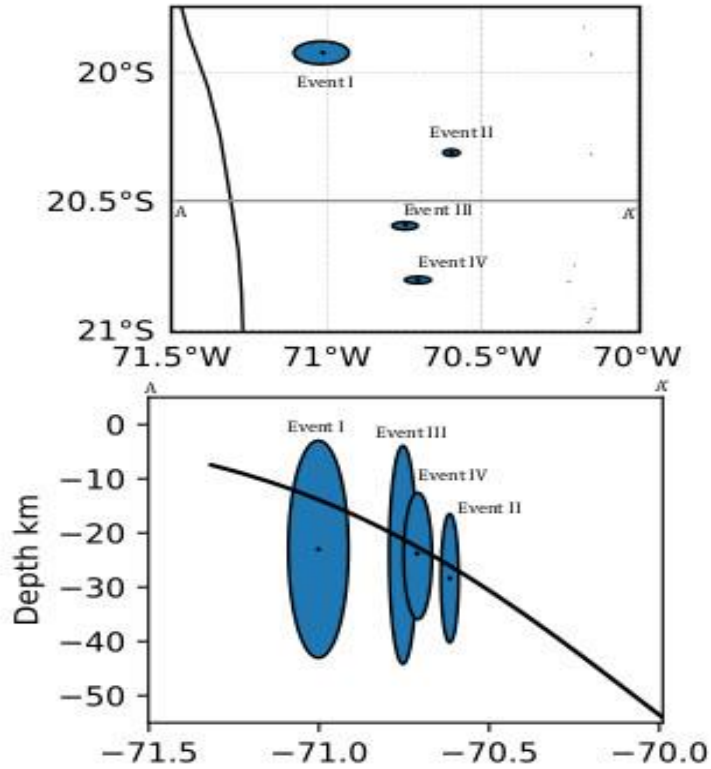


Figura 3.2.1 Localización (punto negro) con sus respectivas incertidumbres (elipses azules) para los eventos I-IV, obtenidas usando el programa NonLinLoc. La línea negra corresponde a la interfase de subducción, la cual es dibujada usando el modelo *Slab 1.0* (Hayes et al., 2012).

Para obtener adecuadamente las características de la fuente sísmica los registros se filtraron en un rango de frecuencia que contuviese frecuencias bajas y al menos la frecuencia de esquina de los terremotos. Para estimar las frecuencias de esquina de los eventos I-IV se consideraron cinco estaciones con una razón señal/ruido alta. Las series de tiempo fueron corregidas por la respuesta instrumental, su tendencia lineal fue removida y las series de tiempo fueron integradas dos veces para obtener desplazamientos. Luego se calculó la amplitud espectral de Fourier (FAS) en la ventana de las ondas S para las componentes este-oeste y norte-sur. La estimación de la ventana de las ondas S se encuentra indicada en la Figura 3.2.2. Posteriormente se ajustó un modelo espectral de Brune (1970) al FAS, dado por

$$|U(f)| = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \frac{R^S M_0 V F}{R} \frac{1}{1+(f/f_c)^2} \quad (3.2.1)$$

donde ρ y β corresponden a la densidad y velocidad de ondas S en una vecindad de la fuente, R^S corresponde al patrón de radiación, M_0 el momento sísmico, R la distancia hipocentral, V representa la partición de la energía de las ondas S en dos componentes horizontales y F es el efecto de la superficie libre (Boore, 2003). Los valores de ρ y β fueron inferidos desde el modelo de velocidad usado en el área de estudio (Hussen et al., 1999). El patrón de radiación fue estimado considerando un patrón de radiación promedio para una falla de tipo *dip-slip* ($dip \sim 30^\circ$) y distancias regionales, con un valor de 0.56 para ondas S (Boore & Boatwright, 1984). El momento sísmico

M_0 fue obtenido desde la magnitud M_W reportada por el USGS. Los valores de V y F considerados fueron $1/\sqrt{2}$ y 2 (Boore, 2003).

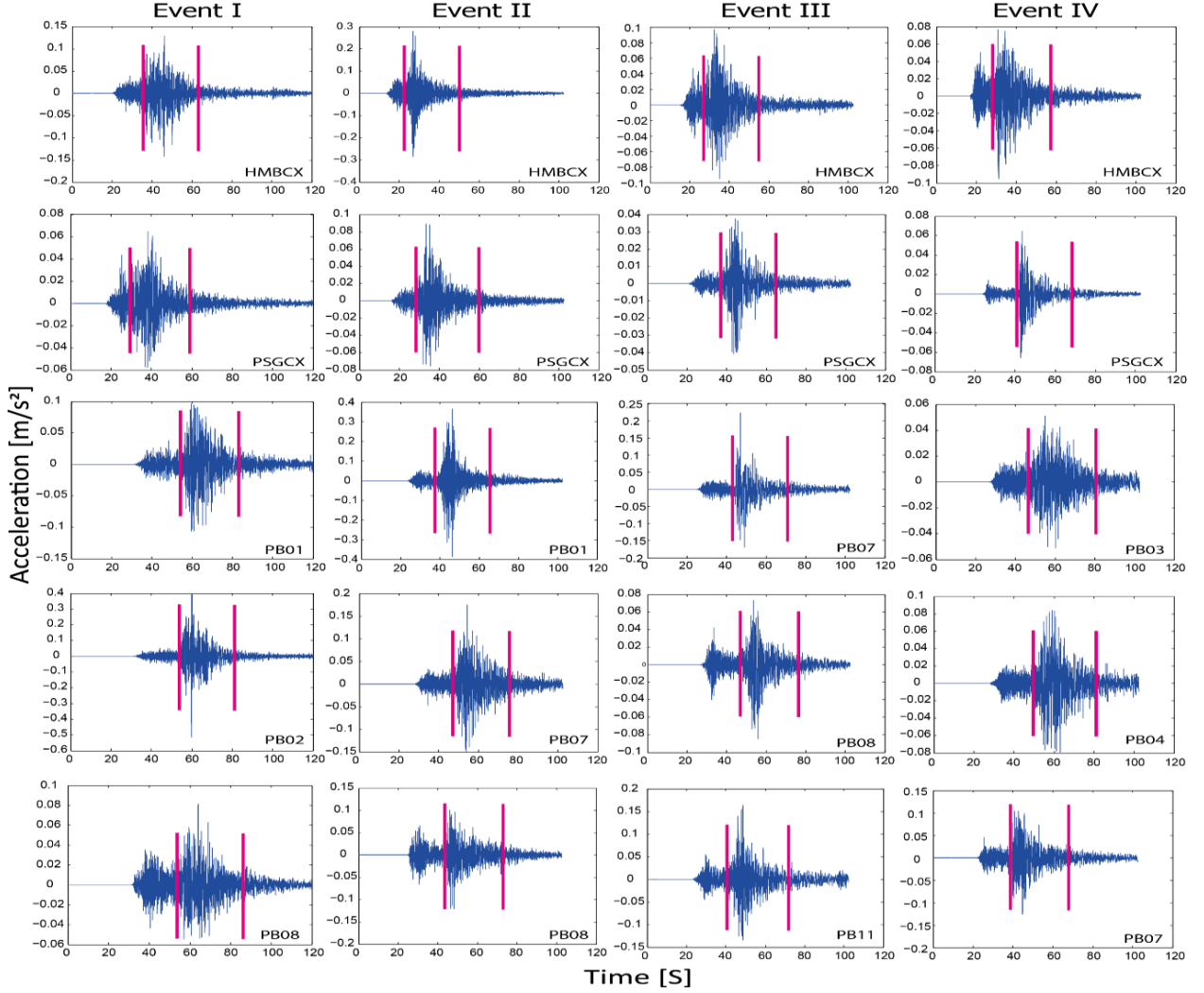


Figura 3.2.2 Acelerogramas en componente este-oeste para los cuatro terremotos estudiados. Entre las líneas rojas se estima la ventana de las ondas S.

Las Figuras 3.2.3 y B.1.1 muestran los ajustes entre el FAS y el modelo espectral de Brune (1970) para las cinco estaciones consideradas en las dos componentes horizontales. De esta manera se obtienen 10 valores de frecuencia de esquina para cada evento, los cuales se promediaron para obtener una frecuencia de promedio para cada evento, su desviación estándar e incertidumbre estándar, las cuales están dadas por las Ecs. (3.2.2) y (3.2.3), respectivamente.

$$SD = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (f_{c_i} - \bar{f}_c)^2} \quad (3.2.2)$$

$$SU = \frac{SD}{\sqrt{N}} \quad (3.2.3)$$

donde $\{f_{c_1}, f_{c_2}, \dots, f_{c_{10}}\}$ son las frecuencias de esquina observadas de la muestra, \bar{f}_c es la frecuencia de esquina media o promedio, y N es el número de observaciones en la muestra, 10 para este caso.

De esta manera las frecuencias de esquina estimadas para cada evento fueron de 0.17 Hz para el evento II y 0.18 Hz para los eventos I, III y IV. La Tabla 3.2.2 muestra los valores de las frecuencias de esquina para los eventos I-IV con sus respectivos valores de SD y SU. Las series de tiempo de los eventos II-IV fueron filtradas entre 0.02-0.2 Hz usando un filtro causal pasa banda *Butterworth* de orden 2, y luego integradas dos veces, obteniendo así series de tiempo en desplazamiento. Desafortunadamente, para el evento I no se consiguió alcanzar el mismo rango de frecuencia sin comprometer el ajuste entre las formas de ondas simuladas y observadas, ya que los sismogramas para este evento contienen ondas superficiales que no son reproducidas adecuadamente por nuestra simulación numérica. De manera que para obtener mejores ajustes de onda se probaron distintas localizaciones, encontrándose que la reportada por el GCMT fue la que permitió obtener un menor *misfit* (ver material suplementario). Con esto en consideración las series de tiempo del evento I fueron filtradas entre 0.02-0.18 Hz y luego integradas dos veces para llevarlas a desplazamiento. Las inversiones se realizaron usando sismogramas con una longitud de 102.4 s, comenzando en el tiempo de origen del terremoto. Para modelar el proceso de ruptura sísmica en la inversión cinemática y dinámica se consideró un parche elíptico (Vallée & Bouchon, 2004; Di Carli et al., 2010; Peyrat et al., 2010; Ruiz & Madariaga, 2011, 2013; Ruiz et al., 2018, y explicado en detalle en Madariaga & Ruiz, 2016) siguiendo la metodología descrita en el capítulo 2.

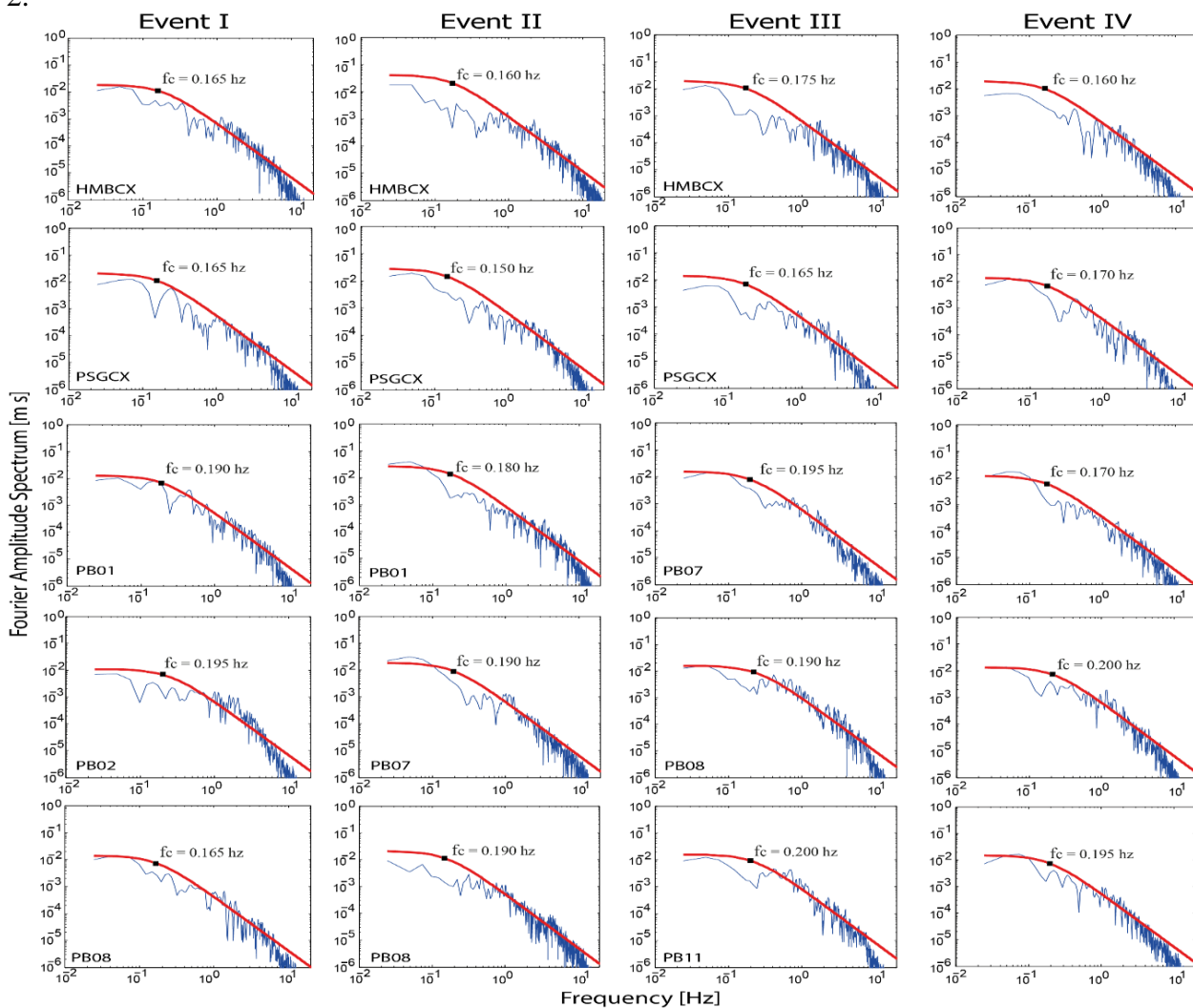


Figura 3.2.3 Ajuste entre el FAS y el modelo espectral de Brune dado por la Eq. (3.1), para la componente Este-Oeste.

Table 3.2.2 Frecuencias de esquina para los eventos I-IV.

Evento	\bar{f}_c [hz]	Standard Deviation [SD]	Standard Uncertainty [SU]
I	0.1755	0.013632	0.0043108
II	0.1695	0.017070	0.0053980
III	0.1838	0.014965	0.0047324
IV	0.1810	0.015056	0.0047610

3.3. Resultados de la inversión cinemática

Para inferir el plano de ruptura de los terremotos, primero se realizaron inversiones cinemáticas para para cada uno de los eventos (I-IV), considerando los dos planos nodales indicados en la Tabla 3.2.1. Los errores e incertidumbres de estas inversiones se muestran en las Figuras 3.3.1-2. En estas figuras se aprecia que los planos nodales NP1 son los que tienen menores *misfits* (Tabla 3.3.1), los cuales a su vez están asociados a menores valores de *dip*, existiendo de esta forma una correspondencia con la geometría de la interfase de subducción dada por Hayes et al. (2012), Figura 3.2.1. Por lo tanto, en este trabajo se asume que los planos de ruptura corresponden a los indicados como NP1 en la Tabla 3.2.1.

Tabla 3.3.1 Menores *misfits* de la inversion cinemática considerando los dos posibles planos nodales para los eventos I-IV.

Evento	Menor <i>misfits</i> para el plano nodal 1 (NP1)	Menor <i>misfits</i> para el plano nodal 2 (NP2)
I	0.454	0.485
II	0.232	0.234
III	0.250	0.259
IV	0.237	0.248

A modo de ejemplo, la Figura 3.3.3 muestra la convergencia de los distintos parámetros cinemáticos para el evento II, definidos en el capítulo 2. Las Figuras 3.3.4-5 muestran histogramas de estos parámetros cinemáticos, considerando todos los modelos muestreados por el método del *Neighborhood Algorithm*, y solo aquellos a partir del cual el *misfit* es estable, indicando sus respectivas incertidumbres. La Figura 3.3.6 muestra el *trade-off* entre algunas combinaciones de los parámetros cinemáticos.

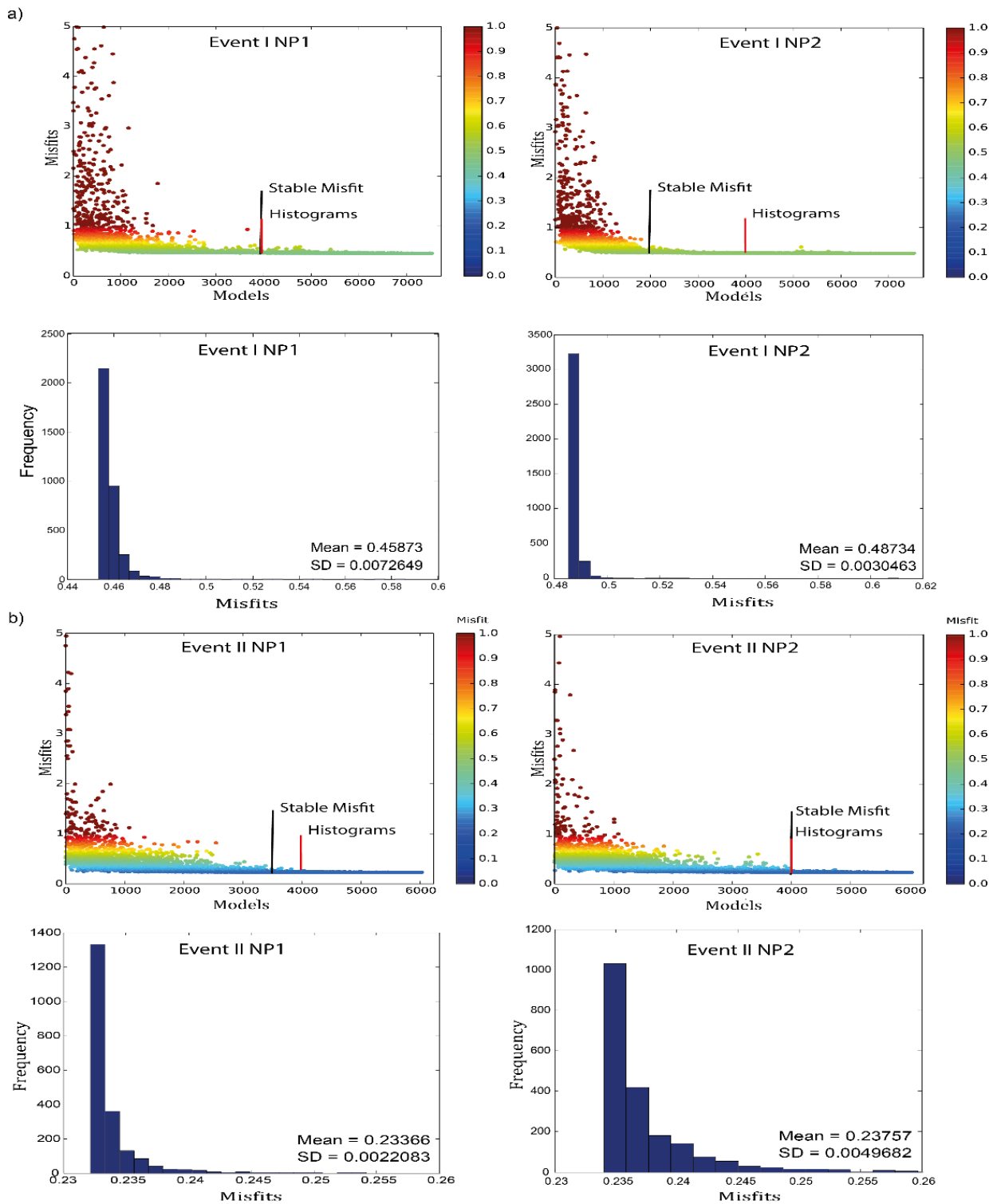


Figura 3.3.1 La figura muestra el *misfit* entre el desplazamiento sintético y observado como una función del número de modelos muestreados por el método del *Neighborhood Algorithm* y sus histogramas considerando solo los modelos donde el *misfit* es estable. Las inversiones se realizaron considerando los planos nodales NP1 y NP2 (Tabla 3.2.1), para (a) el evento I y (b) el evento II. La media y la SD se indican en los histogramas.

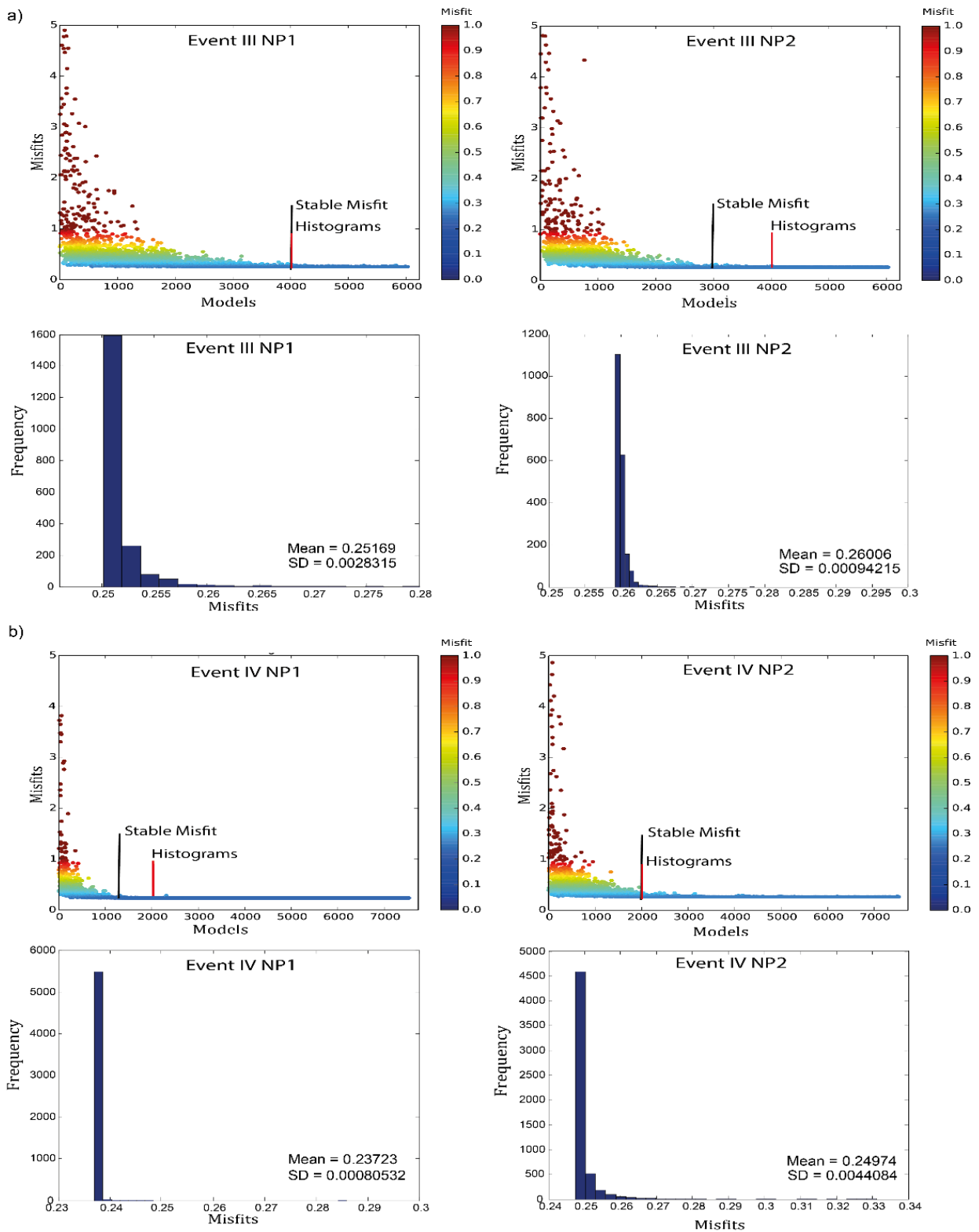


Figura 3.3.2 La figura muestra el *misfit* entre el desplazamiento sintético y observado como una función del número de modelos muestreados por el método del *Neighborhood Algorithm* y sus histogramas considerando solo los modelos donde el *misfit* es estable o cuasi-estable. Las inversiones se realizaron considerando los planos nodales NP1 y NP2 (Tabla 3.2.1), para (a) el evento III y (b) el evento IV. La media y la SD se indican en los histogramas.

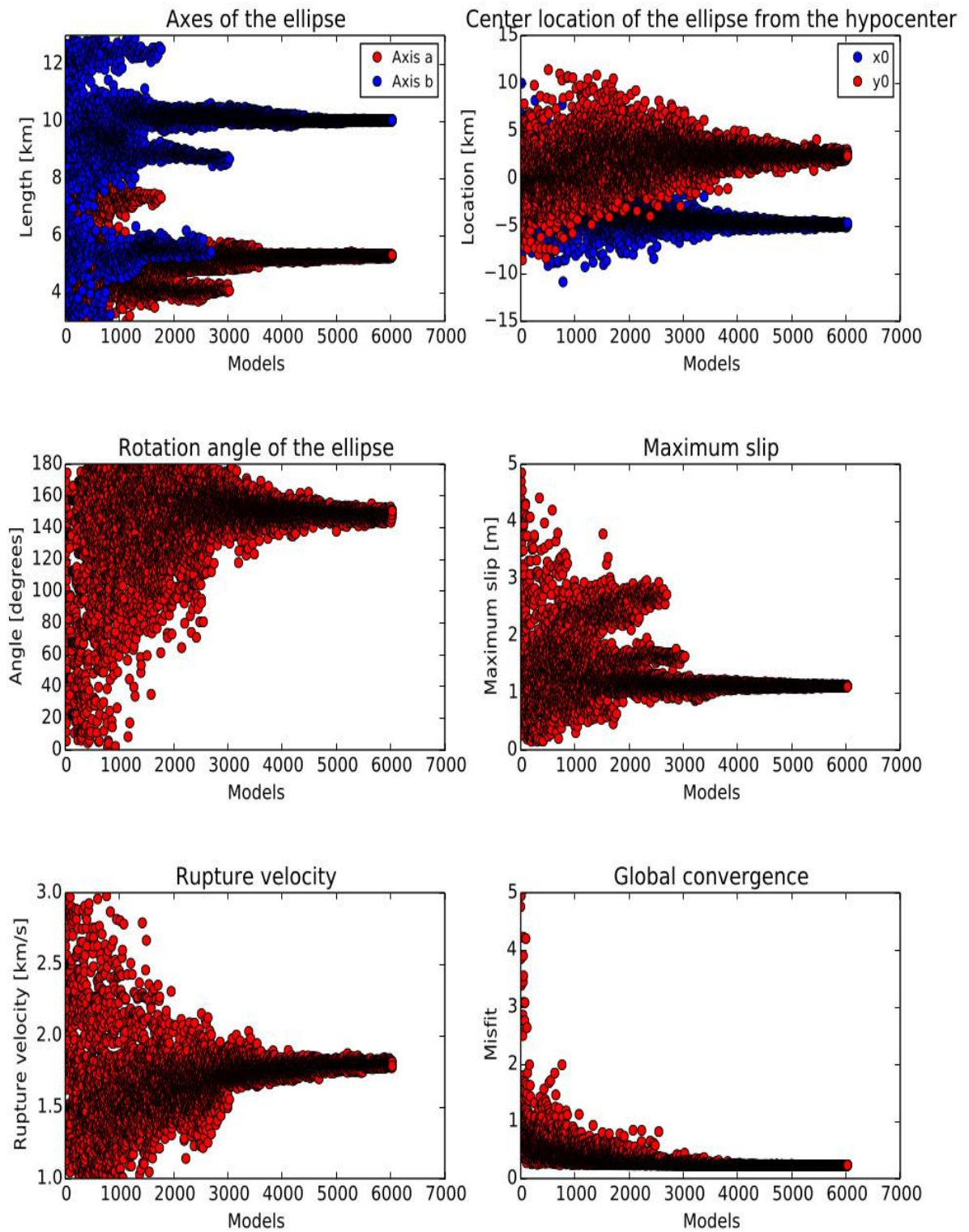


Figura 3.3.3 Convergencia de los parámetros cinemáticos como función del número de modelos mostrados por el *Neighborhood Algorithm*.

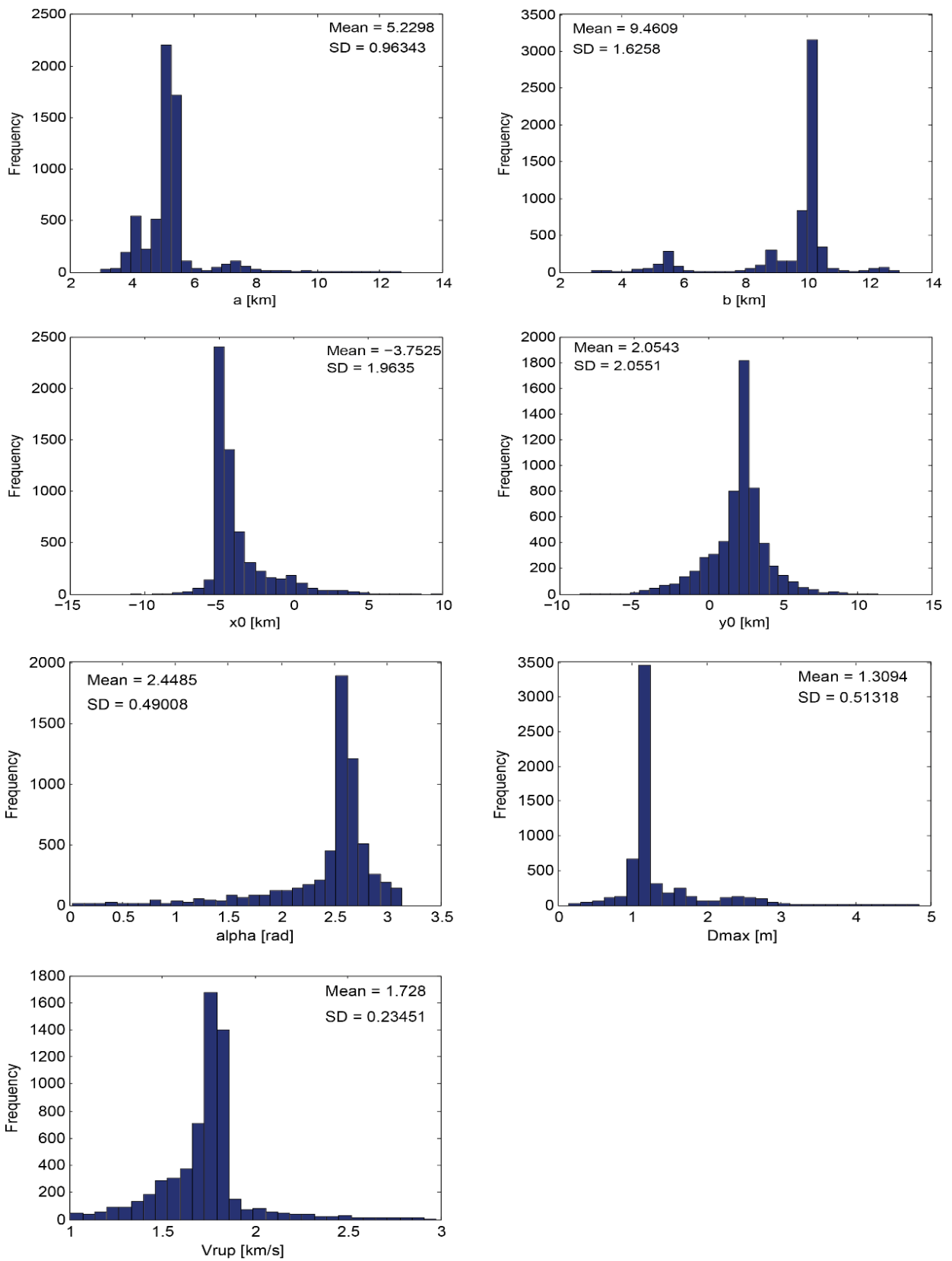


Figura 3.3.4 Histogramas de los parámetros cinemáticos del evento II, considerando todos los modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*. *Mean* y *SD* corresponden al promedio y la desviación estándar, respectivamente.

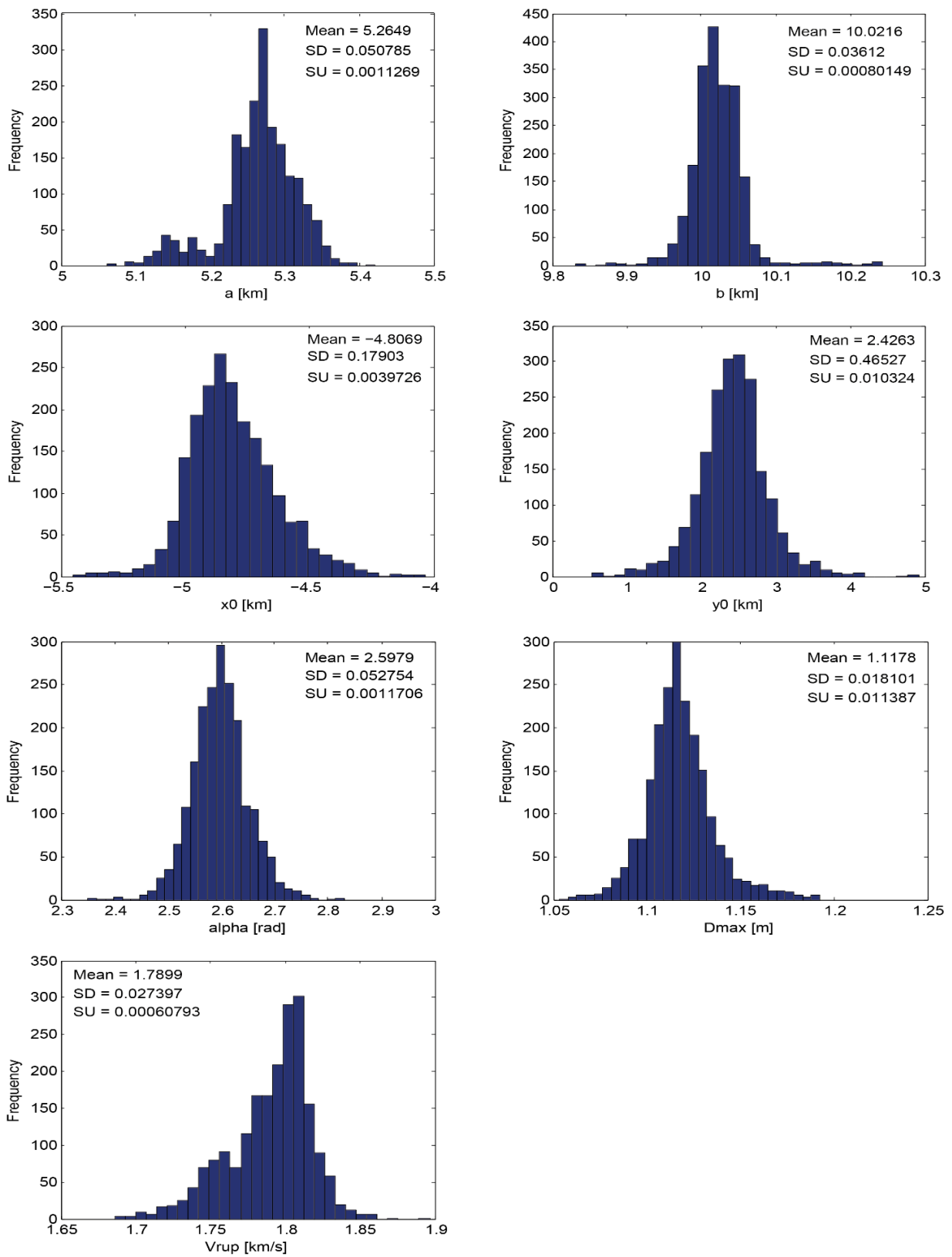


Figura 3.3.5 Histogramas de los parámetros cinemáticos del evento II, considerando modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*, cuando el *misfit* es estable. *Mean*, *SD* y *SU* corresponden al promedio, la desviación estándar y la incertidumbre estándar, respectivamente.

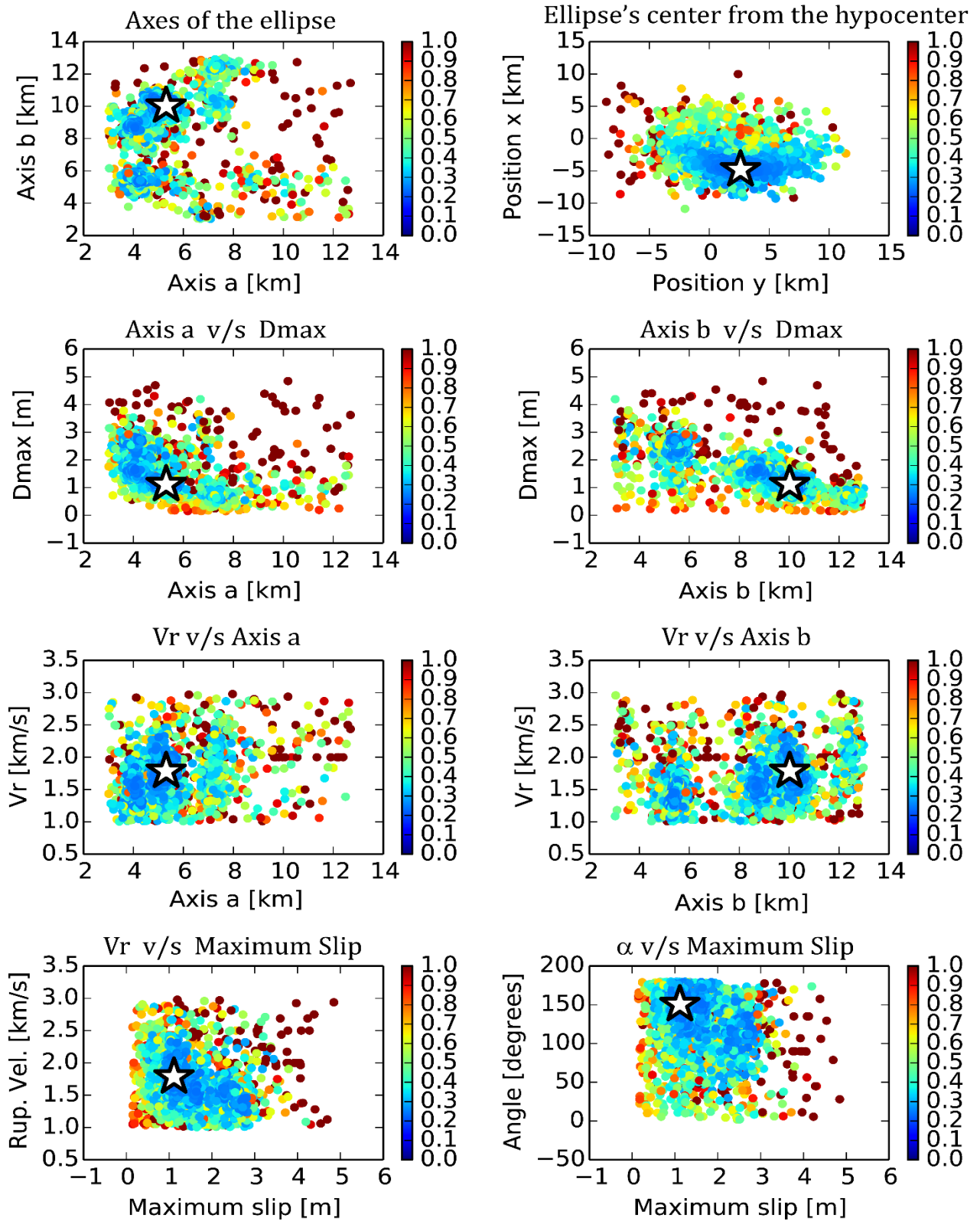


Figura B.3.3.6. Trade-off entre distintos parámetros de la inversión cinemática realizada para el evento II. El *misfit* se indica a la derecha de cada gráfico considerando una escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo.

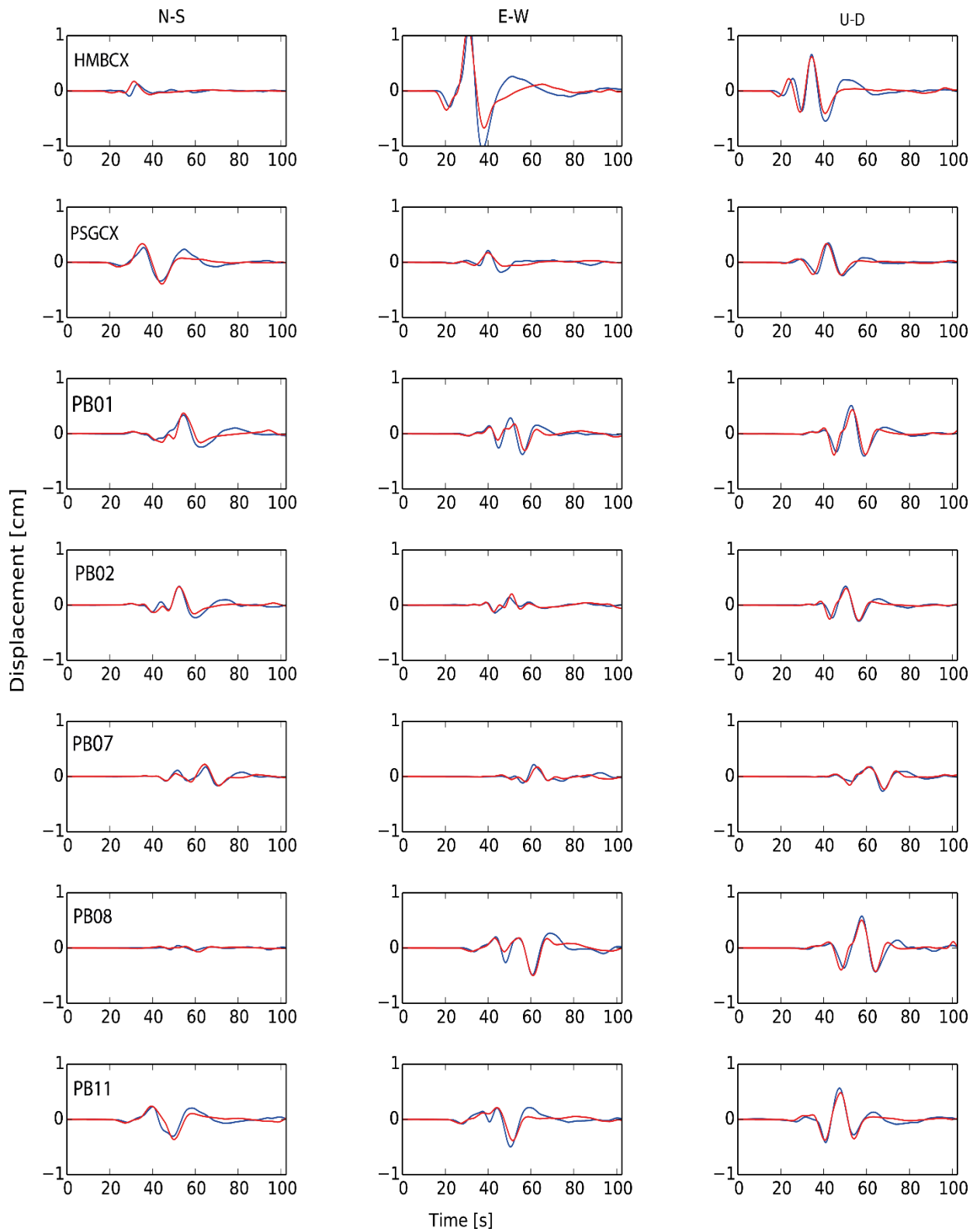


Figura 3.3.7 Comparación entre sismogramas observados (azul) y simulados (rojo) para las componentes este-oeste, norte-sur y vertical del evento II.

Por otra parte, la Figura 3.3.7 muestra una comparación entre los sismogramas observados y los simulados obtenidos desde la inversión cinemática del evento II, para las componentes este-oeste, norte-sur y vertical.

La convergencia de los parámetros cinemáticos, sus histogramas, incertidumbres y la comparación de sismogramas observados y simulados para el resto de los eventos (I, III y IV), se muestran en el Apéndice C. Finalmente, la Tabla 3.3.2 muestra los parámetros que definen el mejor modelo cinemático para los cuatro eventos estudiados en este trabajo.

Tabla 3.3.2. Parámetros que definen el mejor modelo cinemático para los cuatro terremotos estudiados en el norte de Chile.

Evento	M_W	a [km]	b [km]	x_0 [km]	y_0 [km]	α [rad]	D_m [m]	v_r [km/s]
I	6.4	9.70	13.99	-3.67	-3.09	2.26	0.29	2.08
II	6.5	5.31	10.02	-4.80	2.61	2.64	1.11	1.78
III	6.3	4.22	5.40	-2.97	1.36	1.85	0.80	2.03
IV	6.4	9.24	5.03	2.73	0.95	1.95	0.60	1.93

La Figura 3.3.8 muestra la distribución de deslizamiento del mejor modelo cinemático para cada uno de los terremotos estudiados (I-IV) considerando el plano nodal con el menor *misfit*. El plano de falla fue modelado considerando un tamaño de 30 km por 30 km, con 30 por 30 subfallas. La geometría de la fuente sísmica muestra que los eventos I-III tienen una orientación hacia el suroeste o el sur, mientras que el evento IV tiene una orientación noroeste. Las velocidades de ruptura obtenidas para los eventos I-IV fueron de 2.08 km/s, 1.78 km/s, 2.03 km/s y 1.93 km/s, respectivamente. Los valores de momento sísmico (M_0), Magnitud de momento (M_W) y máximo deslizamiento co-sísmico se encuentran indicadas en la parte superior izquierda de cada distribución de deslizamiento.

Finalmente, las Figuras 3.3.9-10 muestran el *trade-off* entre los principales parámetros cinemáticos (V_r y D_m) y el área de la ruptura. El *trade-off* entre otros parámetros cinemáticos se muestran en el Apéndice C.

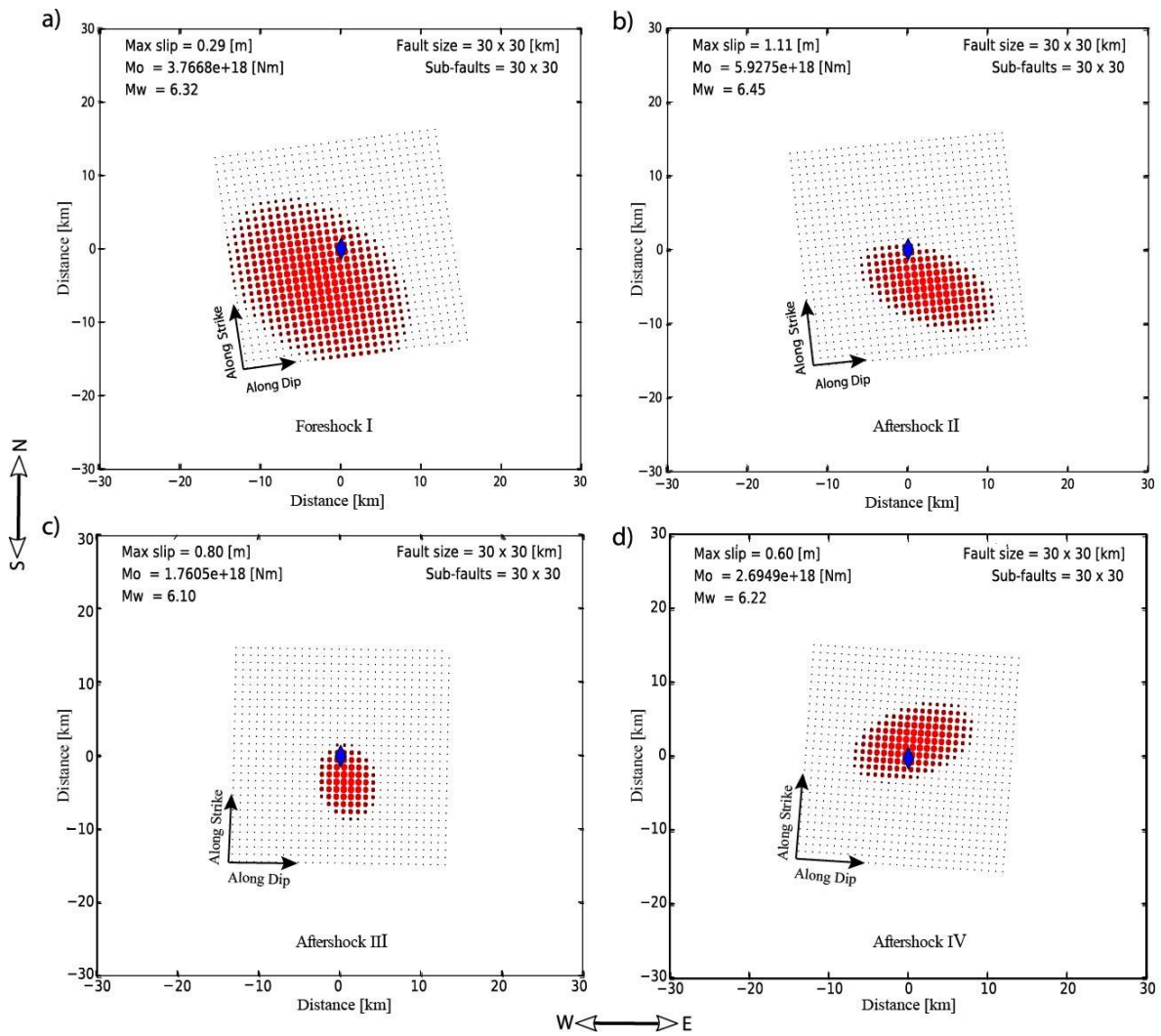


Figura 3.3.8 Distribución de deslizamiento co-sísmico obtenida desde la inversión cinemática para los eventos (a) I, (b) II, (c) III, y (d) IV. El deslizamiento en el plano de falla es mostrado con círculos rojos con un tamaño proporcional al deslizamiento co-sísmico.

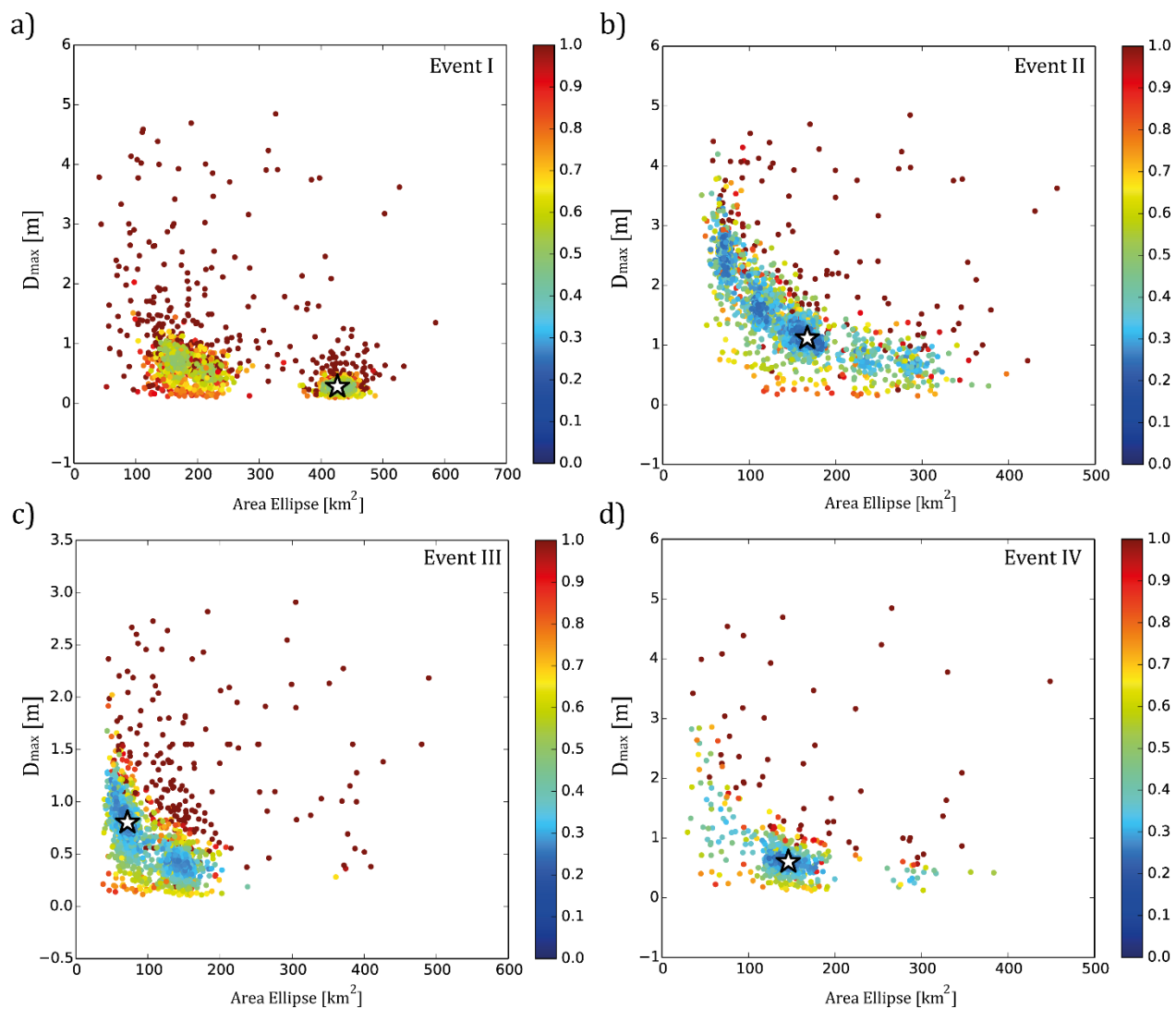


Figura 3.3.9. Trade-off entre el deslizamiento co-sísmico máximo en el plano de falla y el área del parche elíptico, obtenidas desde la inversión cinemática para los eventos I-IV. El *misfit* se indica a la derecha de cada gráfico considerando una escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo.

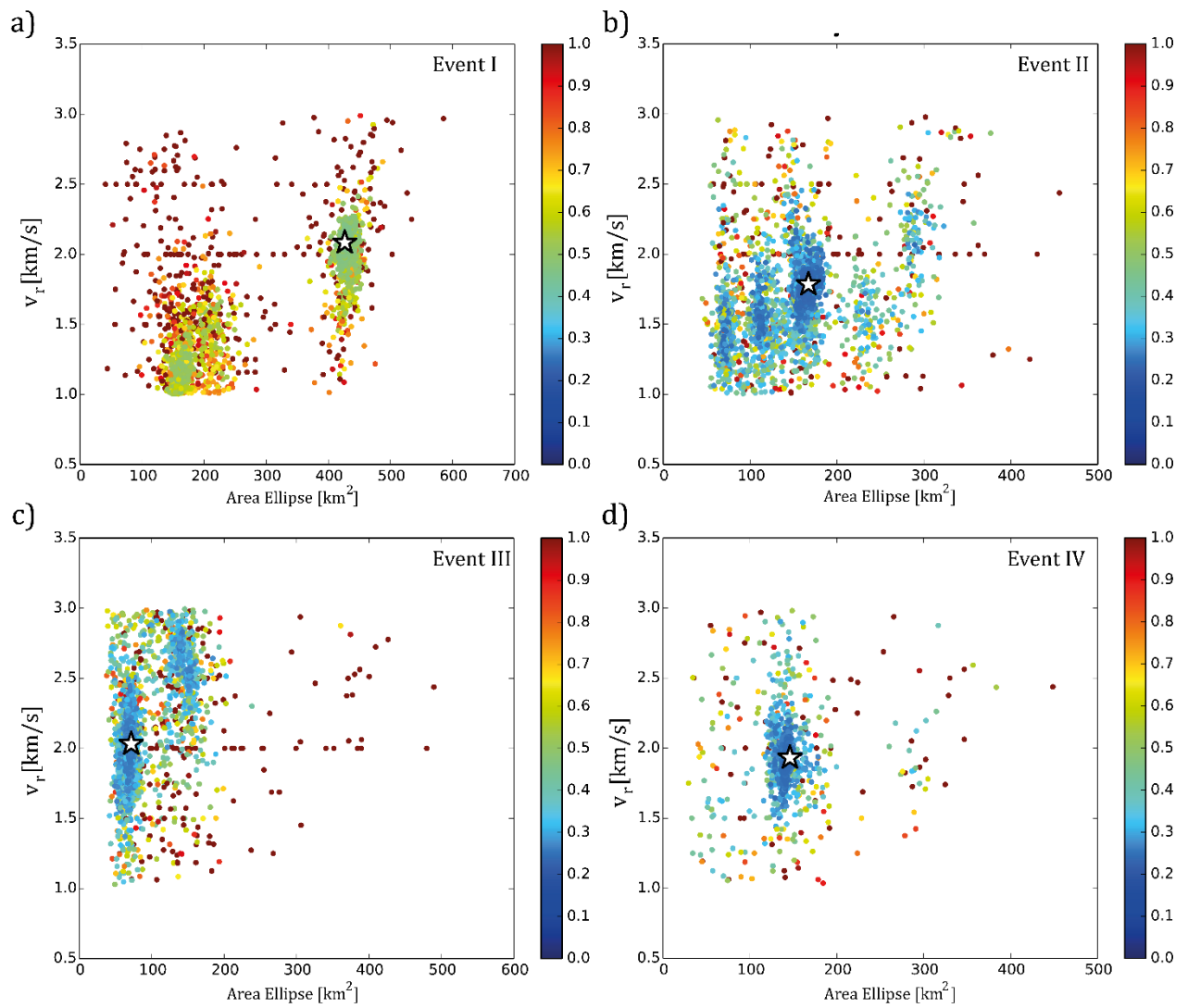


Figura 3.3.10. Trade-off entre la velocidad de ruptura y el área del parche elíptico, obtenidas desde la inversión cinemática para los eventos I-IV. El *misfit* se indica a la derecha de cada gráfico considerando una escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo.

3.4. Resultados de la inversión dinámica

Se han realizado inversiones dinámicas para los eventos I-IV considerando el plano nodal con menor *misfit* encontrado en la inversión cinemática (Figuras 3.3.1-2). La convergencia de la inversión dinámica se muestra en la Figura 3.4.1, donde se ha calculado el *misfit* para cada modelo visitado por el método del *Neighborhood Algorithm*. El color de los puntos corresponde al *misfit* calculado usando la Ec. (2.2.1).

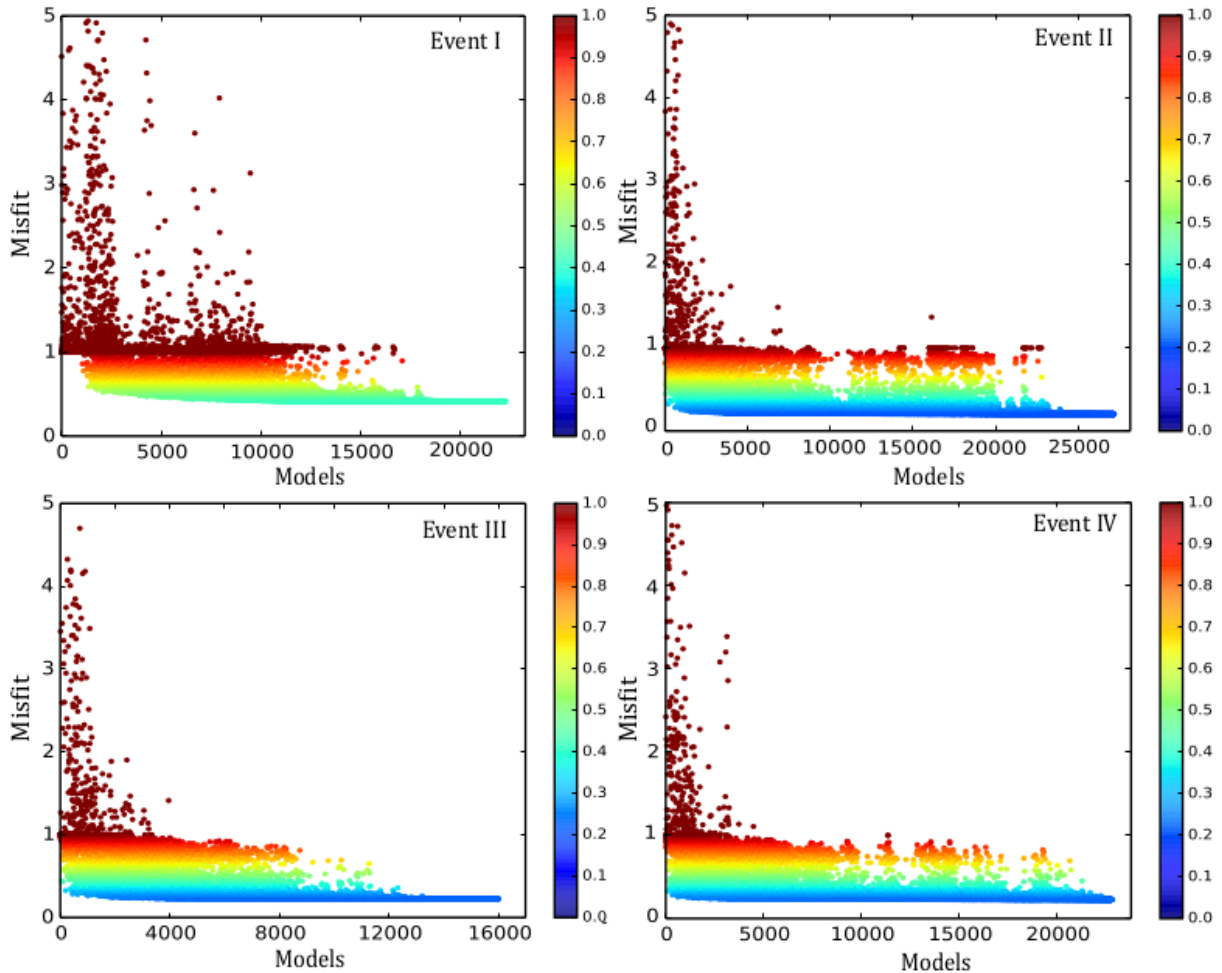


Figura 3.4.1 Convergencia de la inversión dinámica del precursor (evento I) y las tres réplicas (eventos II-IV) del terremoto de Iquique 2014. Las figuras muestran el *misfit* entre el desplazamiento sintético y observado como una función del número de iteración de los modelos dinámicos visitados por el método del *Neighborhood Algorithm*. La barra con la escala de color indica el *misfit* para cada modelo.

Las inversiones convergen después de 13000 a 23000 iteraciones, alcanzando un *misfit* estable. El menor *misfit* encontrado para los terremotos I-IV fueron de 0.42, 0.21, 0.23 and 0.23, respectivamente. En la Figura 3.4.2, se muestra el ajuste entre las formas de onda para los eventos estudiados en la componente este-oeste. El ajuste para las otras componentes se muestra en el Apéndice D.

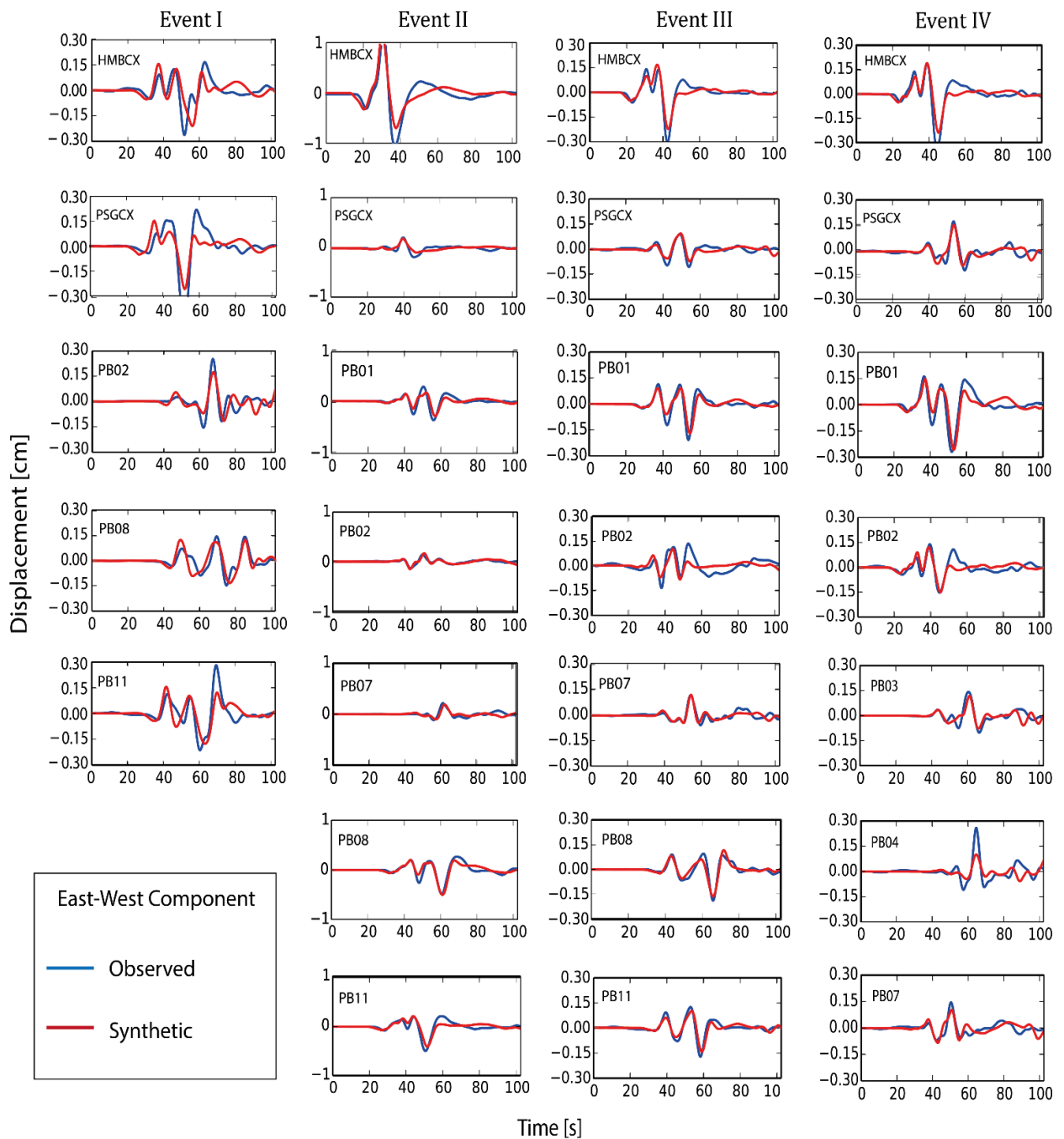


Figura 3.4.2 Comparación entre sismogramas observados y simulados para la componente este de los eventos I-IV, para el mejor modelo obtenido desde la inversión dinámica usando el método del *Neighborhood Algorithm*.

Es interesante notar que el evento I, el más grande de los cuatro, tiene el menor *misfit* y es el evento más cercano a las estaciones sísmicas (Figura 3.1.1).

La Figura 3.4.3 muestra la distribución de deslizamiento co-sísmico obtenida para los eventos I-IV, en la cual se aprecia que las dimensiones de la fuente sísmica son similares entre los eventos I-II y III-IV, alcanzando mayores valores de deslizamiento co-sísmico máximo los eventos II y IV.

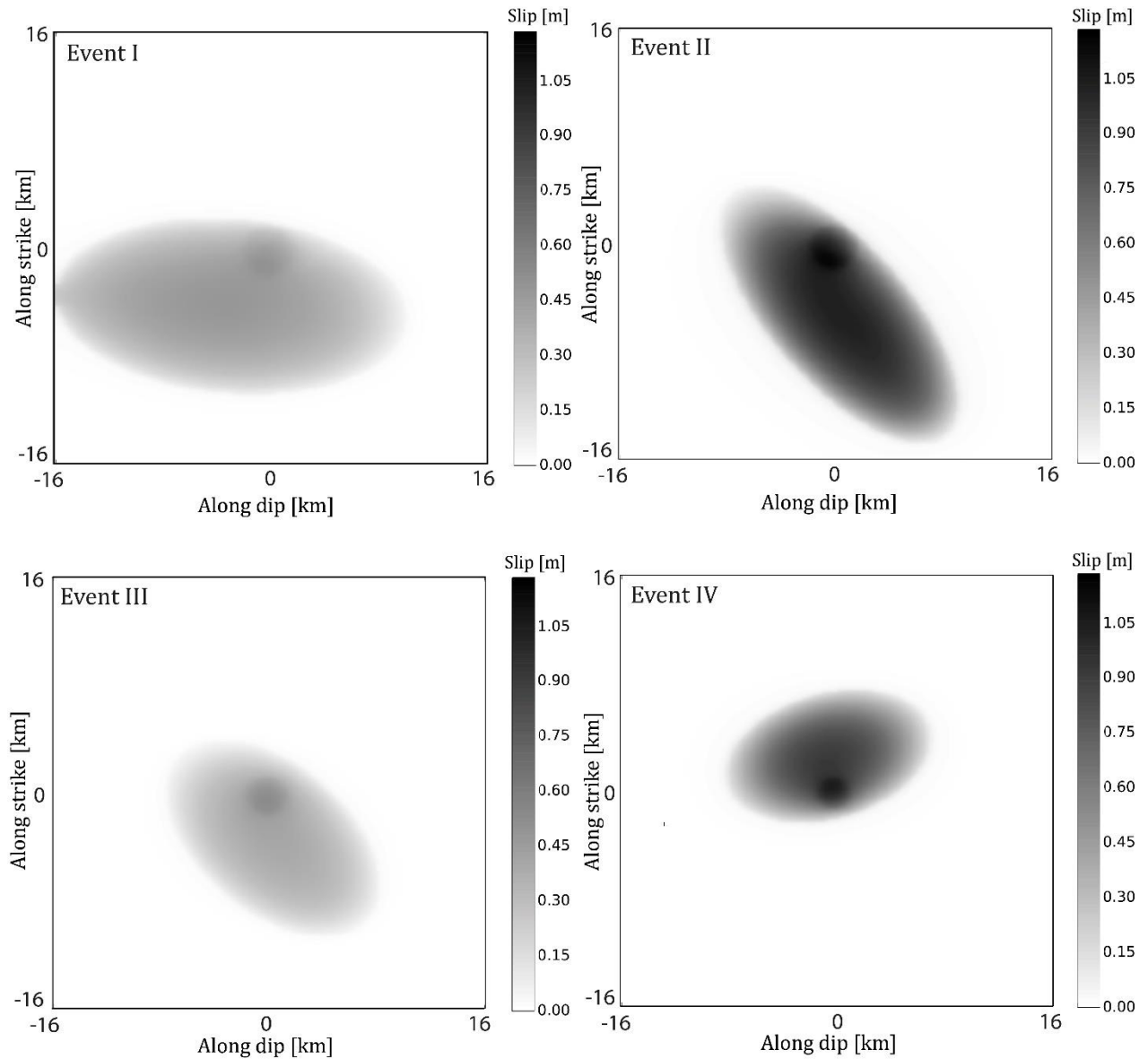


Figura 3.4.3 Distribución de deslizamiento co-sísmico de los mejores modelos obtenidos por el método del *Neighborhood Algorithm*.

La Figura 3.4.4 muestra instantáneas de la tasa de deslizamiento en función del tiempo, destacando la propagación de la ruptura en intervalos de 0.8 s para los eventos I, III y IV, y de 1.0 s para el evento II. Desde las Figuras 3.4.3-4 se aprecia que la geometría de la zona de ruptura para el precursor I y las réplicas II-III son bien representadas por una elipse, con los centros de sus elipses localizados al suroeste o sur de sus respectivos hipocentros (Tabla 3.4.1), con sus rupturas propagándose principalmente hacia el suroeste o sur. Los máximos deslizamientos co-sísmicos para estos eventos son de 0.51, 1.16, 0.52 m respectivamente (Figura 3.4.3a-c). Para la réplica IV, se obtuvo una ruptura elíptica propagándose hacia el norte, noreste y noroeste, con un máximo deslizamiento co-sísmico de 1.03 m (Figura 3.4.3d y 3.4.4d).

Tabla 3.4.1 Parámetros que definen la geometría de la ruptura sísmica correspondientes al mejor modelo obtenido desde la inversión dinámica, para los cuatro terremotos estudiados en el norte de Chile.

Evento	Misfit χ^2	a [km]	b [km]	x_0 [km]	y_0 [km]	α [rad]	R [km]
I	0.415	12.9996	6.4494	-4.1326	-2.7522	1.656	1.83980
II	0.205	5.0060	12.0538	-5.0369	0.7216	0.805	1.62664
III	0.227	5.4856	9.3452	-3.2022	0.4026	0.716	1.43714
IV	0.226	7.7528	4.6284	2.7592	-0.3698	1.299	1.14282

Tabla 3.4.2 Parámetros dinámicos de la ruptura sísmica, correspondientes al mejor modelo obtenido desde la inversión dinámica, para los cuatro terremotos estudiados en el norte de Chile.

Evento	T_e [MPa]	T_μ [MPa]	T'_μ [MPa]	D_c [m]	κ	E_F [MJ/m ²]	E_{F_t} [J]
I	2.2885	2.6963	3.6643	0.26911	1.51925	0.3628	9.556×10^{13}
II	7.4592	8.9428	9.8076	0.67830	1.64371	3.0330	5.750×10^{14}
III	4.2783	5.4630	8.1540	0.24892	2.16046	0.6799	1.09×10^{14}
IV	7.1069	7.6627	11.3277	0.68198	1.29509	2.6129	2.945×10^{14}

La geometría de las rupturas obtenidas desde las inversiones dinámicas (Figura 3.4.3) concuerdan bastante bien con las obtenidas desde las inversiones cinemáticas (Figura 3.3.7), pero para los máximos deslizamientos co-sísmicos se encontraron algunas diferencias significativas para los eventos I, III y IV (Figuras 3.3.7 y 3.4.3). La Figura 3.4.5 muestra la convergencia de los parámetros dinámicos para el evento III, los cuales han sido muestreados con el método del *Neighborhood Algorithm*; y la Figura 3.4.6 muestra diferentes modelos de la geometría de la ruptura cercanos al valor óptimo. Se observa que las elipses cercanas al valor óptimo son muy similares. Estos resultados podrían ser usados para estimar la varianza de la inversión, así como usualmente es hecho utilizando métodos bayesianos (Galovič et al., 2019). La Figura 3.4.7 muestra la geografía y el contexto tectónico de los cuatro modelos co-sísmicos calculados en este trabajo. De la Figura 3.4.8 y Tabla 3.4.2 es remarcable que la caída de esfuerzos varía solo entre 2.29 y 7.46 MPa, mientras que el esfuerzo en la zona de nucleación varía entre 3.66 y 11.33 MPa, con una variabilidad de aproximadamente 3-veces en ambos casos, lo que sugiere una incertidumbre similar. La variación más grande se observa para la energía de fracturamiento por unidad de área, la cual varía aproximadamente 8-veces entre 0.36 y 3.03 MPa. Finalmente, en el Apéndice D se muestran el *trade-off* entre distintos parámetros dinámicos obtenidos de la inversión dinámica.

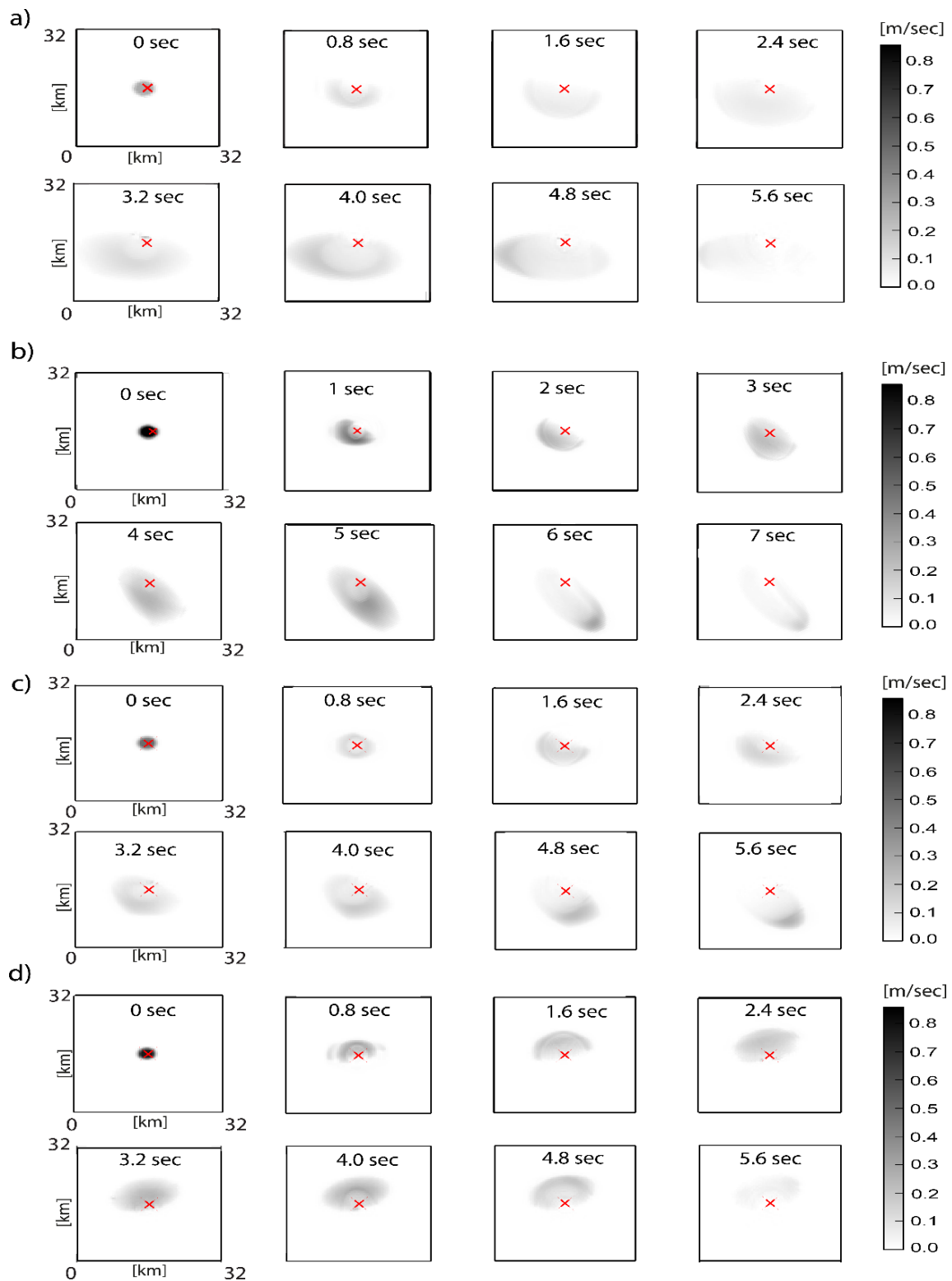


Figura 3.4.4 *Snapshots* para la tasa de deslizamiento como función del tiempo obtenida por la inversión dinámica para los cuatro eventos estudiados: (a) evento I, (b) evento II, (c) evento III, y (d) evento IV. El tiempo en el cual la tasa de deslizamiento fue calculada se encuentra indicado en la parte superior del *snapshot*. Los valores de la tasa de deslizamiento se encuentran indicados en barras con escala de grises al lado derecho de cada figura.

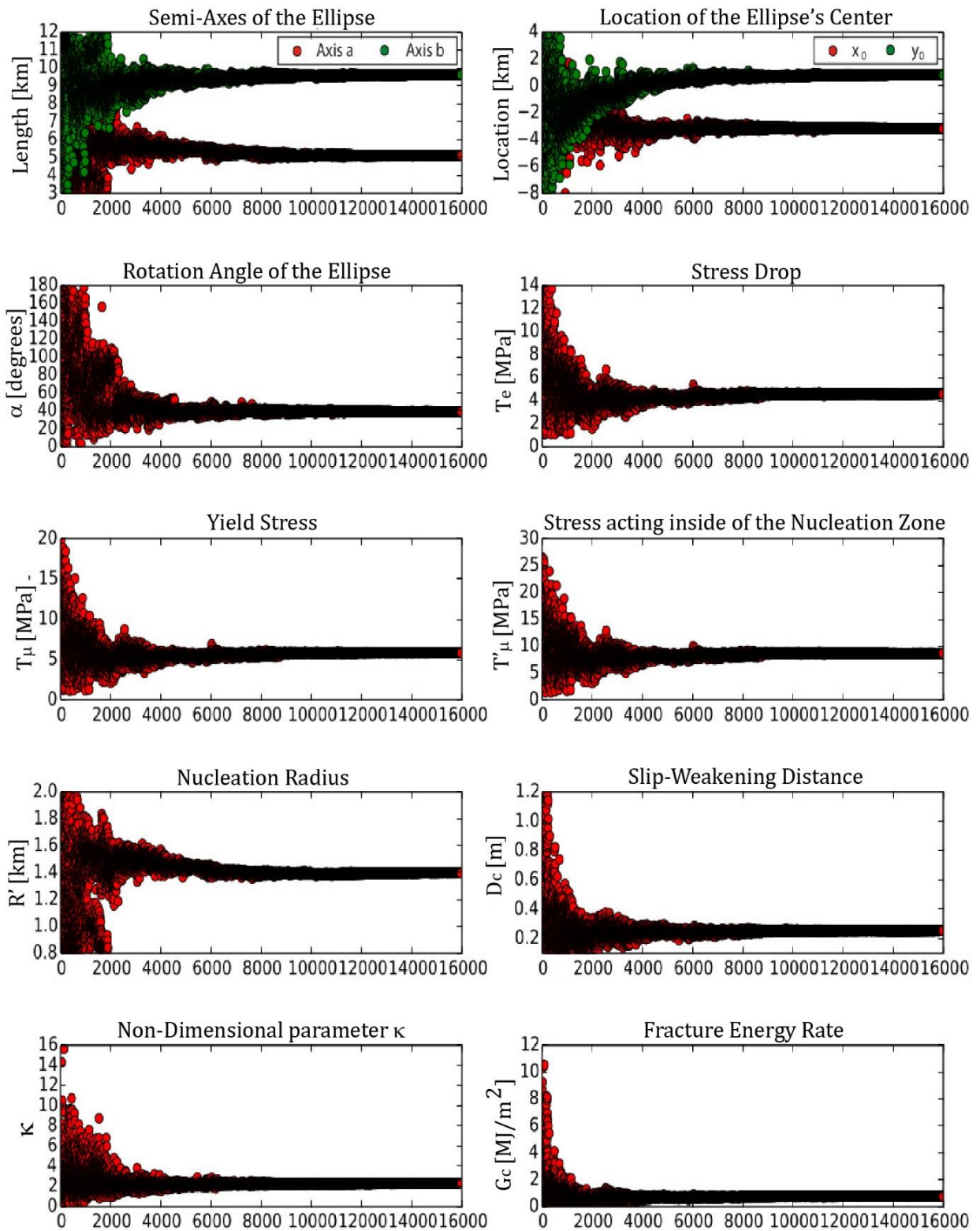


Figura 3.4.5 Convergencia de los parámetros dinámicos como función del número de modelo muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm* para el evento III.

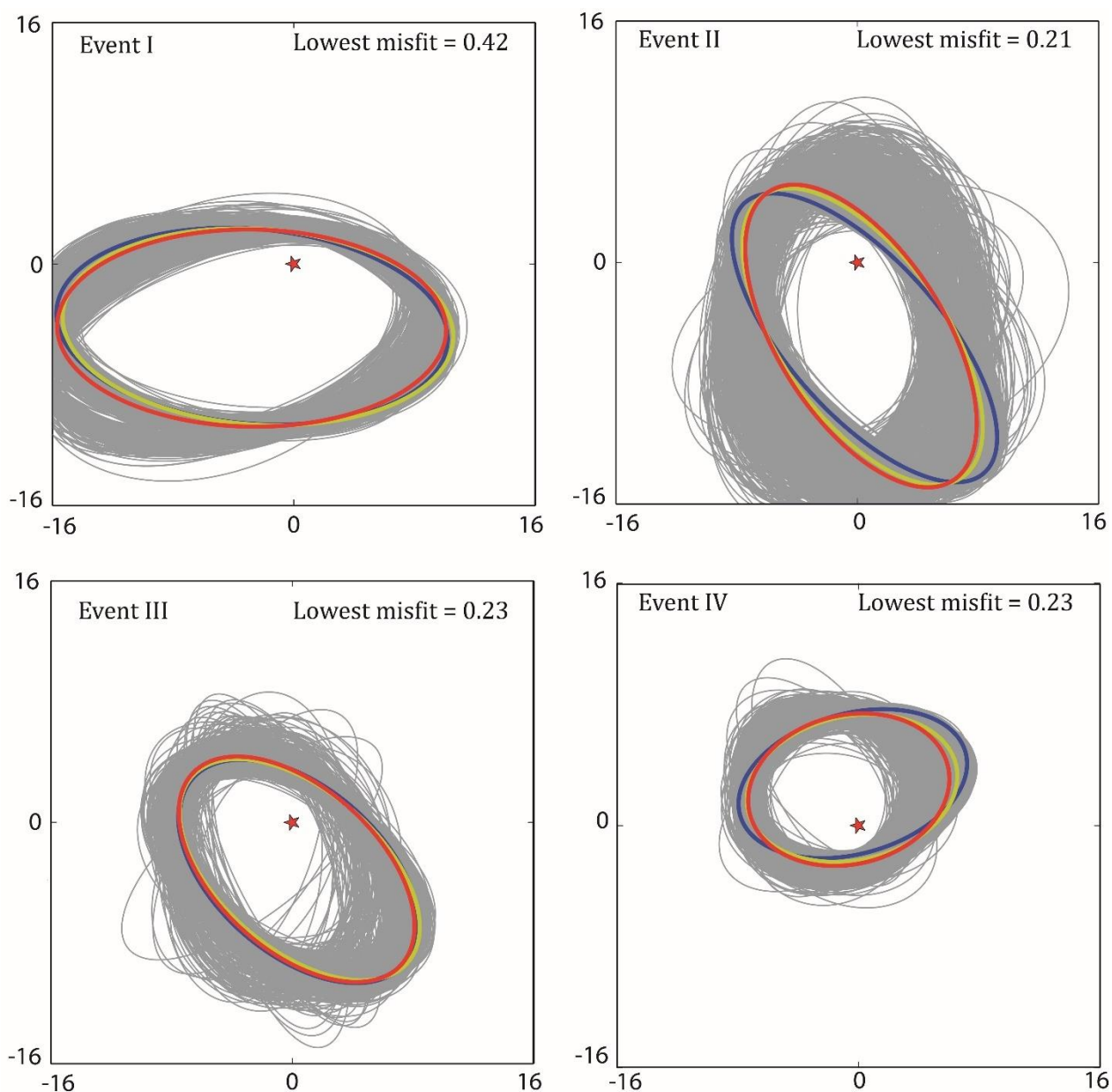


Figura 3.4.6 Elipses correspondiente a modelos cercanos a la solución óptima (menor *misfit*), obtenidas desde la inversión dinámica de los eventos I-IV. Las elipses grises corresponden a modelos entre un 90 y 100% del mejor *fit*, donde $fit = 1 - misfit$. La elipse azul corresponde a la solución óptima. La elipse roja corresponde al modelo con un 95% del mejor *fit*. La elipse amarilla está definida por el promedio de cada uno de los parámetros que definen las elipses grises. La estrella roja corresponde al hipocentro de los eventos.

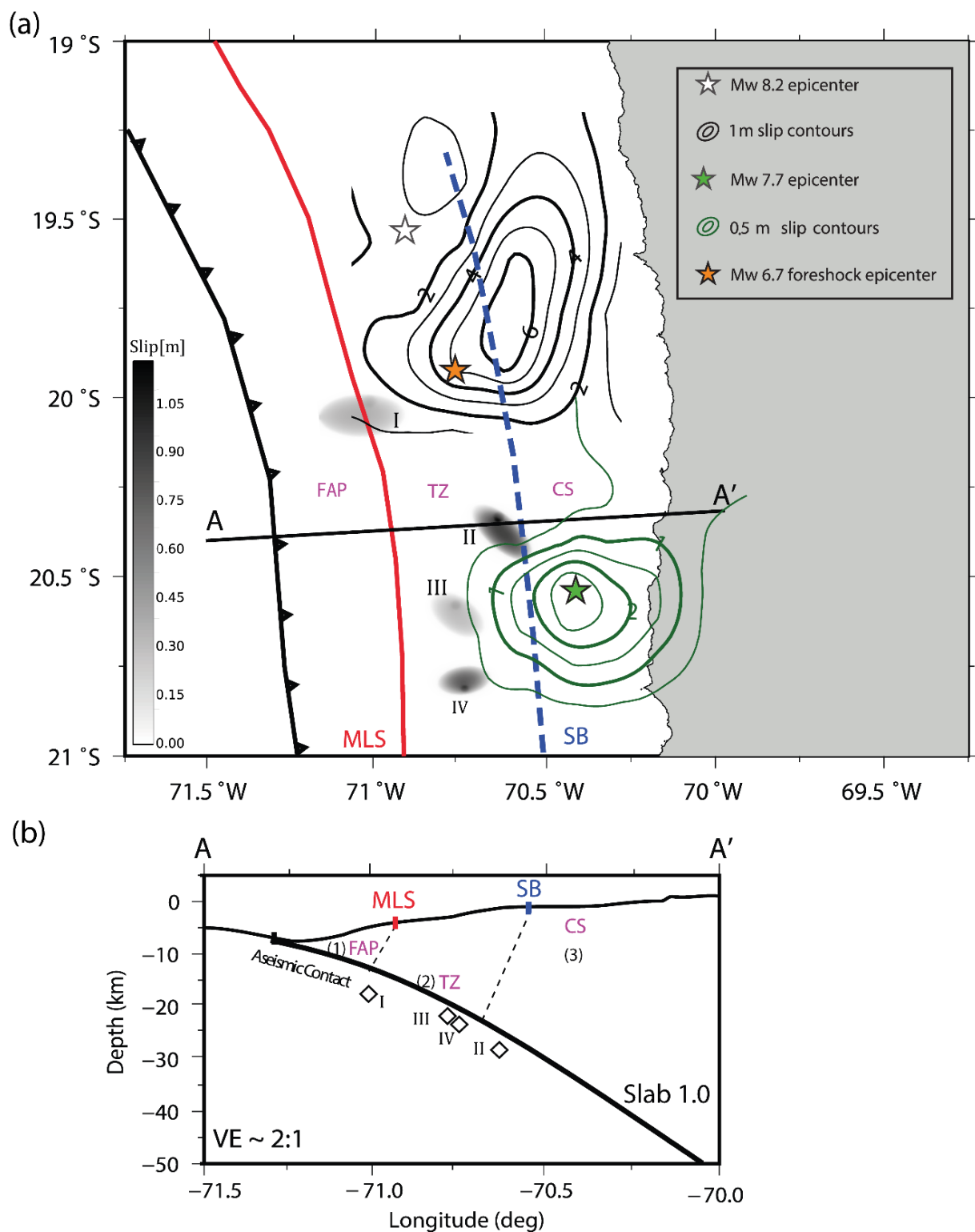


Figura 3.4.7 (a) Distribuciones de deslizamiento co-sísmica en el área de estudio para los eventos I-IV, los cuales se muestran con escala de grises. Las rupturas co-sísmicas del terremoto principal de magnitud Mw 8.2 y su principal réplica de magnitud Mw 7.7 se muestran con líneas negras y verdes, respectivamente. La línea roja indica el límite entre el talud inferior y el talud medio (MSL). La línea punteada azul indica el quiebre de la plataforma continental, o *shelf-break* (SB). (b) Se muestra el perfil AA'. Los diamantes corresponden a los hipocentros de los eventos I-IV, localizados en este trabajo y por el GCMT para el evento I. Las líneas punteadas corresponden a

una estimación de la separación entre las tres principales unidades de la cuña continental propuesta por Maksymowicz et al. (2018): (1) prisma de acreción frontal (FAP), (2) zona de transición (TZ) en el contacto interplaca, y (3) un basamento denso bajo la plataforma continental, o *continental shelf* (CS). La interfase de subducción es dibujada usando el modelo Slab 1.0 de Hayes et al. (2012).

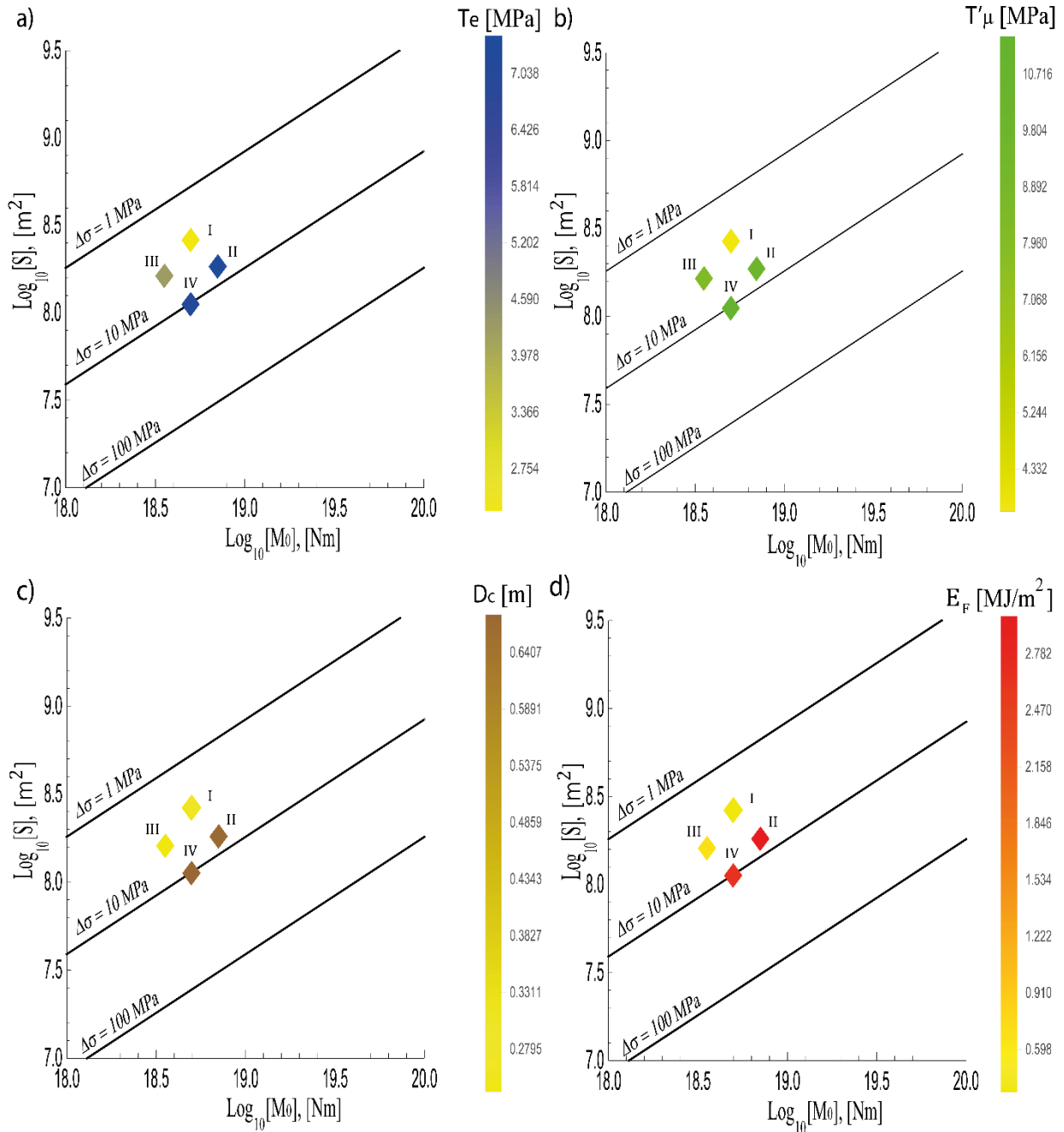


Figura 3.4.8 Relación entre el área de la superficie (S) y el momento sísmico (M_0) de los eventos I-IV indicados por diamantes. En (a) se compara la caída de esfuerzos, en (b) el esfuerzo dentro de la zona de nucleación, en (c) la distancia de debilitamiento de la roca, y en (d) la energía de fracturamiento por unidad de área. Las líneas rectas de color negro corresponden a caídas de esfuerzo constante derivados de un modelo de *crack* circular (Kanamori and Anderson, 1975).

3.5. Discusión

Se realizaron inversiones cinemáticas y dinámicas de un precursor y tres réplicas del terremoto de Iquique de 2014 para entender mejor el proceso de ruptura de terremotos ocurriendo cerca de la fosa, en la base de la cuña continental (Figuras 3.1.1 y 3.4.7), específicamente, en la zona de transición (TZ) propuesta por Maksymowicz et al., (2018). De las Figuras 3.3.3, 3.4.5-6 y Apéndice C-D se observa una buena convergencia de los distintos parámetros cinemáticos y dinámicos invertidos, considerando rangos de búsqueda razonables para terremotos ubicados cerca de la fosa con magnitudes en torno a $M_w \sim 6.5$ y profundidades hipocentrales variando entre 17.8 y 28 km (Molnar & Wyss, 1972; Sykes & Sbar, 1973; Kanamori & Anderson, 1975). Por otro lado, las dimensiones de los planos de falla utilizados en las inversiones de los eventos estudiados permitieron modelar adecuadamente las distribuciones de deslizamiento co-sísmico dadas por los parches elípticos definidos en el capítulo 2.

Las inversiones se realizaron usando registros completos filtrados en una banda de frecuencia que incluye la frecuencia de esquina para todos los terremotos estudiados, pero esta banda fue un poco más estrecha para el evento I (0.02-0.18 Hz), ya que en bandas de frecuencia más amplias las inversiones fueron menos precisas (ver Apéndice C), debido a que el modelo numérico utilizado no simula adecuadamente las ondas superficiales que generan eventos superficiales, como las que generó este evento, pues como se aprecia en la Figura 3.4.7, el evento I es el más cercano a la fosa y la superficie. Además, para el evento I se utilizó la localización del centroide reportada por la agencia GCMT como hipocentro luego de haber realizado varias pruebas con otras localizaciones. Primero se realizaron inversiones con la localización calculada en este estudio (Figura 3.2.1) y luego con las reportadas por León-Rios et al. (2016) y el USGS (Apéndice C). En estas inversiones los sismogramas simulados solo permitían reproducir menos de la mitad de los sismogramas observados. Posteriormente al utilizar la localización del centroide reportada por el GCMT como hipocentro se consiguió obtener mejores ajustes de la forma de onda, y por ende menor *misfit* para la inversión cinemática y dinámica, los cuales fueron de 0.45 y 0.42, respectivamente. Por lo que en este estudio se considera que esta localización es una mejor ubicación para el hipocentro que la indicada en la Figura 3.2.1. A pesar de lo anterior, el ajuste en las formas de onda para los eventos II-IV fue bastante mejor que para el evento I (Figura 3.4.2), lo cual parece razonable considerando que los eventos II-IV se encuentran más cercanos a los instrumentos sísmicos utilizados.

El modelo de deslizamiento co-sísmico del terremoto principal en la Figura 3.1.1 indica que la ruptura se detiene en la zona de transición, y que los precursores y réplicas alcanzan el borde entre la zona de transición y el prisma frontal de acreción (FAP), mientras que la sismicidad estuvo casi ausente en la unidad frontal. La TZ es reológicamente más fuerte que el sedimento no consolidado o semi-consolidado del FAP (Byrne et al., 1988; Wells et al., 2003; Moscoso et al., 2011; Maksymowicz et al. 2018). Los terremotos analizados en este estudio están localizados en la TZ o aproximadamente en su borde, ya que la TZ está correlacionada con el talud medio, ubicado entre la línea MLS y la línea SB (Figura 3.1.1 y 3.4.7a). Luego, considerando la ubicación de los eventos I-IV, con profundidades hipocentrales entre 17.8 y 28 km, los mecanismos inversos reportados por el GCMT y los resultados de las inversiones cinemáticas para los planos NP1 y NP2 (Tabla 3.2.1), se infiere que los planos de ruptura para cada uno de los eventos (I-IV) se encuentran en el contacto interplaca. De hecho, como muestra la Figura 3.4.7b la ubicación de los eventos coincide bastante bien con la geometría del modelo Slab 1.0 propuesto por Hayes et al. (2012). La Figura 3.4.7 muestra también que la ruptura sísmica del precursor I comienza en la TZ y se detiene

aparentemente en la base del FAP. Además, esta figura muestra que la zona de ruptura de las réplicas III-IV están completamente dentro de la TZ, mientras que la zona de ruptura de la réplica II está en el borde entre la TZ y el denso basamento bajo el CS.

Desde las Figuras 3.3.7 y 3.4.3 se observa que la geometría de la ruptura sísmica obtenida desde la inversión cinemática coincide bastante bien con la obtenida desde la inversión dinámica. De las Figuras 3.4.3 y 3.4.7 se aprecia que las dimensiones de la fuente son muy similares entre los eventos I-II y los eventos III-IV. Por otro lado, de la Tabla 3.4.2 y de la Figura 3.4.8 se observa que para los cuatro terremotos estudiados la caída de esfuerzo, el esfuerzo en la zona nucleación, la distancia de debilitamiento de la roca y la energía de fracturamiento por unidad de área disminuyen hacia la fosa, lo cual se correlaciona y parece coincidir con el aumento en el grado de fracturamiento y presencia de fluidos en la roca hacia la fosa (Maksymowicz et al. 2018), ya que el aumento de fluidos en una roca más fracturada implica una mayor presión hidrostática en los poros, lo cual contrarresta los esfuerzos normales presentes en ésta (Scholz, 2002), afectando por consiguiente al esfuerzo tectónico del ambiente (T_e) y otros parámetros dinámicos presentes en las Ecs. (2.3.7) y (2.3.8). Además, la Figura 3.4.8 muestra que los eventos I-IV se encuentran bastante juntos (tienen magnitudes y dimensiones similares), en una zona definida para terremotos interplaca (Molnar & Wyss, 1972; Sykes & Sbar, 1973; Kanamori & Anderson, 1975).

De las Figuras 3.4.3-4 y 3.4.7 se observa que los eventos I-III tienen una ruptura sísmica propagándose principalmente hacia el suroeste (hacia la fosa) o sur. Por otra parte, el evento IV muestra una propagación hacia el norte, noroeste y noreste. En todos los casos la ruptura sísmica parece no mostrar dificultad para propagarse hacia el FAP en la interfase de placas, especialmente para el evento I, el cual aparentemente se propagó desde la TZ a la base del FAP (Figura 3.4.7). Por otro lado, los mayores valores de la tasa de deslizamiento se encuentran concentrados en la zona de nucleación y a lo largo del frente de ruptura, siendo más pequeños en sus estados posteriores, probablemente porque la aceleración y la desaceleración de la ruptura no fueron muy altas, lo cual parece concordar con las bajas velocidades de ruptura encontradas en las inversiones cinemáticas, las cuales varían entre 1.78 y 2.08 km/s, y con los valores de κ variando entre 1.5 y 2.2, lo cual indica que la ruptura se propagó a velocidades *sub-shear* (Madariaga & Olsen, 2000). Por otra parte, los máximos deslizamientos co-sísmicos obtenidos desde la inversión dinámica varían entre 0.51 y 1.16 m, lo cual parece ser normal para este tipo de terremotos (Figura 3.4.3). Además, el máximo deslizamiento de 1.16 m obtenido para el evento II es muy similar al obtenido desde la inversión cinemática (Figura 3.3.7), y aunque existen algunas discrepancias para los otros eventos (I, III-IV), se considera que éstas podrían ser solo una consecuencia de haber utilizado diferentes aproximaciones en la modelación del proceso de ruptura sísmica. Por tanto, ya que el evento I ocurrió entre los bordes de la TZ y el FAP (Unidad 2 en Figura 3.4.7), el evento III ocurrió aproximadamente en el medio de la TZ (unidad 2 en Figura 3.4.7), y los eventos IV y II ocurrieron en la unidad 2 y aproximadamente en su borde (Figura 3.4.7), se infiere que la TZ está capacitada para producir nucleación de terremotos pequeños y moderados (magnitud $M_w \sim 6.5$). Además, esta zona (TZ) no muestra impedimentos para la propagación de rupturas sísmicas hacia la frontera entre la TZ y el FAP.

Finalmente, el terremoto de Iquique 2014 ocurrió en un reconocido gap sísmico, el cual según Métois et al. (2016) tenía un déficit de momento sísmico estimado en la zona equivalente a un terremoto de magnitud $M_w \sim 8.6$. Por otra parte, el terremoto de Iquique de 2014 tuvo una magnitud de $M_w 8.2$ y su mayor precursor y réplica fueron de $M_w 6.7$ y $M_w 7.7$, respectivamente. De manera que en este estudio se considera que todavía hay suficiente energía acumulada en el norte de Chile como para producir terremotos de magnitud $M_w > 8.0$ en el futuro. Además,

tomando en cuenta los resultados de este estudio, se propone que la TZ en el área de estudio, la cual tiene un potencial tsunamigénico, no muestra impedimento para que la ruptura sísmica de terremotos se propague hacia el FAP, incluso pudiendo propagarse dentro de éste como aparentemente evidencia el evento I. Por otra parte, en este estudio se considera que el límite superior de la zona sismogénica debería controlar la TZ entre deslizamientos estables (asísmicos) e inestables (sismogénicos) [Byrne et al., 1988; Moscoso et al., 2011], ya que es conocido que el deslizamiento estable entre placas se facilita con la presencia de sedimentos no consolidados y sobre presionados en la unidad frontal, la cual se caracteriza por la ausencia de terremotos de contacto fuerte y débil (Byrne et al., 1988; Moscoso et al., 2011). Resumiendo, se estima que tsunamis incluso mayores al que generó el terremoto de Iquique de 2014 (Sepulveda & Liu, 2014) podrían ocurrir si un terremoto interplaca de similar magnitud alcanza o sobrepasa el límite superior de la TZ, especialmente en latitudes donde el FAP es más estrecho. Por otra parte, la ocurrencia de un megaterremoto ($M_w \sim 9$) podría mover el FAP a través de un deslizamiento asísmico estable y/o deformación anelástica en el prisma de acreción, como fue propuesto por Scholz (2002), y/o mediante deformación elástica en el interior del FAP, como proponen Wang Hu (2006), ya que estos autores consideran que el prisma de acreción exterior no es perfectamente plástico, permitiendo la acumulación de energía de deformación en su régimen estable. De esta manera, si un terremoto gigante ocurriese, como el ocurrido en el norte de Chile en 1877 (Figura 3.1.1), se propone que esto podría producir un gran tsunami, como ocurrió con el tsunami generado por el terremoto del Maule de 2010 (Maksymowicz et al., 2017; Contreras-Reyes et al., 2017). En particular, Maksymowicz et al., 2017 mostraron que el deslizamiento co-sísmico del terremoto del Maule se extendió hasta quedar a una distancia de 6 km del eje de la fosa, implicando que la ruptura se propagó completamente a través de la base del prisma medio, lo que corresponde a la TZ para la región de Iquique.

3.6. Conclusiones

La geometría de la ruptura sísmica obtenida desde las inversiones cinemáticas es muy similar a las obtenidas desde las inversiones dinámicas para los cuatro eventos estudiados, existiendo bastante similitud en las dimensiones de la fuente, en especial entre los eventos I-II y III-IV. Se observa que los parámetros cinemáticos y dinámicos de los eventos (I-IV) estudiados corresponden a valores normales de terremotos interplaca.

Por otra parte, se encuentra que la caída de esfuerzo, el esfuerzo en la zona de nucleación, la distancia de debilitamiento de la roca y la energía de fracturamiento por unidad de área de los eventos I-IV tiende a disminuir hacia la fosa, lo cual se correlaciona con el aumento en el grado de fracturamiento y presencia de fluidos en la roca hacia la fosa.

Finalmente, se infiere que la zona de transición (TZ) en el área de estudio permite la nucleación de terremotos de pequeña a moderada magnitud y que, a diferencia del prisma frontal de acreción, no muestra impedimentos para la propagación de rupturas sísmicas, lo cual permitiría la propagación de grandes terremotos tsunamigénicos, especialmente en zonas donde el FAP es más estrecho en el norte de Chile.

Capítulo 4

4. Comparación parámetros dinámicos de la fuente sísmica

4.1. Introducción

La comprensión de los distintos tipos de sismos que ocurren en los márgenes convergentes de placas tectónicas como el que se encuentra en el norte de Chile, ha sido y es de gran interés para la comunidad científica. En particular, han sido de gran interés el estudio de los terremotos *interplaca e intraplaca de profundidad intermedia* descritos en el capítulo 1. Variados son los estudios al respecto que han buscado comprender estos tipos de terremotos utilizando relaciones empíricas y modelos dinámicos de fuente simples, como los de Eshelby (1957), Keylis-Borok (1959), Brune (1970), Madariaga (1976), entre otros. En particular, Kanamori & Anderson (1975) consideran en su estudio una serie de terremotos interplaca e intraplaca de profundidad intermedia ocurridos en distintas partes del mundo, relacionando la superficie (S) de éstos con su respectivo momento sísmico (M_0), consiguiendo establecer ciertas diferencias entre los dos tipos de terremotos al considerar relaciones de *cracks* circular con caídas de esfuerzo constante. Específicamente ellos encuentran que los terremotos interplaca tienden a agruparse alrededor de los 30 bars (3 MPa), mientras que los intraplaca tienden a tener caídas de esfuerzo más grandes, alrededor de los 100 bars (10 MPa). Esta conclusión coincidía con las observaciones de Sykes & Sbar (1973), quienes encontraron que los terremotos intraplaca tenían grandes caídas de esfuerzo, y con las observaciones de Molnar & Wyss (1972), quienes estudiaron terremotos ocurriendo dentro de las placas del Pacífico y Australiana, y en el contacto de ambas placas, encontrando que los terremotos intraplaca tenían caídas de esfuerzo más grandes que los terremotos interplaca observados.

En este capítulo, se realiza un análisis similar al planteado anteriormente, pero considerando un modelo dinámico más completo (ver capítulo 2) que los usados en estudios previos. Destacando los valores de caídas de esfuerzo, esfuerzos en la zona de nucleación y energía de fracturamiento. El análisis se realiza considerando los cuatro terremotos interplaca estudiados en el capítulo 3, el terremoto de Valparaíso de 2017, Mw 6.9, cuya inversión dinámica se realizó y publicó en el trabajo de Ruiz et al., 2017 (adjunto en el Apéndice E), y cinco terremotos intraplaca de profundidad intermedia estudiados previamente utilizando una metodología muy similar a la utilizada acá. Específicamente se analizará el precursor I y las tres réplicas (II-IV) del terremoto de Iquique de 2014 (Mw 8.2) estudiadas en el capítulo 3; el terremoto de V) Valparaíso Mw 6.9 de 2017 (Ruiz et al., 2017); el terremoto de VI) Jujuy Mw 6.7 de 2015 (Herrera et al., 2017); el terremoto de VII) Michilla Mw 6.7 de 2017 (Ruiz & Madariaga, 2011); el terremoto de VIII) Iwate Mw 6.8 de 2008 (Ruiz & Madariaga, 2013); el terremoto de IX) Zumpango Mw 6.5 de 2011 (Díaz-Mojica et al., 2014), y el terreno de X) México Mw 7.1 de 2017 (Mirwald et al., 2019).

Finalmente, se comparan los valores de las caídas de esfuerzo obtenidas desde las inversiones dinámicas con otras metodologías comúnmente usadas para estimar las caídas de esfuerzo. Además, se comparan las frecuencias de esquina observadas para los eventos I-IV (capítulo 3), con estimaciones de éstas utilizando las dimensiones de la fuente obtenidas desde las

inversiones.

4.2. Metodología

Se utilizan algunos parámetros dinámicos de los mejores modelos dinámicos obtenidos desde las inversiones dinámicas de los eventos I-V (capítulos 3 y Ruiz et al., 2017) para realizar el gráfico de la Figura 4.3.1. Los semi-ejes a y b se usan para calcular la superficie de la ruptura $S = a \cdot b \cdot \pi$ y el momento sísmico M_0 se obtiene desde la magnitud M_W (Hanks & Kanamori, 1979). Se utiliza la caída de esfuerzo T_e y el esfuerzo en la zona de nucleación T'_u . Con el esfuerzo T_u y la distancia de debilitamiento D_C se calcula la energía de fracturamiento por unidad de área:

$$E_F = \frac{1}{2} T_u D_C \quad (4.2.1)$$

Además, con el objeto de comparar las caídas de esfuerzo obtenidas desde las inversiones dinámicas (capítulo 3) con estimaciones obtenidas desde metodologías comúnmente usadas, se calcula la caída de esfuerzo considerando modelos de *cracks* circular de radio r , donde el momento sísmico (M_0) en términos de la caída de esfuerzo está dado por (Madariaga & Ruiz, 2016):

$$M_0 = \frac{16}{7} \Delta\sigma r^3 \quad (4.2.2)$$

El momento sísmico se obtiene desde la magnitud M_W , y para estimar el radio de falla se usaron las siguientes aproximaciones: (1) el promedio de los semi-ejes de la elipse obtenida desde el mejor modelo cinemático y dinámico, y (2) desde el modelo de radiación de campo lejano de Brune (1970), considerando la frecuencia de esquina observada (f_c):

$$f_c = k \frac{\beta}{r} \quad (4.2.3)$$

Donde β es la velocidad de las ondas S en una vecindad de la Fuente, obtenida desde el modelo de velocidad estructural 1D de Husen et al. (1999). k es un coeficiente numérico que para el modelo de Brune (1970, 1971) es de 0.372 y para Madariaga (1976) usando un modelo cuasi-dinámico es de 0.21. En este estudio se ha usado el coeficiente de Brune (1970) para el cálculo de los parámetros de la falla. Insertando el radio r derivado desde la Ec. (4.2.2) en la Ec. (4.2.3) se obtiene

$$f_c = 0.49 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (4.2.4)$$

4.3. Resultados

Las Tablas 4.3.1-4 muestran los parámetros que definen el modelo dinámico: *misfit*, geometría y orientación del área de ruptura, radio de nucleación R , caída de esfuerzo T_e , esfuerzo T_u , esfuerzo en la zona de nucleación T'_u , distancia crítica de debilitamiento D_C de la roca para que se rompa, energía de fracturamiento por unidad de área E_F (Ec. 4.2.2) y energía de fracturamiento total E_{F_t} para los terremotos interplaca (I-V) y los terremotos intraplaca de profundidad intermedia (VI-X), respectivamente.

La Figura 4.3.1 muestra una comparación de los parámetros dinámicos T_e , T'_u y E_F para los terremotos interplaca (I-V) e intraplaca de profundidad intermedia (VI-X). Los terremotos interplaca estudiados en el capítulo 3 se encuentran encerrados en una pastilla azul.

La Tabla 4.3.5 muestra estimaciones del radio de falla y la caída de esfuerzo deducidas asumiendo modelos de *cracks* circular, en el cual se han considerado dimensiones de la fuente obtenidas desde los mejores modelos cinemáticos y dinámicos invertidos, junto con la frecuencia de esquina observada estimadas para los eventos I-IV en el capítulo 3. En la Tabla 4.3.6 se comparan estimaciones de frecuencias de esquina obtenidas para los eventos interplaca I-V, considerando las dimensiones de la fuente obtenidas desde los mejores modelos cinemáticos y dinámicos.

La Tabla 4.3.7 muestra la caída de esfuerzo estimada para los eventos V-X considerando un modelo de *crack* circular dado por la Ec. (4.2.2) y un radio de falla estimado a partir del promedio de los semi-ejes de la elipse del mejor modelo dinámico.

Tabla 4.3.1 Parámetros que definen la geometría de la ruptura sísmica correspondientes al mejor modelo obtenido desde la inversión dinámica, para los cuatro terremotos estudiados en el capítulo 3 y el terremoto de Valparaiso de 2017 (Ruiz et al., 2017).

Evento	Misfit χ^2	a [km]	b [km]	x_0 [km]	y_0 [km]	α [rad]	R [km]
I	0.415	12.9996	6.4494	-4.1326	-2.7522	1.656	1.83980
II	0.205	5.0060	12.0538	-5.0369	0.7216	0.805	1.62664
III	0.227	5.4856	9.3452	-3.2022	0.4026	0.716	1.43714
IV	0.226	7.7528	4.6284	2.7592	-0.3698	1.299	1.14282
V	0.397	6.4936	11.1376	0.3178	0.0870	1.617	1.06106

Tabla 4.3.2 Parámetros dinámicos de la ruptura sísmica, correspondientes al mejor modelo obtenido desde la inversión dinámica, para los cuatro terremotos estudiados en el capítulo 3 y el terremoto de Valparaiso de 2017 (Ruiz et al., 2017).

Evento	T_e [MPa]	T_μ [MPa]	T'_μ [MPa]	D_c [m]	κ	E_F [MJ/m ²]	E_{F_t} [J]
I	2.2885	2.6963	3.6643	0.26911	1.51925	0.3628	9.556×10^{13}
II	7.4592	8.9428	9.8076	0.67830	1.64371	3.0330	5.750×10^{14}
III	4.2783	5.4630	8.1540	0.24892	2.16046	0.6799	1.09×10^{14}
IV	7.1069	7.6627	11.3277	0.68198	1.29509	2.6129	2.945×10^{14}
V	11.7070	17.2105	19.6372	0.65264	2.32467	5.6161	1.276×10^{15}

Tabla 4.3.3 Parámetros que definen la geometría de la ruptura sísmica correspondientes al mejor modelo obtenido desde la inversión dinámica, para los terremotos intraplaca de profundidad intermedia VI-X (Herrera et al., 2017; Ruiz and Madariaga, 2011, 2013; Díaz-Mojica et al., 2014; Mirwald et al., 2019).

Evento	Mw	Misfit χ^2	a [km]	b [km]	x_0 [km]	y_0 [km]	α [rad]	R [km]
VI	6.7	0.4	7.94	4.87	-3.29	-4.37	3.55	0.86
VII	6.7	<0.3	10.12	4.0	0.85	-2.00	1.50	0.98
VIII	6.8	0.45	8.06	4.02	0.01	0.06	1.01	1.32
IX	6.5	0.22	4.8	6.2	---	---	---	---
X	7.1	0.11	19	11.95	---	---	---	---

Tabla 4.3.4 Parámetros que definen la ruptura sísmica, correspondientes al mejor modelo obtenido desde la inversión dinámica, para los terremotos intraplaca de profundidad intermedia VI-X (Herrera et al., 2017; Ruiz and Madariaga, 2011, 2013; Díaz-Mojica et al., 2014; Mirwald et al., 2019).

Evento	T_e [MPa]	T_μ [MPa]	T'_μ [MPa]	D_c [m]	κ	E_F [MJ/m ²]	E_{F_t} [J]
VI	11.87	14.37	16.37	0.41	1.69	2.95	3.58×10^{14}
VII	14.97	19.18	23.65	0.65	0.95	6.23	7.92×10^{14}
VIII	34.25	55.96	61.45	1.01	2.06	28.26	2.88×10^{15}
IX	27.7	---	58.5	0.71	0.84	15.82	1.45×10^{15}
X	14.9	---	55	0.6	1.3	14.6	1.8×10^{15}

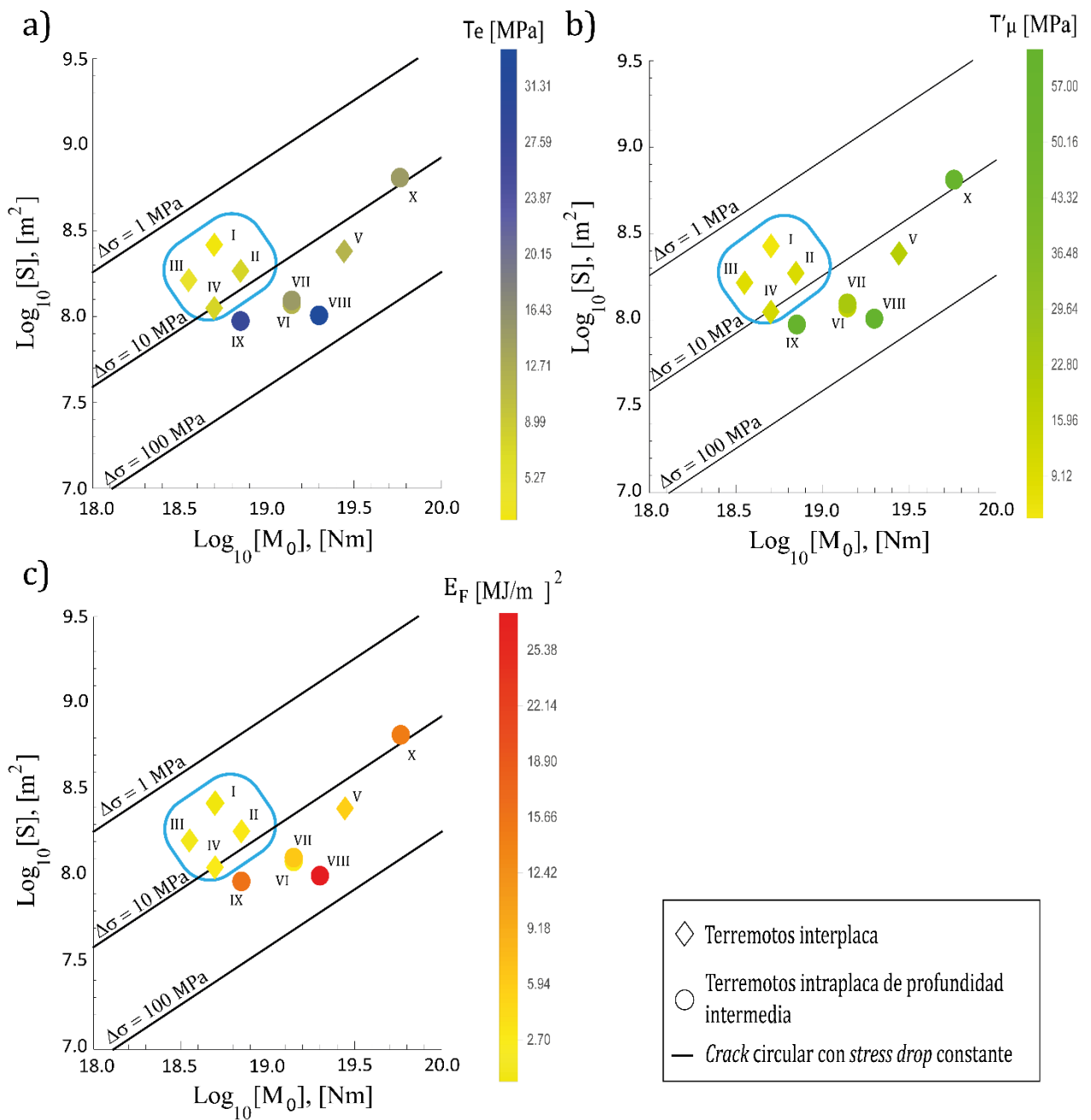


Figura 4.3.1 Relación entre la superficie de la falla (S) y el momento sísmico (M_0). En (a) se compara las caídas de esfuerzo de los eventos, en (b) se compara el esfuerzo en la zona de nucleación, y en (c) se compara la energía de fracturamiento por unidad de área.

En la Figura 4.3.2 se comparan los valores de caídas de esfuerzo obtenidas desde las inversiones dinámicas con estimaciones de caídas de esfuerzo usando las dimensiones de la fuente del mejor modelo cinemático y/o dinámico invertido, y un modelo de *crack* circular dado por la Ec. (4.2.2). En (a) se comparan valores de caídas de esfuerzo para los terremotos I-IV, y en (b) se comparan valores de caídas de esfuerzo para los terremotos V-X.

Tabla 4.3.5 Frecuencias de esquina observadas, estimaciones del radio de falla y caídas de esfuerzo asumiendo modelos de *cracks* circular para los eventos I-IV.

Evento	Frecuencia de esquina observada f_c [Hz]	Promedio de semi-ejes (r_D) del mejor modelo dinámico [km]	Promedio de semi-ejes (r_K) del mejor modelo cinemático [km]	Radio de falla (r_B) Estimado usando f_c Observado y la Ec. (4.2.3) [km]	Caída de esfuerzo obtenida desde la inversión dinámica [MPa]	Caída de esfuerzo [MPa] Estimada usando r_D y la Ec. (4.2.2)	Caída de esfuerzo [MPa] estimada usando r_K y la Ec. (4.2.2)	Caída de esfuerzo [MPa] Estimada usando r_B y la Ec. (4.2.2)
I	0.1755	9.725	11.845	8.116	2.29	2.38	1.32	4.10
II	0.1695	8.530	7.665	9.018	7.46	4.99	6.88	4.22
III	0.1838	7.416	4.810	7.883	4.28	3.81	13.95	3.17
IV	0.1810	6.191	7.135	8.015	7.11	9.24	6.04	4.26

Tabla 4.3.6. Estimaciones de frecuencias de esquina para eventos interplaca I-IV.

Evento	Frecuencia de esquina observada [Hz]	Frecuencia de esquina [Hz] estimada usando Ec. (4.2.3) y promedio de semi-ejes del mejor modelo dinámico como radio de falla	Frecuencia de esquina [Hz] estimada usando Ec. (4.2.3) y promedio de semi-ejes del mejor modelo cinemático como radio de falla
I	0.1755	0.1466	0.1206
II	0.1695	0.1744	0.1941
III	0.1838	0.1941	0.2993
IV	0.1810	0.2343	0.2033

Tabla 4.3.7. Estimación de la caída de esfuerzo para el evento interplaca V y los eventos intraplaca de profundidad intermedia (VI-X).

Evento	Caída de esfuerzo [MPa] obtenida desde la inversión dinámica	Radio de falla [km] estimado desde el mejor modelo dinámico	Caída de esfuerzo [MPa] estimada usando r_D y la Ec. (4.2.2)
V	11.71	8.816	18.00
VI	11.87	6.405	23.52
VII	14.97	7.060	17.56
VIII	34.25	6.040	39.62
IX	27.7	5.500	18.62
X	14.9	15.475	6.64

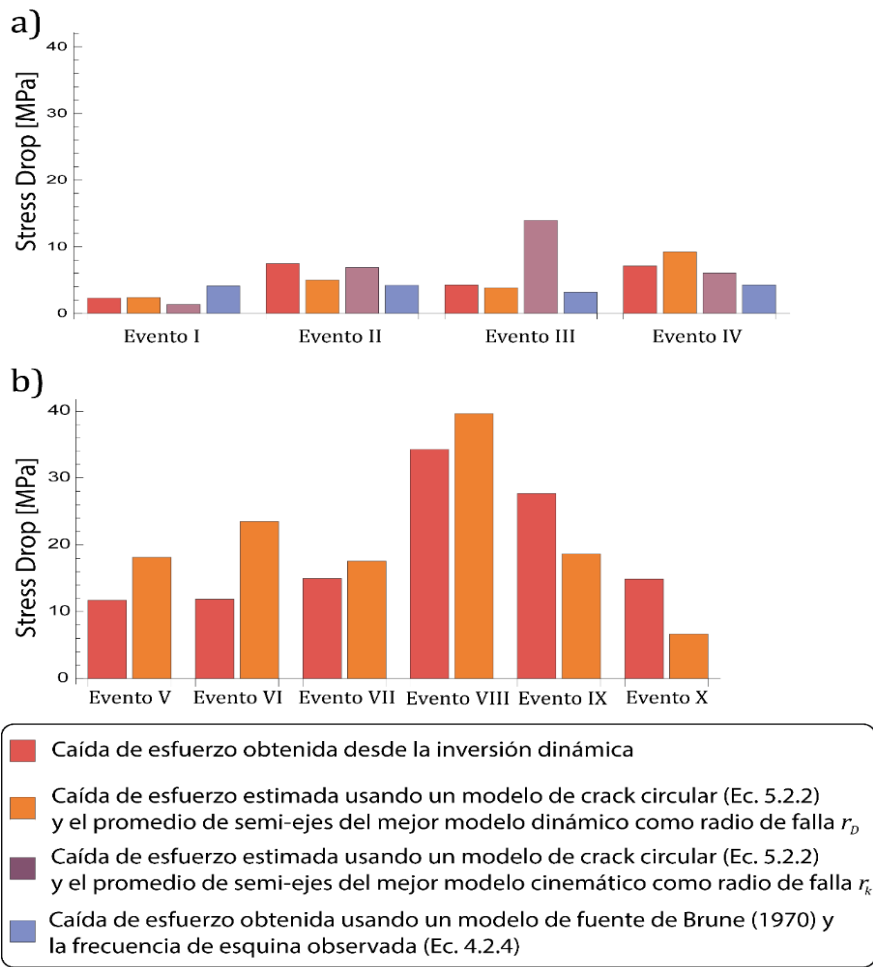


Figura 4.3.2 Comparación entre caídas de esfuerzo considerando diferentes metodologías. (a) para terremotos I-IV, y (b) para terremotos VI-X.

La Figura 4.3.3 se comparan los valores de frecuencias de esquina observada con las frecuencias de esquina estimadas considerando la Ec. (4.2.3) y el promedio de los semi-ejes del mejor modelo dinámico y cinemático como radios de falla.

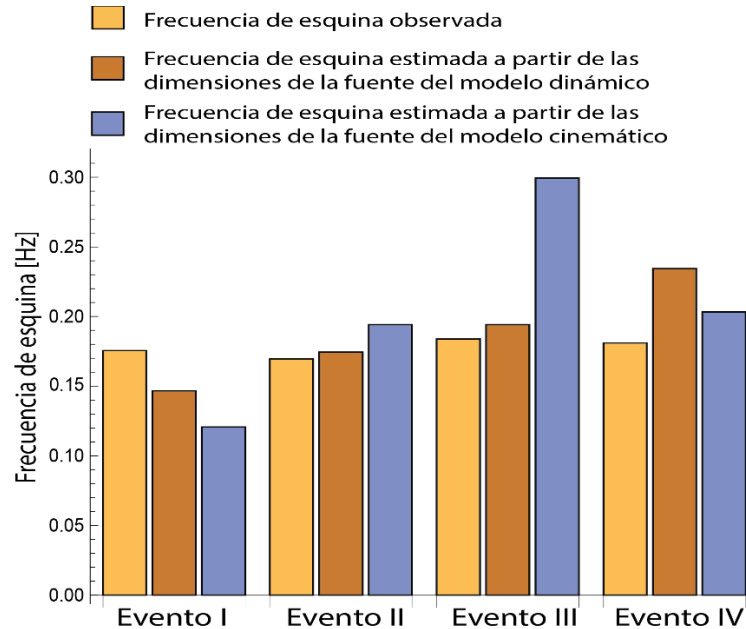


Figura 4.3.3 Comparación entre la frecuencia de esquina observada y estimaciones de ésta considerando las dimensiones de la fuente sísmica inferida desde las inversiones cinemáticas y dinámicas, para los eventos interplaca I-IV.

4.4. Discusión

Las Tablas 4.2.1-2 muestran que los terremotos I-IV, tienen valores de caídas de esfuerzo y dimensiones de fuente esperados para terremotos interplaca de magnitud cercana a $M_w \sim 6.5$ si se comparan estos resultados con lo obtenidos en estudios previos (Molnar & Wyss, 1972; Sykes & Sbar, 1973; Kanamori & Anderson, 1975). Para confirmar esta idea, la Figura 4.3.1 muestra la relación entre el logaritmo del área de ruptura (S) y el momento sísmico (M_0) para los terremotos interplaca cercanos a la fosa (I-IV), para el terremoto de Valparaíso 2017 (V), y cinco terremotos intraplaca de profundidad intermedia (VI-X) estudiados previamente (Ruiz 341 and Madariaga, 2011, 2013; Díaz-Mojica et al., 2014; Herrera et al., 2017; Mirwald et al., 2019), los cuales fueron modelados dinámicamente usando una metodología muy similar a la presentada en este trabajo. Se observa que los terremotos I-IV, dentro de la pastilla azul en la Figura 4.3.1, se encuentran dentro de una zona definida para terremotos interplaca según Kanamori & Anderson (1975), aunque podrían existir cierto grado de imprecisión debido a las diferentes metodologías y estimaciones usadas. Por otra parte, desde las Tablas 4.3.2 y 4.3.4 se puede ver que algunos parámetros dinámicos presentan diferencias importantes en su valor al comparar terremotos interplaca e intraplaca de profundidad intermedia. Específicamente estas diferencias se encuentran para la caída de esfuerzo (T_e), el esfuerzo necesario para que la roca rompa (T_u), el esfuerzo dentro de la zona de nucleación (T'_u) y la energía de fracturamiento por unidad de área (E_F). En particular, la Figura 4.3.1a muestra que la caída de esfuerzo de los terremotos interplaca (I-V) tiende a ser menor que

la caída de esfuerzo para los terremotos intraplaca de profundidad intermedia (VI-X), lo cual está de acuerdo con observaciones previas (Molnar & Wyss, 1972; Sykes & Sbar, 1973; Kanamori & Anderson, 1975; Leyton et al., 2009), pero esta vez todos los terremotos fueron analizados considerando un modelo de dislocación dinámica más completo. Por otra parte, al comparar los eventos interplaca I-IV con el evento interplaca V, se observa que este último tiene valores de T_e , T_u , T'_u y E_F levemente mayores que los encontrados para los terremotos interplaca cercanos a la fosa I-IV, lo cual es consistente con el hecho que el evento V fue el más alejado de la fosa, a una distancia de ~ 100 km del eje de ésta, correlacionándose con el incremento en el grado de fracturamiento y la presencia de fluidos en la roca hacia la fosa (Maksymowicz et al., 2018).

De las Tablas 4.3.2, 4.3.4 y la Figura 4.3.1b se observa que los valores de esfuerzos dentro de la zona de nucleación parecen acentuar la diferencia entre estos dos tipos de terremotos, alcanzándose valores bastante altos para los terremotos intraplaca de profundidad intermedia en comparación con los interplaca. Lo cual concuerda con la tendencia de la energía de fracturamiento por unidad de área a ser menor para los terremotos interplaca en comparación con los terremotos intraplaca de profundidad intermedia (Figura 4.3.1c). Estos resultados podrían reflejar diferencias significativas en la reología y esfuerzos tectónicos que estos dos tipos de terremotos están sometidos.

En la Figura 4.3.2 se observa que la caída de esfuerzo obtenida usando un modelo de fuente de Brune (1970), con un radio de falla derivado desde la frecuencia de esquina observada (barra azul), son menores que las obtenidas usando un modelo dinámico más completo (barra roja) para los eventos II-IV, lo cual parece estar de acuerdo con lo propuesto por Gallovič and Valentová, (2020). Para el evento I, por el contrario, se observa que la caída de esfuerzo estimada usando un modelo de fuente de Brune (1970) es mayor que la obtenida desde la inversión dinámica. De manera que se piensa que estas mínimas diferencias podrían ser solo una consecuencia de considerar diferentes aproximaciones a la fuente sísmica. Ya que, para el modelo de dislocación simple, se asume un *crack* circular que produce solo ondas S como las consideradas por Brune (1970), mientras que para el modelo dinámico usado en este trabajo se incluye un mejor proceso de ruptura y el campo de radiación completo en ciertas bandas de frecuencia. Por otra parte, cuando se usaron las dimensiones de la fuente obtenidas desde las inversiones cinemáticas y dinámicas para estimar las caídas de esfuerzo considerando un modelo de *crack* circular, se encuentra que los valores de caídas de esfuerzo tienden a ser comparables (Figura 4.3.2), especialmente cuando se han considerado los semi-ejes promedio del mejor modelo dinámico.

La Figura 4.3.3 muestra que las frecuencias de esquina estimadas usando un modelo de Brune (1970) y las dimensiones de la fuente inferidas desde los modelos cinemáticos y dinámicos, concuerdan bastante bien con las frecuencias de esquina observada de los terremotos interplaca I-IV, especialmente cuando el radio de falla es estimado considerando el promedio de los semi-ejes del parche elíptico definido por el mejor modelo dinámico encontrado en la inversión.

4.5. Conclusiones

Los parámetros dinámicos de la fuente de los terremotos interplaca (I-IV) muestran que estos eventos cercanos a la fosa son bastante similares unos a otros, correspondiendo a terremotos interplaca normales de magnitud en torno a M_w 6.5. Al comparar los parámetros dinámicos de los terremotos interplaca I-V se observa una tendencia a que la caída de esfuerzo, el esfuerzo en la zona de nucleación y la energía de fracturamiento por unidad de área aumenten al alejarse de la

fosa, lo cual se correlaciona con la disminución en el grado de fracturamiento y fluidos presentes en la roca hacia el continente.

La comparación de los parámetros dinámicos de los terremotos interplaca e intraplaca de profundidad intermedia analizados en este capítulo, muestra que la caída de esfuerzo, el esfuerzo en la zona de nucleación y la energía de fracturamiento por unidad de área, tienden a ser menores en los terremotos interplaca que en los intraplaca de profundidad intermedia. Esta observación es consistente con observaciones previas para la caída de esfuerzos, pero más observaciones desde modelos dinámicos más completos, como el presentado en este estudio, pueden ser necesarios para inferir tendencias generales para los otros parámetros dinámicos presentados en este trabajo.

Finalmente, para los terremotos I-IV se aprecia una leve tendencia a tener caídas de esfuerzo mayores cuando éstas se obtienen desde un modelo de dislocación dinámico más completo que al estimarla considerando un modelo de Brune (1970) y la frecuencia de esquina observada. Por otra parte, las estimaciones de caídas de esfuerzo obtenidas desde las dimensiones de la fuente, considerando modelos de *cracks* circular, muestran ser comparables a las obtenidas desde las inversiones dinámicas, en especial, cuando las dimensiones de la fuente se obtuvieron desde el modelo dinámico, lo cual podría ser solo el reflejo o resultado de incorporar más física en la modelación del proceso de ruptura del terremoto. Similarmente, cuando se estimaron frecuencias de esquina desde las dimensiones de la fuente y considerando un modelo de Brune (1970), se encontraron valores cercanos a la frecuencia de esquina observada, en especial cuando la estimación del radio de la fuente se calculó como el promedio de los semi-ejes del parche elíptico modelado dinámicamente.

Capítulo 5

5. Perspectivas de generación de sismogramas sintéticos en una amplia banda de frecuencia, considerando una simulación híbrida.

5.1. Introducción

En esta tesis se modelaron las características de la fuente sísmica en un rango de frecuencia que la teoría-determinista desarrollada por la sismología ha permitido hacerlo de buena forma, encontrándose muy buenos resultados como se puede apreciar en el capítulo 3. Lamentablemente, esta teoría-determinista, la cual considera funciones de Green teóricas, no ha permitido modelar adecuadamente la radiación de ondas de alta frecuencia generada por terremotos. Específicamente, para conseguir un buen ajuste entre lo observado y simulado (utilizando funciones de Green teóricas) la modelación se suele realizar considerando frecuencias hasta solo un poco mayor a la frecuencia de esquina del terremoto (frecuencia a partir de la cual se empezaría a generar las ondas de alta frecuencia del terremoto; Figura 5.1.1), no siendo éstas mayores a 1 Hz; pues resulta muy complejo incorporar en los modelos las heterogeneidades y/o complejidades que se encuentran tanto en la fuente como en el trayecto que siguen las ondas sísmicas hasta llegar a la superficie de la tierra o estación receptora, de manera de poder simular adecuadamente la interacción entre las ondas sísmicas de alta frecuencia y estas heterogeneidades y/o complejidades presentes en su propagación. Por consiguiente, este problema se ha abordado desde otros enfoques, entre ellos desde un enfoque estocástico. El método estocástico nace con las observaciones realizadas por Hanks & McGuire (1979), quienes combinaron modelos sismológicos de los espectros de amplitud del movimiento fuerte, con la noción que el movimiento en altas frecuencias es básicamente aleatorio (Hanks, 1979; McGuire & Hanks, 1980; Hanks and McGuire, 1981). De manera que para incorporar esta aleatoriedad se considera una banda de ruido blanco Gaussiano de duración finita. Además, se asume que el espectro de la fuente puede ser descrita por una frecuencia de esquina, la cual depende del tamaño del terremoto de acuerdo a Brune (1970). Posteriormente, Boore (1983) extiende este método a la simulación de series de tiempo considerando una fuente puntual, centrándose en los espectros de respuesta, siendo refinando posteriormente en Boore (2003). Por otro lado, ya que varios efectos de un terremoto no estaban incluidos en la modelación de fuente puntual, como lo son la geometría de la falla, distribución de deslizamiento, distribución de la ruptura y directividad, Beresnev & Atkinson (1997) extienden el método de fuente puntual a un método de falla finita, subdividiendo así la falla del terremoto en una grilla de subfuentes, y considerando a cada subfuente como una fuente puntual, de manera que la contribución de cada subfuente es sumada considerando un cierto tiempo de retraso para incorporar la propagación de la ruptura, obteniendo así el movimiento del suelo en algún punto de observación. Posteriormente, Motazedian & Atkinson (2005) mostraron que cuando el número de subfallas se incrementa, la energía decrece en bajas frecuencias y crece en altas, no conservándose la energía total radiada. Entonces, con el objeto de conservar el nivel espectral en alta frecuencia y garantizar la conservación de la energía radiada, introducen una frecuencia de esquina dinámica junto a factores de escalamiento (H_{ij}), consiguiendo así mejoras en la simulación de acelerogramas (Motazedian & Atkinson, 2005; Motazedian & Moinfar, 2006; Ghofrani & Atkinson, 2013). Más tarde, Otarola

& Ruiz (2016), incorporan ondas P, SV y SH propagándose directamente desde la fuente al receptor por un medio de capas planas horizontales sobre un semi-espacio infinito, con el objeto de modelar tres componentes de aceleración, y no solo dos horizontales como es considerado en los trabajos previamente mencionados.

Ahora bien, uno de los modelos de fuente más utilizados en la simulación estocástica es el modelo de Brune (1970), pero como no todos los terremotos tienen un decaimiento proporcional a ω^{-2} en la alta frecuencia de la amplitud de Fourier en desplazamiento, se han incorporado otros tipos de modelos de fuente considerando incluso doble frecuencia de esquina (Boore, 2003), pero desde un enfoque empírico y de ajuste de los espectros de amplitud de Fourier, principalmente con fines ingenieriles. En particular, en Chile, para el terremoto de Tocopilla de 2007, Mw 7.7, se observó en estaciones cercanas al epicentro un decaimiento del espectro de desplazamiento proporcional a ω^{-1} en frecuencias intermedias, y de ω^{-2} en altas frecuencias, encontrándose una doble frecuencia de esquina ((Lancieri et al., 2012). Posterior a este evento, se han observado comportamientos similares en terremotos de gran magnitud como el del Maule de 2010, Mw 8.8, Iquique de 2014, Mw 8.2, Illapel de 2015, Mw 8.3 y Chiloé de 2016, Mw 7.6 (Madariaga et al., 2019), por lo que usar la aproximación de campo lejano de Brune (1970) u otro modelo de fuente similar en la modelación estocástica (alta frecuencia), no parece óptimo para la simulación del movimiento fuerte del suelo en distancias epicentrales cercanas.

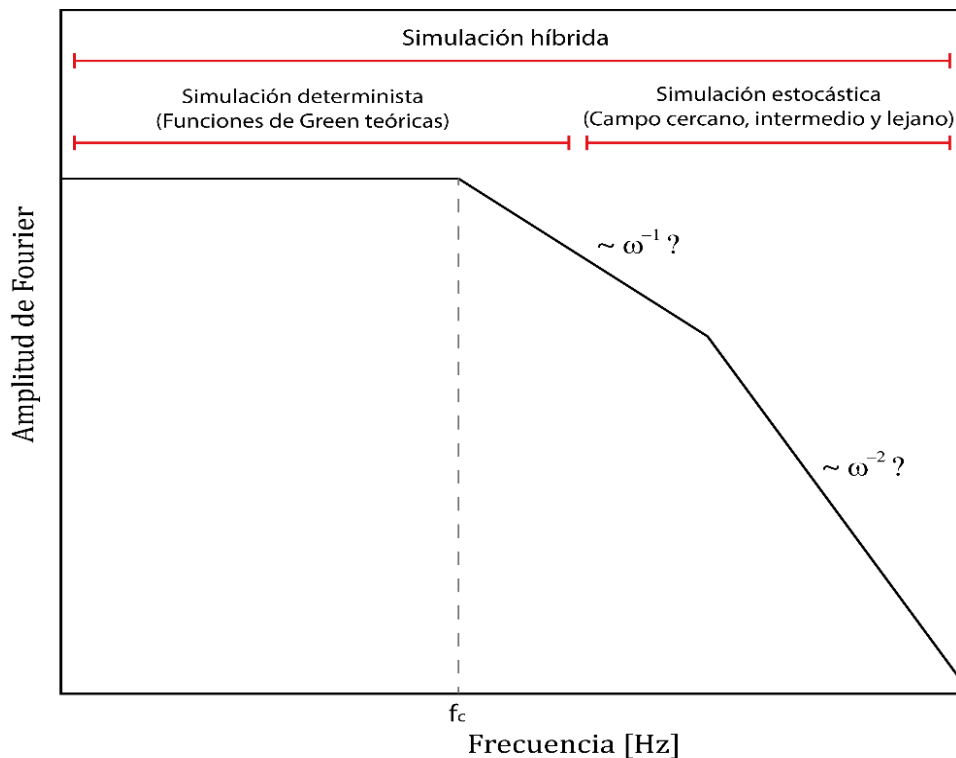


Figura 5.1.1 Esquema de la forma espectral en desplazamiento de un terremoto en escala logarítmica, junto a los rangos de frecuencia donde se propone utilizar la simulación teórica-determinista y estocástica. Se indica la frecuencia de esquina (f_c) y posibles decaimientos para la alta frecuencia (proporcionales a $\sim \omega^{-1}$ y ω^{-2}).

Por lo visto anteriormente, en este capítulo se propone un método híbrido que incorpore una simulación determinista considerando las funciones de Green teóricas para modelar radiación de ondas en baja frecuencia del terremoto, más una simulación estocástica que incorpore la contribución del campo cercano, intermedio y lejano en la modelación de la forma espectral de la fuente para la alta frecuencia (Figura 5.1.1), ya que trabajos previos solo consideran la aproximación de campo lejano en la simulación estocástica (Boore, 1983; Beresnev & Atkinson, 1997; Boore, 2003; Motazedian & Atkinson, 2005, Ghofrani & Atkinson, 2013; Otarola & Ruiz, 2016; Ruiz et al., 2018, entre otros). Además, se propone incorporar las características dinámicas de la ruptura sísmica en la modelación estocástica, considerando algún(os) parámetro(s) dinámico(s) obtenidos desde la inversión dinámica, con el objeto de obtener las características de la fuente sísmica en un amplio rango de frecuencias.

5.2. Marco Teórico y metodología propuesta

Desde Aki & Richard (2002), el campo de desplazamiento en un espacio elástico homogéneo, considerando un momento sísmico con dependencia temporal $M_0(t) = \mu \bar{u}(t)A$ (Figura 5.2.1), a una distancia r de la fuente, de densidad ρ , y con velocidades de ondas P y S dados por α y β , respectivamente, está dada por:

$$\begin{aligned} \mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = & \frac{1}{4 \pi \rho} A^N \frac{1}{r^4} \int_{\frac{r}{\alpha}}^{\frac{r}{\beta}} \tau M_0(t - \tau) d\tau \\ & + \frac{1}{4 \pi \rho \alpha^2} A^{IP} \frac{1}{r^2} M_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \frac{1}{4 \pi \rho \beta^2} A^{IS} \frac{1}{r^2} M_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \\ & + \frac{1}{4 \pi \rho \alpha^3} A^{FP} \frac{1}{r} \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \frac{1}{4 \pi \rho \beta^3} A^{FS} \frac{1}{r} \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \end{aligned} \quad (5.2.1)$$

en el cual, el campo cercano, el campo intermedio para ondas P y S, y el campo lejano para ondas P y S tienen los siguientes patrones de radiación

$$\begin{aligned} A^N &= 9 \sin 2\theta \cos \varphi \hat{\mathbf{r}} - 6(\cos 2\theta \cos \varphi \hat{\boldsymbol{\theta}} - \cos \theta \sin \varphi \hat{\boldsymbol{\phi}}) \\ A^{IP} &= 4 \sin 2\theta \cos \varphi \hat{\mathbf{r}} - 2(\cos 2\theta \cos \varphi \hat{\boldsymbol{\theta}} - \cos \theta \sin \varphi \hat{\boldsymbol{\phi}}) \\ A^{IS} &= -3 \sin 2\theta \cos \varphi \hat{\mathbf{r}} + 3(\cos 2\theta \cos \varphi \hat{\boldsymbol{\theta}} - \cos \theta \sin \varphi \hat{\boldsymbol{\phi}}) \\ A^{FP} &= 4 \sin 2\theta \cos \varphi \hat{\mathbf{r}} \\ A^{FS} &= \cos 2\theta \cos \varphi \hat{\boldsymbol{\theta}} - \cos \theta \sin \varphi \hat{\boldsymbol{\phi}} \end{aligned} \quad (5.2.2)$$

Donde la orientación de los vectores unitarios $\hat{\mathbf{r}}$, $\hat{\boldsymbol{\theta}}$ y $\hat{\boldsymbol{\phi}}$ se indica en la Figura 5.2.1. Por otro lado, la transformada de Fourier de la Ec. (5.2.1) está dada por (Madariaga et al., 2019)

$$\tilde{\mathbf{u}}(\mathbf{r}, \omega) = \frac{1}{4 \pi \rho r^2} \tilde{M}_0(\omega) \frac{A^N \beta^2}{\omega^2 r^2} \left[\left(\frac{i\omega r}{\alpha} + 1 \right) e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} - \left(\frac{i\omega r}{\beta} + 1 \right) e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \right]$$

$$\begin{aligned}
& + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \frac{1}{r^2} \tilde{M}_0(\omega) A^{IP} e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \frac{1}{r^2} \tilde{M}_0(\omega) A^{IS} e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \\
& + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{r} \tilde{M}_0(\omega) A^{FP} e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \frac{1}{r} \tilde{M}_0(\omega) A^{FS} e^{-\frac{i\omega r}{\beta}}
\end{aligned} \tag{5.2.3}$$

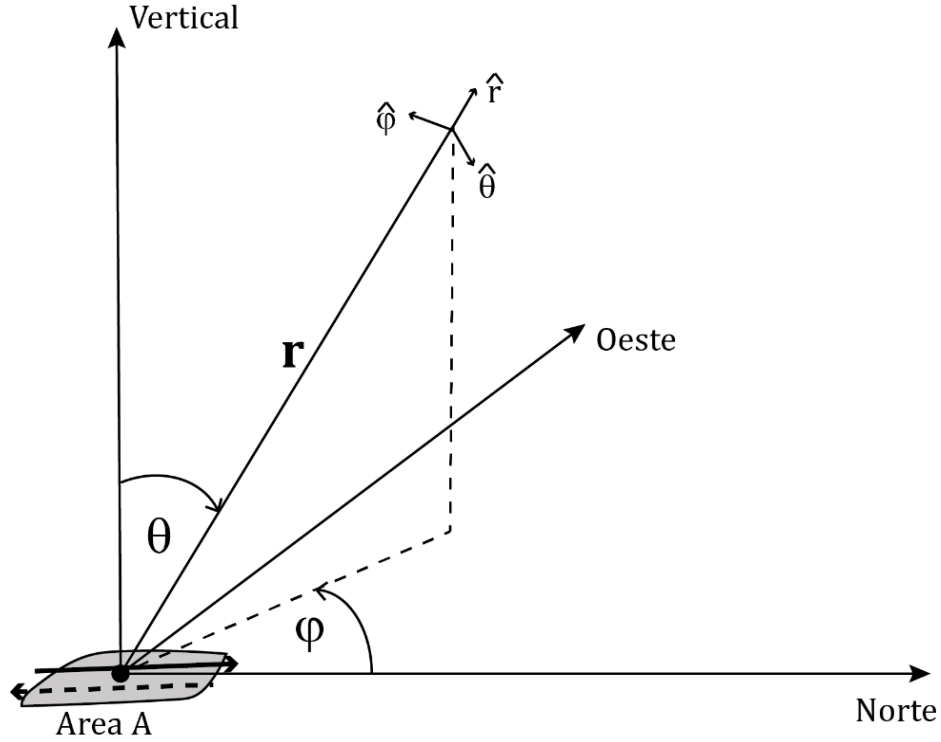


Figura 5.2.1 Figura modificada de Aki & Richard (2002). Se indican coordenadas cartesianas y esféricas para el análisis del desplazamiento radiado por una dislocación de corte de área A y un deslizamiento promedio \bar{u} .

Ahora bien, si se trabaja en aceleración la Ec. (5.2.3) se transforma en

$$\begin{aligned}
\tilde{\ddot{\mathbf{u}}}(\mathbf{r}, \omega) = & \frac{1}{4\pi\rho r^2} \frac{1}{r^2} \tilde{M}_0(\omega) \frac{A^N \beta^2}{\omega^2 r^2} \left[\left(\frac{i\omega r}{\alpha} + 1 \right) e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} - \left(\frac{i\omega r}{\beta} + 1 \right) e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \right] \\
& + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \frac{1}{r^2} \tilde{M}_0(\omega) A^{IP} e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \frac{1}{r^2} \tilde{M}_0(\omega) A^{IS} e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \\
& + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{r} \tilde{M}_0(\omega) A^{FP} e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \frac{1}{r} \tilde{M}_0(\omega) A^{FS} e^{-\frac{i\omega r}{\beta}}
\end{aligned} \tag{5.2.4}$$

Reemplazando la Ec. (5.2.2) en la Ec. (5.2.4) y separando por componente se cumple

$$\begin{aligned} \tilde{\mathbf{u}}_r(\mathbf{r}, \omega) = & \left\{ \frac{9}{4\pi\rho r^2} \tilde{M}_0(\omega) \frac{\beta^2}{\omega^2 r^2} \left[\left(\frac{i\omega r}{\alpha} + 1 \right) e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} - \left(\frac{i\omega r}{\beta} + 1 \right) e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \right] + \right. \\ & \frac{1}{\pi\rho\alpha^2 r^2} \tilde{M}_0(\omega) e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} - \frac{3}{4\pi\rho\beta^2 r^2} \tilde{M}_0(\omega) e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} + \\ & \left. \frac{1}{\pi\rho\alpha^3 r} \tilde{M}_0(\omega) e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} \right\} \text{Sin } 2\theta \text{ Cos } \varphi \hat{\mathbf{r}} \end{aligned} \quad (5.2.5)$$

$$\begin{aligned} \tilde{\mathbf{u}}_\theta(\mathbf{r}, \omega) = & \left\{ -\frac{3}{2\pi\rho r^2} \tilde{M}_0(\omega) \frac{\beta^2}{\omega^2 r^2} \left[\left(\frac{i\omega r}{\alpha} + 1 \right) e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} - \left(\frac{i\omega r}{\beta} + 1 \right) e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \right] - \right. \\ & \frac{1}{2\pi\rho\alpha^2 r^2} \tilde{M}_0(\omega) e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} + \frac{3}{4\pi\rho\beta^2 r^2} \tilde{M}_0(\omega) e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} + \\ & \left. \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r} \tilde{M}_0(\omega) e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \right\} \text{Cos } 2\theta \text{ Cos } \varphi \hat{\boldsymbol{\theta}} \end{aligned} \quad (5.2.6)$$

$$\begin{aligned} \tilde{\mathbf{u}}_\varphi(\mathbf{r}, \omega) = & \left\{ \frac{3}{2\pi\rho r^2} \tilde{M}_0(\omega) \frac{\beta^2}{\omega^2 r^2} \left[\left(\frac{i\omega r}{\alpha} + 1 \right) e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} - \left(\frac{i\omega r}{\beta} + 1 \right) e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \right] + \right. \\ & \frac{1}{2\pi\rho\alpha^2 r^2} \tilde{M}_0(\omega) e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} - \frac{3}{4\pi\rho\beta^2 r^2} \tilde{M}_0(\omega) e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} - \\ & \left. \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r} \tilde{M}_0(\omega) e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \right\} \text{Cos } \theta \text{ Sin } \varphi \hat{\boldsymbol{\varphi}} \end{aligned} \quad (5.2.7)$$

Donde

$$\tilde{\mathbf{u}}(\mathbf{r}, \omega) = \tilde{\mathbf{u}}_r(\mathbf{r}, \omega) + \tilde{\mathbf{u}}_\theta(\mathbf{r}, \omega) + \tilde{\mathbf{u}}_\varphi(\mathbf{r}, \omega) \quad (5.2.8)$$

Por otra parte, si como primera aproximación se considera la función fuente de Brune (1970), se tiene que

$$\dot{M}_0(t) = M_0 \omega_0^2 t e^{-\omega_0 t} H(t) \quad (5.2.9)$$

Cuya transformada de Fourier (Madariaga et al., 2019) y amplitud de Fourier son

$$\tilde{M}_0(\omega) = \frac{M_0}{\left(1 + \frac{i\omega}{\omega_c}\right)^2} \quad (5.2.10)$$

y

$$\left| \tilde{M}_0(\omega) \right| = \frac{M_0}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_c}\right)^2} \quad (5.2.11)$$

respectivamente, donde ω_c es la frecuencia angular de esquina. Luego, por propiedad de las transformadas de Fourier se cumple

$$TF \left[\frac{\partial^n f(r,t)}{\partial t^n} \right] = (i\omega)^n \tilde{f}(r, \omega) \quad (5.2.12)$$

de manera que aplicando (5.2.12) a (5.2.10) se satisface que

$$\tilde{M}_0(\omega) = (i\omega) \frac{M_0}{\left(1 + \frac{i\omega}{\omega_c}\right)^2} \quad (5.2.13)$$

y

$$\tilde{M}_0(\omega) = (i\omega)^2 \frac{M_0}{\left(1 + \frac{i\omega}{\omega_c}\right)^2} \quad (5.2.14)$$

Pudiéndose usar las Ecs. 5.2.13-14 en las Ecs. 5.2.5-7. De esta manera, se podrían simular acelerogramas usando una metodología estocástica similar a la propuesta por Otarola & Ruiz (2016), pero esta vez considerando el campo cercano, intermedio y lejano a través de las componentes $\tilde{\mathbf{u}}_r(\mathbf{r}, \omega)$, $\tilde{\mathbf{u}}_\theta(\mathbf{r}, \omega)$ y $\tilde{\mathbf{u}}_\varphi(\mathbf{r}, \omega)$, en vez de solo el campo lejano con ondas P, SV y SH (Otarola & Ruiz, 2016; Ruiz et al., 2018, adjuntos en Apéndice E).

La Figura 5.2.2 ilustra los principales pasos para generar acelerogramas ocupando el modelo de falla finita modificado propuesto por Otarola & Ruiz (2016). En (a) se genera ruido blanco Gaussiano como primer paso para modelar ondas P, SV y SH, las cuales son producidas por cada subfuente. En (b) se modula este ruido por alguna envolvente deseada. En (c) se aplica una TF discreta al ruido blanco Gaussiano, y luego éste es normalizado. Cabe señalar que en la Figura solo se muestra la amplitud de Fourier de este ruido espectral normalizado. En (d) se le da forma al ruido espectral normalizado, multiplicando éste por un modelo $\omega^{-\gamma}$ ($\gamma = 2$ corresponde a un modelo de Brune) en aceleración, incorporando factores que permitan hacer una descomposición en componentes radial, vertical y tangencial. En (e) a través de una TF discreta inversa, se generan acelerogramas sintéticos para cada subfuente. En (f) se rotan las componentes radial, tangencial y vertical asociada a cada subfuente para dejarlas en componentes este-oeste, norte-sur y vertical, de manera de poder sumar sin problemas la contribución de las ondas P, SV y SH producidas por cada subfuente. Además, se han considerado los respectivos retardos en el tiempo debidos al proceso de ruptura y al viaje de las ondas desde cada subfuente al receptor. En (g) se suma la contribución de las ondas P, SV y SH a la aceleración total en la estación, en componentes este-oeste, norte-sur y vertical, respectivamente. En (h) se compara con el respectivo acelerograma observado.

El método estocástico que se propone en este capítulo considera pasos muy similares a los descritos en la Figura 5.2.2, pero en vez de utilizar expresiones teóricas de ondas P, SV y SH en la aproximación de campo lejano (Otarola & Ruiz, 2016; Ruiz et al., 2018) para darle la forma al ruido espectral normalizado en (d), se utilizarían las Ecs. 5.2.5-7 considerando la atenuación anelástica y el efecto de superficie libre correspondiente. Además, se propone utilizar una modelación en roca en primera instancia, de manera de despreciar el efecto de la amplificación del suelo. Luego, a través de una TF discreta inversa volver al dominio del tiempo y rotar las aceleraciones en las componentes r, θ y φ , para dejarlas en componentes este-oeste, norte-sur y vertical y así poder sumar la contribución de cada subfuente a la aceleración total incorporando los tiempos de retraso producto del proceso de ruptura.

Por último, se propone extender el trabajo desarrollado en capítulos previos considerando una simulación híbrida, la cual considere una simulación determinista obtenida desde las inversiones dinámicas (capítulos 2 y 3) y la simulación estocástica descrita anteriormente (Figura 5.1.1 y 5.2.2). Permitiendo incorporar algunos parámetros obtenidos desde la inversión dinámica en el modelo estocástico (caída de esfuerzo, esfuerzo actuando en la zona de nucleación, etcétera).

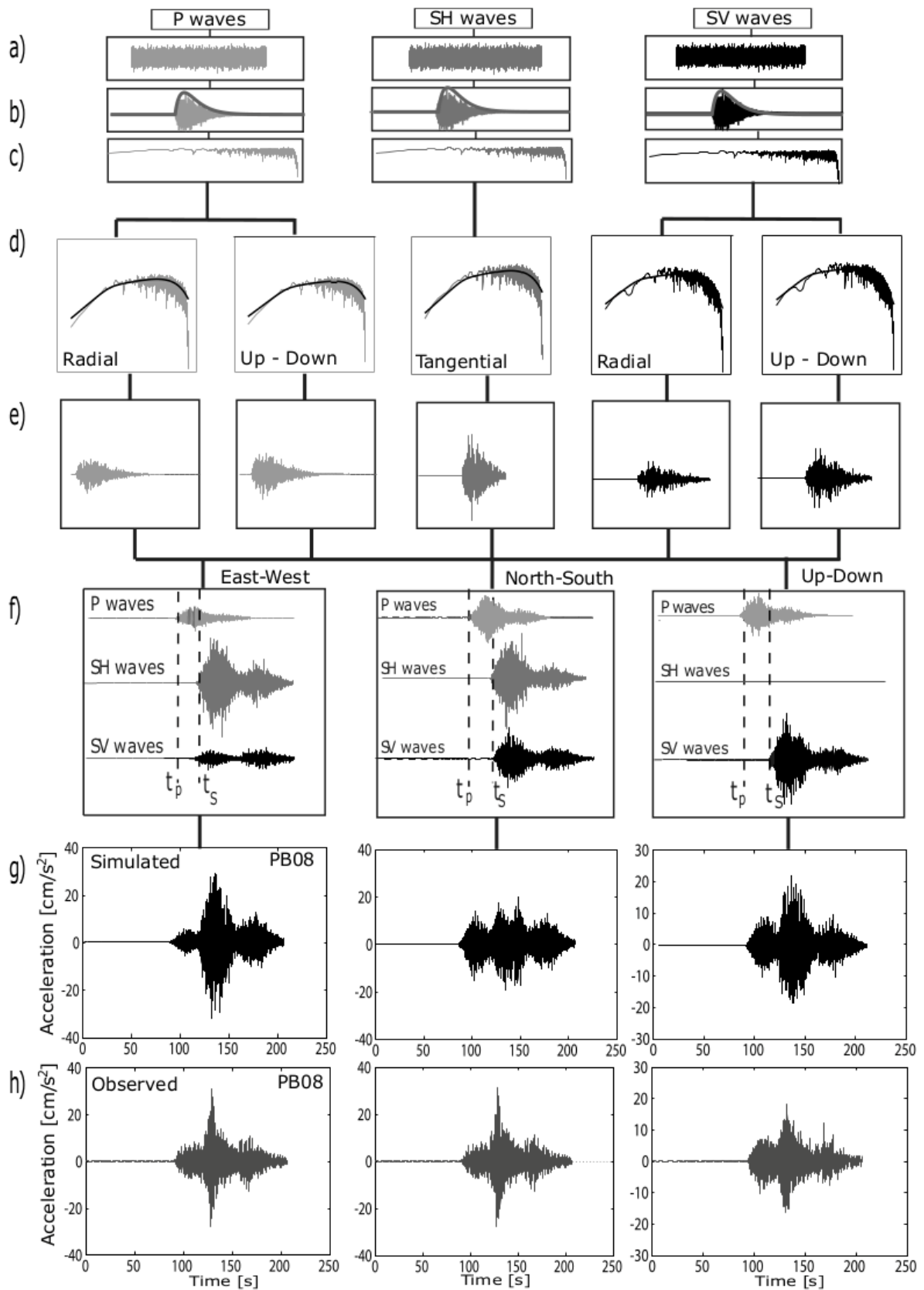


Figura 5.2.2 Figura extraída de Otarola & Ruiz (2016), en la que se indican los principales pasos para la construcción de acelerogramas artificiales.

5.3. Discusión y conclusiones

El nuevo enfoque de simulación estocástica propuesto en este capítulo, busca incorporar el campo cercano, intermedio y lejano ilustrados en las Ecs. 5.2.1-3, ya que como muestra la observación, sobre todo en terremotos de importante magnitud, observados en distancias epicentrales cercanas, la forma espectral del terremoto en desplazamiento, no se ajusta al clásico modelo de Brune (1970), el cual predice un decaimiento proporcional a ω^{-2} para frecuencias mayores a la frecuencia de esquina (Madariaga et al., 2019). Por consiguiente, es de gran importancia poder incorporar todos los campos presentes cuando se busca realizar una simulación de acelerogramas en distancias cercanas al hipocentro del terremoto. Por otra parte, esta nueva propuesta metodológica de simulación estocástica, la cual es una modificación de Otárola & Ruiz (2016), aún necesita ser validada mediante su aplicación en terremotos que muestren espectros que no se ajusten al clásico modelo omega-cuadrado, para estaciones ubicadas cerca de la fuente y en roca. Esto último con la finalidad de despreciar en primera instancia los efectos de la amplificación del suelo y así solo centrarse en los efectos de fuente y trayectoria de las ondas sísmicas. Se estima que este nuevo enfoque de simulación estocástica permitirá abordar de mejor forma lo observado, especialmente en terremotos Chilenos, ya que se ha mostrado que la influencia de los campos cercanos e intermedio no es despreciable, tal como quedó evidenciado con el terremoto de Iquique de 2014, Mw 8.2, donde el campo lejano mostró ser dominante solo en distancias mayores a 219 km (Madariaga et al., 2019), lo cual cobra especial relevancia cuando se busca modelar la forma espectral de la fuente sísmica en alta frecuencia ($f > f_c$, ver Figura 5.1.1).

Por consiguiente, en caso de obtenerse buenos resultados con la metodología estocástica propuesta, se estiman buenas perspectivas en el desarrollo de inversiones estocásticas de la fuente sísmica, ya que gran parte de la dificultad en la simulación estocástica radica en la correcta modelación de la forma espectral de la fuente. Por otra parte, ya sea para la elaboración de una metodología estocástica que permita realizar simulación de acelerogramas o de inversión de la fuente sísmica, por motivos de simplificación y eficiencia parece útil valerse de cierta información proveniente de la inversión determinista (como la realizada en esta tesis). Un ejemplo de este tipo de información sería la caída de esfuerzo del terremoto. Esto permitiría, por ejemplo, realizar la inversión estocástica centrándose solo en la búsqueda de zona(s) o aspereza(s) donde se estaría generando la radiación de alta frecuencia del terremoto, la cual podría no coincidir con la(s) zona(s) o aspereza(s) que genera(n) la radiación de ondas de baja frecuencia, inferidas desde la inversión de fuente teórico-determinista.

Finalmente, se estima que una modelación híbrida permitiría una mejor comprensión de los terremotos en un mayor rango de frecuencias (Figura 5.1.1), ya que la simulación estocástica propuesta podría ser un buen complemento a lo que pueden ofrecer los modelos teórico-deterministas. Específicamente, se estaría combinando información proveniente de radiación de ondas de baja frecuencia (modelo teórico-determinista), con información de ondas de alta frecuencia (modelo estocástico), lo cual permitiría inferir las características de la fuente sísmica en un amplio rango de frecuencias; permitiendo así una mejor comprensión del terremoto, ya que se estima que la consideración del campo cercano, intermedio y lejano en la modelación estocástica será una mejor aproximación a lo observado que la sola consideración de la aproximación de campo lejano en la simulación estocástica. Al menos para estaciones cercanas al epicentro y fuente del terremoto, ya que como se ha comentado anteriormente, el efecto del campo cercano e intermedio han mostrado no ser despreciables cuando se está modelando estocásticamente la alta frecuencia generada por un terremoto (frecuencias mayores a la frecuencia

de esquina; Figura 5.1.1), en distancias cercanas a la fuente sísmica. Además, sería un paso importante hacia la simulación de acelerogramas considerando potenciales escenarios de ruptura.

6. Bibliografía

- An, C., Sepulveda, I. & Liu, P.L.-F., 2014. Tsunami source and its validation of the 2014 Iquique, Chile Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3988–3994, doi:10.1002/2014GL060567.
- Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171 (3), 329-334.
- Archuleta, R. and S.M. Day (1980). Dynamic rupture in a layered medium: the 1966 Parkfield earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80
- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., & Monfret, T. 2004. Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(8), 759–768.
- Bouchon, M. 1981. A simple method to calculate green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4):959–971.
- Byrne, D.E., Davis, D.M., Sykes, L.R., 1988. Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics* 7 (4), 833–857. doi:10.1029/TC007i004p00833.
- Boore, D. M. and J. Boatwright (1984). Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1615-1621.
- Boore, D. M. (2003). Simulation of ground motion using the stochastic method, *Pure and Applied Geophysics* 160, 635-675.
- Brune, J. N. (1970), Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4997–5009. doi:10.1029/JB075i026p04997.
- Chapple, W., & Forsyth, D. 1979. Earthquakes and bending of plates at trenches. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 84(B12), 6729–6749.
- Cesca, S., Grigoli, F., Heimann, S., Dahm, T., Kriegerowski, M., Sobiesiak, M., Tassara, C., Olcay, M., 2016. The M w 8.1 2014 Iquique, Chile, seismic sequence: a tale of foreshocks and aftershocks. *Geophys. J. Int.* 204 (3), 1766–1780. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv544>
- Cotton, F. and M. Campillo (1995b). Stability of rake: an evidence to partial stress-drop during the 1992 Landers earthquake? *Geophys. Res. Lett.* 22, 1921-1924.
- Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E., Scherwath, M., & Heesemann, M. 2007. Alteration of the subducting oceanic lithosphere at the southern central Chile trench–outer rise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(7).
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I. et al. Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nature Geosci* 5, 342–345 (2012). <https://doi.org/10.1038/ngeo1447>
- Contreras-Reyes, E., Maksymowicz, A., Lange, D., Grevemeyer, I., Muñoz-Linford, P. & Moscoso, E., 2017. On the relationship between structure, morphology and large coseismic slip: a

case study of the Mw 8.8 Maule, Chile 2010 earthquake, *Earth planet. Sci. Lett.*, 478, 27–39. doi:10.1016/j.epsl.2017.08.028

COUTANT, O. (1990), Programme de Simulation numérique AXITRA, Rapport LGIT, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

Das, S. & K. Aki 1977. Fault plane with barriers: a versatile earthquake model. *Journal of geophysical research*, 82(36):5658–5670.

Day, S.M. (1982a). Three-dimensional finite difference simulation of fault dynamics: rectangular faults with fixed rupture velocity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 795-727.

Day, S.M. (1982b). Three-dimensional simulation of spontaneous rupture: the effect of non-uniform prestress. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 1881-1902.

Di Carli, S., Francois-Holden, C., Peyrat, S. & Madariaga, R., 2010. Dynamic inversion of the 2000 Tottori earthquake based on elliptical subfault approximations, *J. geophys. Res.*, 115(B12), doi:10.1029/2009JB006358.

Díaz-Mojica, J., V. M. Cruz-Atienza, R. Madariaga, S. K. Singh, J. Tago and A. Iglesias. Dynamic Source Inversion of the M6.5 Intermediate-Depth Zumpango Earthquake in central Mexico: a Parallel Genetic Algorithm. *Journal of Geophysical Research*, 119, 7768-7785, doi:10.1002/2013JB010854, 2014.

Duputel, Z., Jiang, J., Jolivet, R., Simons, M., Rivera, L., Ampuero, J.-P., Riel, B., Owen, S. E., Moore, A. W., Samsonov, S. V., et al. (2015), The Iquique earthquake sequence of April 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 7949– 7957, doi:10.1002/2015GL065402

Eshelby JD (1957) The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems. *Proc Roy Soc A* 241:376–396

Gallovič, F., Valentová, L., Ampuero, J.-P., & Gabriel, A.-A. (2019). Bayesian dynamic finite-fault inversion: 1. Method and synthetic test. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 6949– 6969. <https://doi.org/10.1029/2019JB017510>

Gallovič, F., & Valentová, L. (2020). Earthquake stress drops from dynamic rupture simulations constrained by observed ground motions. *Geophysical Research Letters*, 47, e2019GL085880. <https://doi.org/10.1029/2019GL085880>

Geersen, J., Ranero, C.R., Kopp, H., Behrmann, J.H., Lange, D., Klaucke, I., Barrientos, S., Diaz-Naveas, J., Barckhausen, U., Reichert, C., 2018. Does permanent extensional deformation in lower forearc slopes indicate shallow plate-boundary rupture? *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 489, Pages 17-27, ISSN 0012-821X, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.030>.

González, G., Salazar, P., Loveless, J.P., Allmendinger, R.W., Aron, F., Shrivastava, M., 2015. Upper plate reverse fault reactivation and the unclamping of the megathrust during the 2014 northern Chile earthquake sequence. *Geology* 43 (8), 671–674. DOI: 10.1130/G36703.1

Guatteri, M. and P. Spudich (1998). What can strong motion data tell us about slip-weakening

fault-friction laws? Bull. Seismol. Soc. Am. 90, 98-116.

Hanks, T. C., and H. Kanamori (1979). A moment magnitude scale, *Journal of Geophysical Research*, 84, 5, 2348 - 2350, 9B0059, doi:10.1029/JB084iB05p02348.

Hayes, G. P., Wald, D. J., and Johnson, R. L. (2012), Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *J. Geophys. Res.*, 117, B01302, doi:10.1029/2011JB008524.

Herrera, C. (2016). Tesis de Magíster. Inversión cinemática y dinámica de la fuente sísmica de terremotos intraplaca de profundidad intermedia en zonas de subducción. Santiago, Chile.

Herrera, C., Ruiz, S., Madariaga, R., Poli, P. (2017). Dynamic inversion of the 2015 Jujuy earthquake and similarity with other intraslab events. *Geophysical Journal International*. doi:10.1093/gji/ggx056

Husen, S., E. Kissling, E. Flueh, & G. Asch 1999. Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting nazca plate in northern chile using a combined on-/offshore network. *Geophysical Journal International*, 138(3):687–701. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00893.x>

Ida, Y. (1972), Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, 77(20), 3796– 3805, doi:10.1029/JB077i020p03796.

Kanamori, H. & D. L. Anderson 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(5):1073–1095.

Kanamori, H. & G. Schubert 2007. *Treatise on geophysics: Earthquake seismology*. Elsevier.

Kato, A., Fukuda, J., Kumazawa, T. et al. Accelerated nucleation of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.2 Earthquake. *Sci Rep* 6, 24792 (2016).

Kendrick, E., Bevis, M., Smalley-Jr., R., Brooks, B., Vargas, R. Barriga, Lauría, E., & Fortes, L. P. S. 2003. The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125 – 131.

Keylis-Borok BV (1959) On the estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions. *Ann Geofisica* 12:205–214

Lay, T., Yue, H., Brodsky, E. E., and An, C. (2014), The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3818– 3825, doi:10.1002/2014GL060238.

Leon-Ríos, S., Ruiz, S., Maksymowicz, A., Leyton, F., Fuenzalizada, A. & Madariaga, R., 2016. Diversity of the Iquique's foreshocks and aftershocks: a clue about complex rupture process of a Mw 8.1 earthquake, *J. Seismol.*, 20, 1059–1073. DOI:10.1007/s10950-016-9568-6.

Leyton, F., Ruiz, J., Campos, J., and Kausel, E., *Intraplate and Interplate Earthquakes in Chilean Subduction Zone: A Theoretical and Observational Comparison, Physical of the Earth and Planetary Interior*, Volume 175, Issues 1-2, June 2009, Pages 37-46, doi:10.1016/j.pepi.2008.03.017, 2009.

- Leyton, F., Pasten, C., Ruiz, S., Idini, B. and Rojas, F. (2018a). Empirical Site Classification of the CSN network using Strong-Motion records. *Seismological Research Letters*. doi:10.1785/0220170167
- Leyton, F., Leopold, A., Hurtado, G., Pasten, C., Ruiz, S., Montalva, G. and Saez, E. (2018b). Geophysical Characterization of the Chilean Seismological Stations: First Results. *Seismological Research Letters*. doi:10.1785/022017015
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P. & Berge-Thierry, C., 2000. Probabilistic earthquake location in 3D and layered models, in *Advances in Seismic Event Location*, pp. 101–134, eds Thurber, C.H. & Rabinowitz, N., Springer.
- Madariaga, R., Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 163-182, 1976
- Madariaga, R., Olsen, K.B. and R.J. Archuleta, Modeling dynamic rupture in a 3D earthquake fault model, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, 1182-1197, 1998.
- Madariaga, R. 1998. Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, 221.
- Madariaga, R. & K. B. Olsen 2000. Criticality of rupture dynamics in 3-d. *Pure and Applied Geophysics*, 157(11- 12):1981–2001.
- Madariaga, R. & K.B. Olsen, Earthquake Dynamics, Chapter 7 of *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* >edited by W.H.K. Lee, H. Kanamori and P.C. Jennings, 2002.
- Madariaga, R., Ruiz, S. Earthquake dynamics on circular faults: a review 1970–2015. *J Seismol* 20, 1235–1252 (2016). <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9590-8>
- Madariaga, R., Ruiz, S., Rivera, E. et al. Near-Field Spectra of Large Earthquakes. *Pure Appl. Geophys.* 176, 983–1001 (2019). <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1983-x>
- Maksymowicz, A., Chadwell, D., Ruiz, J., Tréhu, A., Contreras-Reyes, E., Weinrebe, W., Díaz-Naveas, J., Gibson, J.C., Lonsdale, P., Tryon, M.D., 2017. Coseismic seafloor deformation in trench region during the Maule Mw8.8 megathrust earthquake. *Sci. Rep.* <http://dx.doi.org/10.1038/srep45918>
- Makysmowicz, A., Ruiz, J., Vera, E., Contreras-Reyes, E., Ruiz, S., Arriagada, C., Bonvalot, S., Bascuñan, S. (2018) Heterogeneous structure of the Northern Chile marine fore-arc and its relation to the rupture of the 2014 Mw 8.2 Iquique earthquake and the currents seismic gaps. *Geophysical Journal International* doi: 10.1093/gji/ggy325
- Métois, M., Vigny, C. & Socquet, A. Interseismic Coupling, Megathrust Earthquakes and Seismic Swarms Along the Chilean Subduction Zone (38°–18°S). *Pure Appl. Geophys.* 173, 1431–1449 (2016). <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1280-5>
- Mirwald, A., V. M. Cruz-Atienza, J. Díaz-Mojica, A. Iglesias, S. K. Singh, C. Villafuerte and J. Tago. The September 19, 2017 (Mw7.1), intermediate-depth Mexican earthquake: a slow and

energetically inefficient deadly shock. *Geophysical Research Letters*, 46, doi.org/10.1029/2018GL080904, 2019.

Molnar, P. and M. Wyss (1972). Moments, source dimensions and stress drops of shallow-focus earthquakes in the Tonga-Kermadec arc, *Phys. Earth Planet. Interiors* 6, 263-278. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(72\)90010-6](https://doi.org/10.1016/0031-9201(72)90010-6).

Moscoso, E., Grevemeyer, I., Contreras-Reyes, E., Flueh, E.R., Dzierma, Y., Rabbel, W., Thorwart, M., 2011. Revealing the deep structure and rupture plane of the 2010 Maule, Chile earthquake (Mw = 8.8) using wide angle seismic data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 307, 147–155. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.025>.

Omori, F. 1894. Investigation of aftershocks. *Rep. Earthquake Inv. Comm*, 2, 103–139.

Otarola, C. and Ruiz, S. (2016) Stochastic Generation of Accelerograms for Subduction Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 106, No6, doi: 10.1785/0120150262

Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn E., Campos, J., Asch, G. and Vilotte, J.P. Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophys. J. Int.* 182, 1411-1430, 2010

Ruiz J., Maksymowicz A., Ortega-Culaciati F., Rivera L., Comte D., (2019). Source characteristics of the March 16, 2014 Mw 6.7 earthquake and its implications for the Mw 8.2 Pisagua mainshock, *Tectonophysics*, Volume 767, 2019, 228170, ISSN 0040-1951, doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228170.

Ruiz, S. and Madariaga, R. (2011). Determination of the friction law parameters of the Mw 6.7 Michilla earthquake in northern Chile by dynamic inversion. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L09317, doi:10.1029/2011GL047147

Ruiz, S and Madariaga, R. (2013) Kinematic and Dynamic Inversion of the 2008 Northern Iwate Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 103, No. 2A, pp. 694-708, 2013, doi: 10.1785/010120056

Ruiz, S., M. Metois, A. Fuenzalida, J. Ruiz, F. Leyton, R. Grandin, C. Vigny, R. Madariaga, J. Campos. (2014) Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, 345, 1165-1169, DOI: 10.1126/science.1256074

Ruiz, S., Aden-Antoniow, F., Baez, J.C., Otárola, C., Potin, B., del Campo, F., Poli, P., Flores, C., Satriano, C., Leyton, F., Madariaga, R. and Bernard, P. (2017). Nucleation phase and dynamic inversion of the Mw 6.9 Valparaíso 2017 earthquake in Central Chile. *Geophysical Research Letters*. doi: 10.1002/2017GL075675

Ruiz, S. and Madariaga, R. (2018). Historical and Recent Large Megathrust Earthquakes in Chile. *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2018.01.015

- Ruiz, S., Ojeda, J., Pasten, C., Otarola, C., Silva, R. (2018) Stochastic strong motion simulation in borehole and on surface for the Mw 9.0 Tohoku-Oki 2011 mega-thrust earthquake considering P, SV and SH amplification transfer functions. *Bulletin of the Seismological Society of America* doi: 10.1785/0120170342
- Sambridge, M. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space, *Geophysical Journal International*, Volume 138, Issue 2, August 1999, Pages 479–494, <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x>
- Scholz, C.H., 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2nd edn. Cambridge Univ. Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/9781316681473>
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S. et al. Gradual unlocking of plate boundary-controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature* 512, 299–302 (2014). <https://doi.org/10.1038/nature13681>
- Sykes, L., Sbar, M. Intraplate Earthquakes, Lithospheric Stresses and the Driving Mechanism of Plate Tectonics. *Nature* 245, 298–302 (1973). <https://doi.org/10.1038/245298a0>
- Socquet, A., Valdes, J. P., Jara, J., Cotton, F., Walpersdorf, A., Cotte, N., Specht, S., Ortega-Culaciati, F., Carrizo, D., and Norabuena, E. (2017), An 8-month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 4046– 4053, doi:10.1002/2017GL073023.
- Soto, H., Sippl, C., Schurr, B., Kummerow, J., Asch, G., Tilmann, F., Comte, D., Ruiz, S. and Oncken, O., (2019). Probing the Northern Chile megathrust with seismicity - The 2014 M8.1 Iquique earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* doi:10.1029/2019JB017794
- Spudich, P. (1992). On the inference of absolute stress levels from seismic radiation. *Tectonophysics*. 211, 99-106.
- Stein, S., & Wysession, M. 2009. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons
- Vallée, M., Bouchon, M. Imaging coseismic rupture in far field by slip patches, *Geophysical Journal International*, Volume 156, Issue 3, March 2004, Pages 615–630, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02158.x>
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J. C., Madariaga, R., Campos, J., & Alvarez, M. 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1), 86–95.
- Virieux, J. and R. Madariaga (1982). Dynamic faulting studied by a finite difference method..*Bull. Seismol. Soc. Am.*72, 345-369.
- Virieux, J. (1986). P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress @nite-difference method.*Geophysics*51,889-901.

Wang, K., Hu, Y., 2006. Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: the theory of dynamic Coulomb wedge. *J. Geophys. Res.* 111, B06410. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB004094>.

Wells, R.E., Blakely, R.J., Sugiyama, Y., Scholl, D.W., Dinterman, P.A., 2003. Basincentered asperities in great subduction zone earthquakes: a link between slip, subsidence, and subduction erosion? *J. Geophys. Res.* 108 (B10), 250. dx.doi.org/10.1029/2002JB002072

7. Apéndice

A. Modelo de falla de cizalla en medio elástico

Las siguientes subsecciones son abordadas en el trabajo de Madariaga & Olsen (2002)

A.1. Ecuación de ondas

Consideremos la ecuación de ondas elástica 3D

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} \quad (\text{A.1.1})$$

donde $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ es el vector campo de desplazamiento, una función de tanto la posición \mathbf{x} como el tiempo t , y $\rho(\mathbf{x})$ es la densidad del medio elástico. Asociado con el campo de desplazamiento \mathbf{u} el tensor de esfuerzo $\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{x}, t)$ es definido por

$$\boldsymbol{\sigma} = \lambda \nabla \cdot \mathbf{u} \mathbf{I} + \mu [(\nabla \mathbf{u}) + (\nabla \mathbf{u})^T] \quad (\text{A.1.3})$$

donde $\lambda(\mathbf{x})$ y $\mu(\mathbf{x})$ son las constantes elásticas de Lamé. \mathbf{I} es la matriz identidad, y el superíndice T indica matriz transpuesta. Este sistema puede transformarse en una formulación de velocidad-esfuerzo más simétrica (Madariaga, 1976; Virieux & Madariaga, 1982; Virieux, 1986):

$$\rho \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{v} = \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} + \mathbf{f} \quad (\text{A.1.3})$$

$$\rho \frac{\partial}{\partial t} \boldsymbol{\sigma} = \lambda \nabla \cdot \mathbf{v} \mathbf{I} + \mu [(\nabla \mathbf{v}) + (\nabla \mathbf{v})^T] + \dot{\mathbf{m}}$$

donde $\mathbf{v}(\mathbf{x}, t)$ es el vector de la velocidad de la partícula; $\mathbf{f}(\mathbf{x})$ y $\mathbf{m}(\mathbf{x})$ son las distribuciones de fuerza y momento de la fuente, respectivamente.

A.2. Condiciones de borde del deslizamiento en la falla

Por simplicidad y debido a limitaciones en el método numérico, en este trabajo se se asume una falla plana, horizontal y perpendicular al eje z en un medio elástico. Debido a la inestabilidad friccional, la zona de ruptura puede extenderse a lo largo de la falla; sea $\Gamma(t)$ la zona de ruptura en un tiempo t . En general, $\Gamma(t)$ es una colección de una o más zonas de ruptura propagándose en la falla.

La principal característica de la ruptura sísmica es que, en cualquier punto \mathbf{x} dentro de la zona de ruptura $\Gamma(t)$, el desplazamiento y la velocidad de la partícula son discontinuos.

Consideremos así el vector deslizamiento a través de la falla como

$$\mathbf{D}(\mathbf{x}, t) = \mathbf{u}^+(\mathbf{x}^+, t) - \mathbf{u}^-(\mathbf{x}^-, t) \quad (\text{A.2.1})$$

es decir, el salto en desplazamiento entre los lados positivo y negativos de la falla. Mencionar que la notación \mathbf{x}^\pm indica un punto inmediatamente sobre y bajo la falla, y \mathbf{u}^\pm son los correspondientes desplazamientos.

El deslizamiento \mathbf{D} es asociado a través de la solución de la ecuación de ondas (Ec. A.1.3) con el cambio en la tracción $\mathbf{T} = \boldsymbol{\sigma} \cdot \hat{\mathbf{e}}_z = [\sigma_{zx}, \sigma_{yz}, \sigma_{zz}]$ a través de la falla, donde $\hat{\mathbf{e}}_z$ corresponden un vector unitario normal a la falla. De la siguiente manera

$$\Delta \mathbf{T}(\mathbf{x}, t) = \Delta \boldsymbol{\Sigma}[\mathbf{D}], \quad \text{para } \mathbf{x} \in \Gamma(t) \quad (\text{A.2.2})$$

donde $\Delta \boldsymbol{\Sigma}[\mathbf{D}]$ es una notación abreviada para un funcional de \mathbf{D} y sus derivadas espaciales y temporales.

A.3. Fricción

La principal suposición en la dinámica de la fuente sísmica es que la tracción a través de la falla se puede relacionar al deslizamiento en el mismo punto a través de una ley de fricción que puede ser expresada en forma general como

$$\mathbf{T}(\mathbf{D}, \dot{\mathbf{D}}, \theta_i) = \mathbf{T}_{total} \quad (\text{A.3.1})$$

De manera que la fricción \mathbf{T} es una función de al menos el deslizamiento. Aunque una creciente cantidad de evidencia experimental muestra que es también una función de la tasa de deslizamiento $\dot{\mathbf{D}}$ y varias variables de estado indicadas como θ_i , con $i = 1, \dots, N$. La tracción que aparece en la ley de fricción es la tracción total (\mathbf{T}_{total}) en la falla, la cual puede ser expresada como la suma del esfuerzo preexistente ($\mathbf{T}^0(\mathbf{x})$) y el cambio de esfuerzo ($\Delta \mathbf{T}(\mathbf{x}, t)$) debido al deslizamiento en el plano de falla obtenido desde la Ec. A.2.2. El esfuerzo preexistente puede ser causado por la carga tectónica debida a las deformaciones interna de la placa, movimiento de placas, etc., y por el campo de esfuerzo residual que se mantuvo desde eventos previos en la falla y su vecindad.

Usando la Ec. A.2.2, se puede formular explícitamente la ley de fricción en la falla (Ec. A.3.1):

$$\mathbf{T}(\mathbf{D}, \dot{\mathbf{D}}, \theta_i) = \Delta \mathbf{T}(\mathbf{x}, t) + \mathbf{T}^0(\mathbf{x}), \quad \text{para } \mathbf{x} \in \Gamma(t) \quad (\text{A.3.2})$$

la cual corresponde a su forma vectorial. Para el apropiado estudio de la falla de cizalla es necesario escribir la Ec. (A.3.2) como un sistema de dos ecuaciones. Archuleta & Day (1980), Day (1982a,b), y Spudich (1992) usaron una muy simple aproximación, la cual ha sido refinada, asumiendo que la tasa de deslizamiento y la tracción satisfacen:

$$\mathbf{T}(\mathbf{D}, \dot{\mathbf{D}}, \theta_i) = -T(D, \dot{D}, \theta_i) \hat{\mathbf{e}}_v \quad (\text{A.3.3})$$

donde $\hat{\mathbf{e}}_v = \dot{\mathbf{D}}/\|\dot{\mathbf{D}}\|$ es un vector unitario en la dirección de la tasa de deslizamiento instantánea. Con esta suposición, la condición de borde reduce la Ec. (A.3.2) a la siguiente forma especial

$$-T(D, \dot{D}, \theta_i) \hat{\mathbf{e}}_v = \Delta \mathbf{T}(\mathbf{x}, t) + \mathbf{T}^0(\mathbf{x}), \quad \text{para } \mathbf{x} \in \Gamma(t) \quad (\text{A.3.4})$$

La Figura A.3.1 muestra el diagrama vectorial implícito en esta ecuación. El único vector fijo en este diagrama es el esfuerzo preexistente, el cual se asume conocido. La fricción y la tasa de deslizamiento aplican en la misma dirección, pero diferente sentido. El cambio de esfuerzo o tracción ($\Delta \mathbf{T}$) en general no es paralelo al esfuerzo preexistente ni a la fricción (Figura A.3.1a). Algunos estudios (Spudich, 1992; Cotton & Canapillo, 1995) han mostrado que las direcciones de deslizamiento no siempre son paralelas a la caída de esfuerzo. Por otra parte, la mayoría de los modelos de la fricción en forma vectorial son simplificados a una condición de borde escalar, en la cual el deslizamiento es permitido en la dirección del esfuerzo inicial, el cual es paralelo al eje x en todos lados (Figura A.3.1b), es decir, $\mathbf{T}^0(\mathbf{x}) = [T_x^0, 0]$ y $\mathbf{D}(\mathbf{x}, t) = [D_x(x, t), 0]$; entonces la componente escalar es simplemente relacionada por

$$T(D, \dot{D}, \theta_i) = \Delta T_x(x, t) + T_x^0(x) \quad (\text{A.3.5})$$

O

$$\Delta T(\mathbf{x}, t) = T(D, \dot{D}, \theta_i) - T_x^0(x) \quad (\text{A.3.6})$$

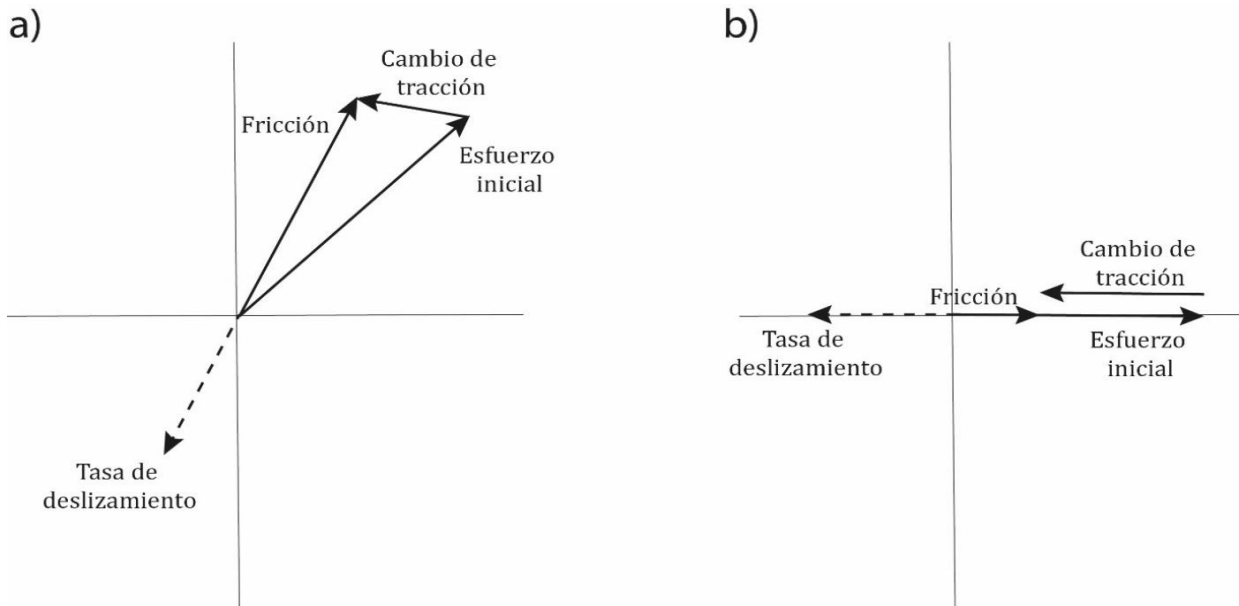


Figura A.3.1 Diagrama modificado de Madariaga et al. (1998), el cual muestra la relación entre el esfuerzo inicial, la tasa de deslizamiento, la fricción y el cambio de tracción o esfuerzo para el vector (a) y un escalar (b), las cuales corresponden a aproximaciones en el plano de falla. En el caso escalar, el cambio en la tracción corresponde a la definición usual de caída de esfuerzo una vez que se alcanza el esfuerzo residual.

B. Análisis de espectros

B.1. Estimación de frecuencia de esquina componente norte-sur.

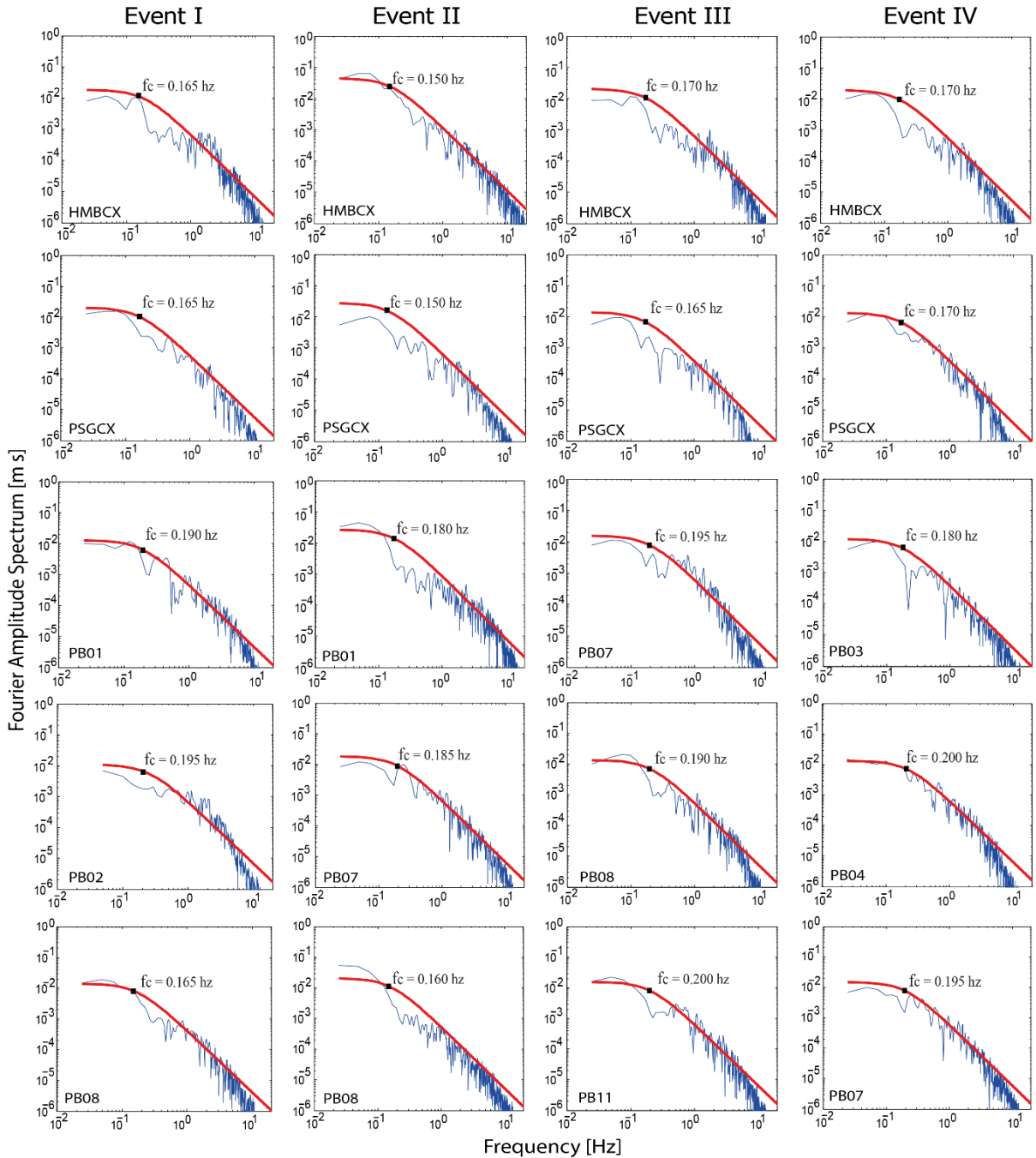


Figura B.1.1 Ajuste entre el FAS y el modelo espectral de Brune dado por la Eq. (3.2.1), para la componente norte-sur.

C. Inversiones cinemáticas

C.1. Resultados inversión cinemática evento I

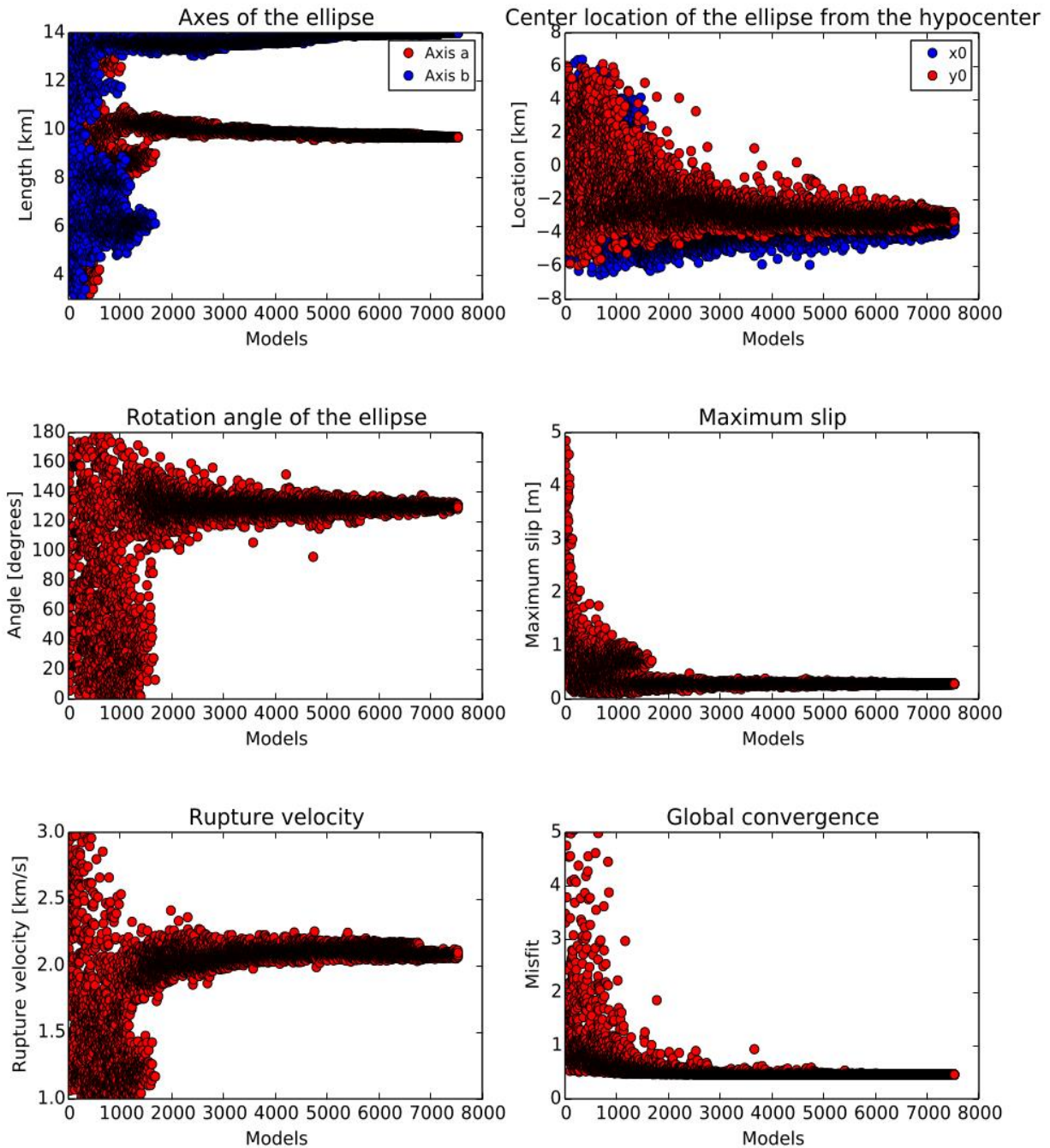


Figura C.1.1 Convergencia de los parámetros cinemáticos como función del número de modelo muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm* para el evento I.

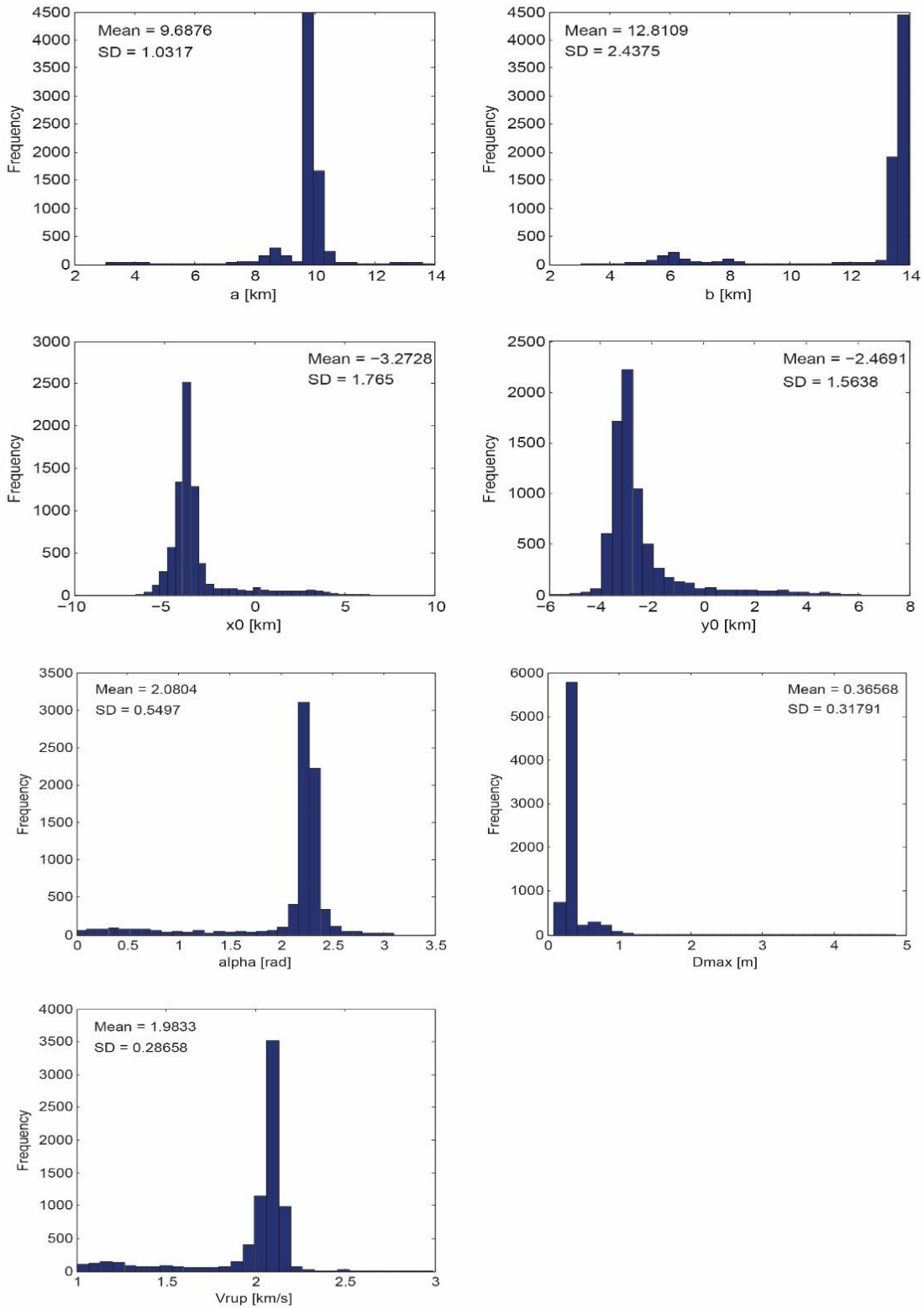


Figura C.1.2 Histogramas de los parámetros cinemáticos del evento I, considerando todos los modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*. *Mean* y *SD* corresponden al promedio y la desviación estándar, respectivamente.

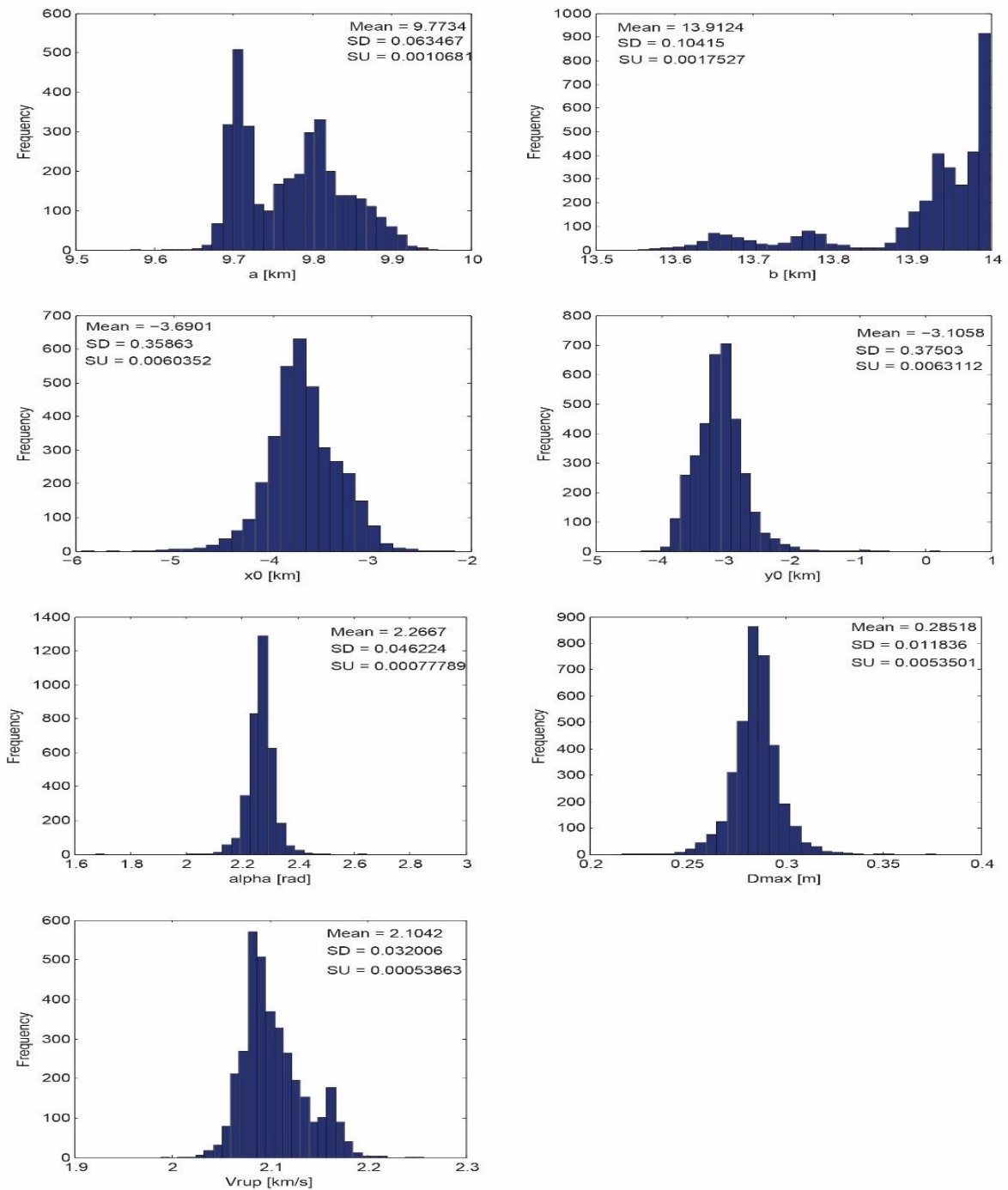


Figura C.1.3 Histogramas de los parámetros cinemáticos del evento I, considerando modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*, cuando el *misfit* es estable. *Mean*, *SD* y *SU* corresponden al promedio, la desviación estándar y la incertidumbre estándar, respectivamente.

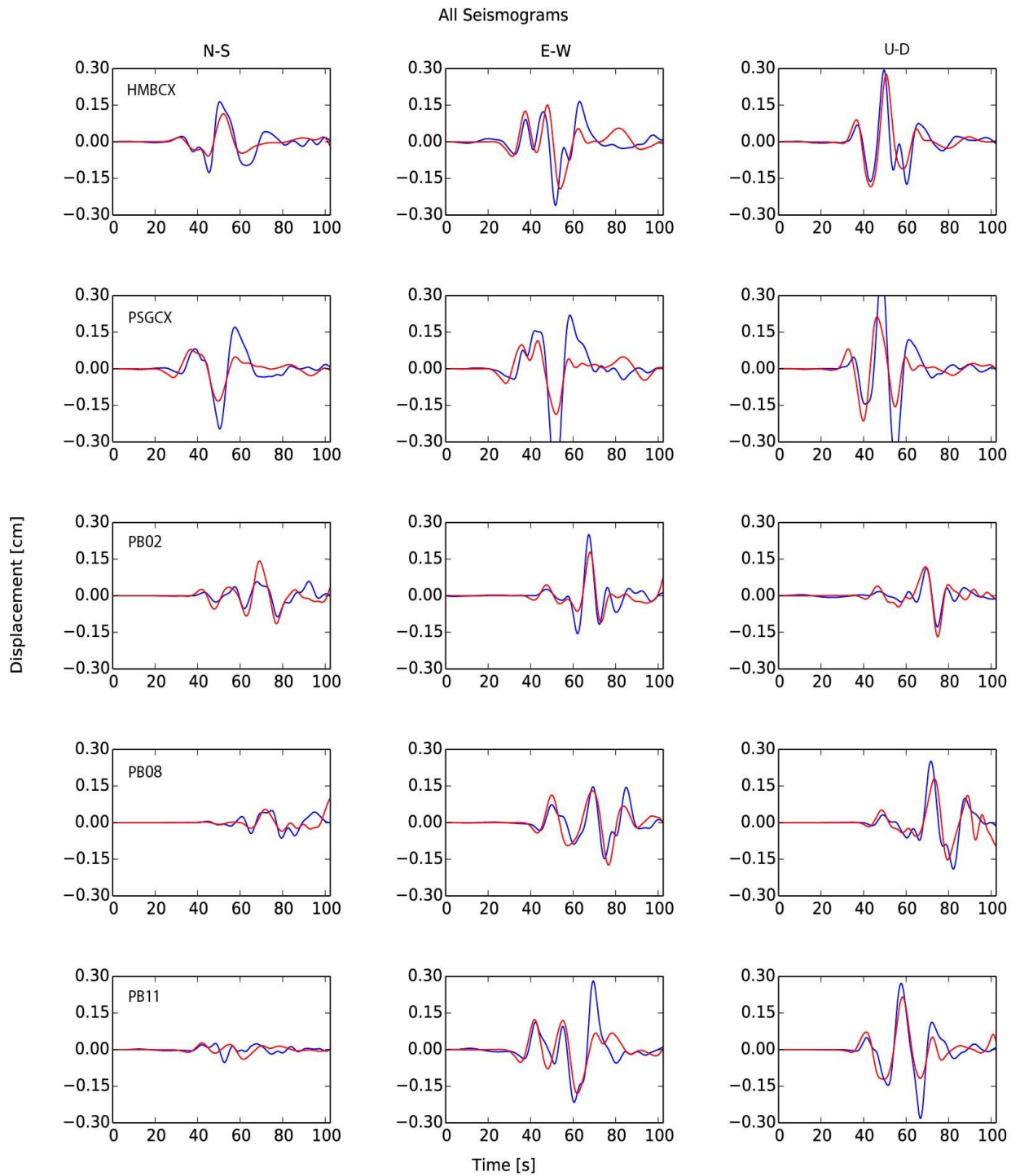


Figura C.1.4 Comparación entre sismogramas observados (azul) y simulados (rojo) para las componentes este-oeste, norte-sur y vertical del evento I.

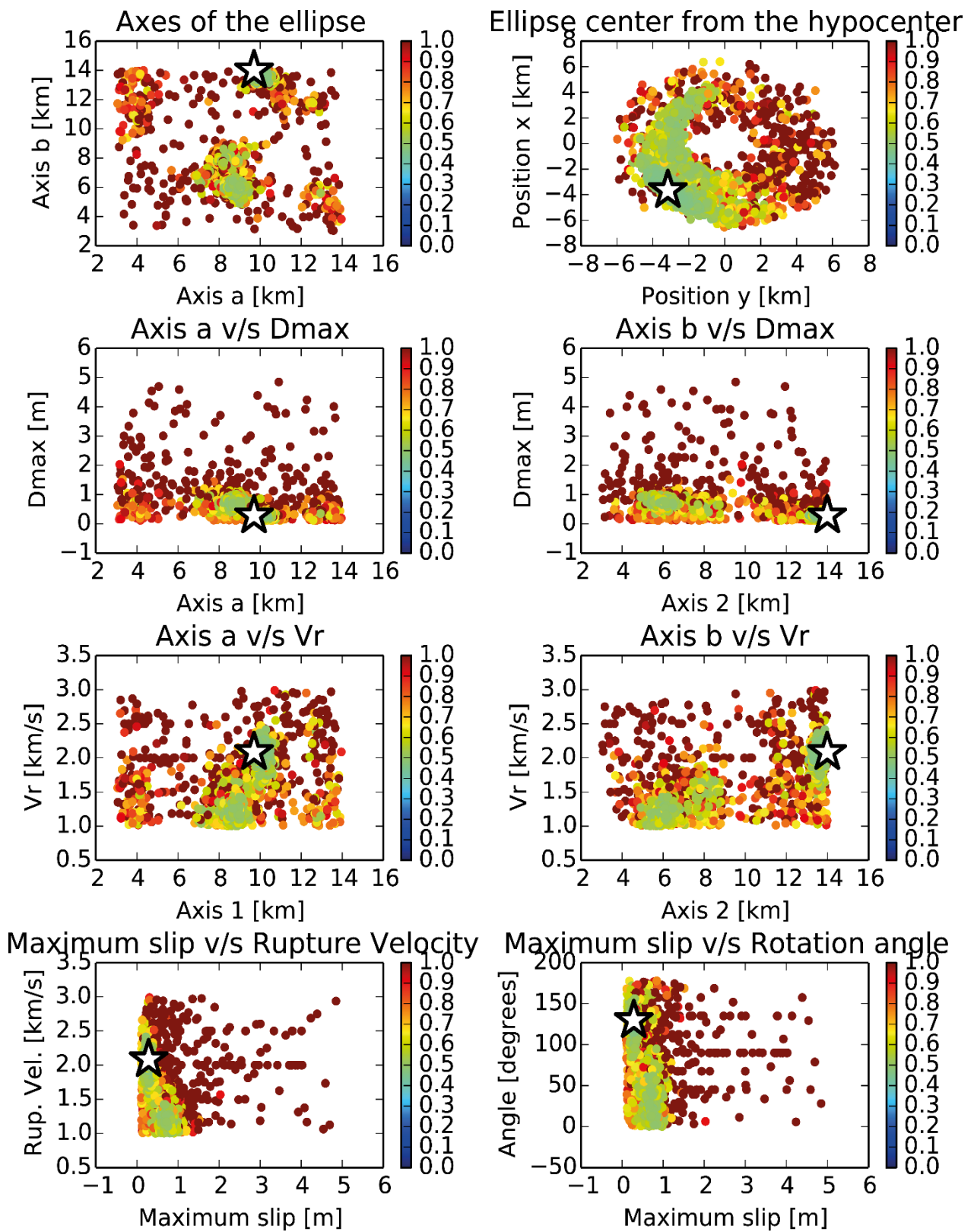


Figura C.1.5. Trade-off entre distintos parámetros de la inversión cinemática realizada para el evento I. El *misfit* se encuentra indicado por la escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo.

C.2. Resultados inversión cinemática evento III

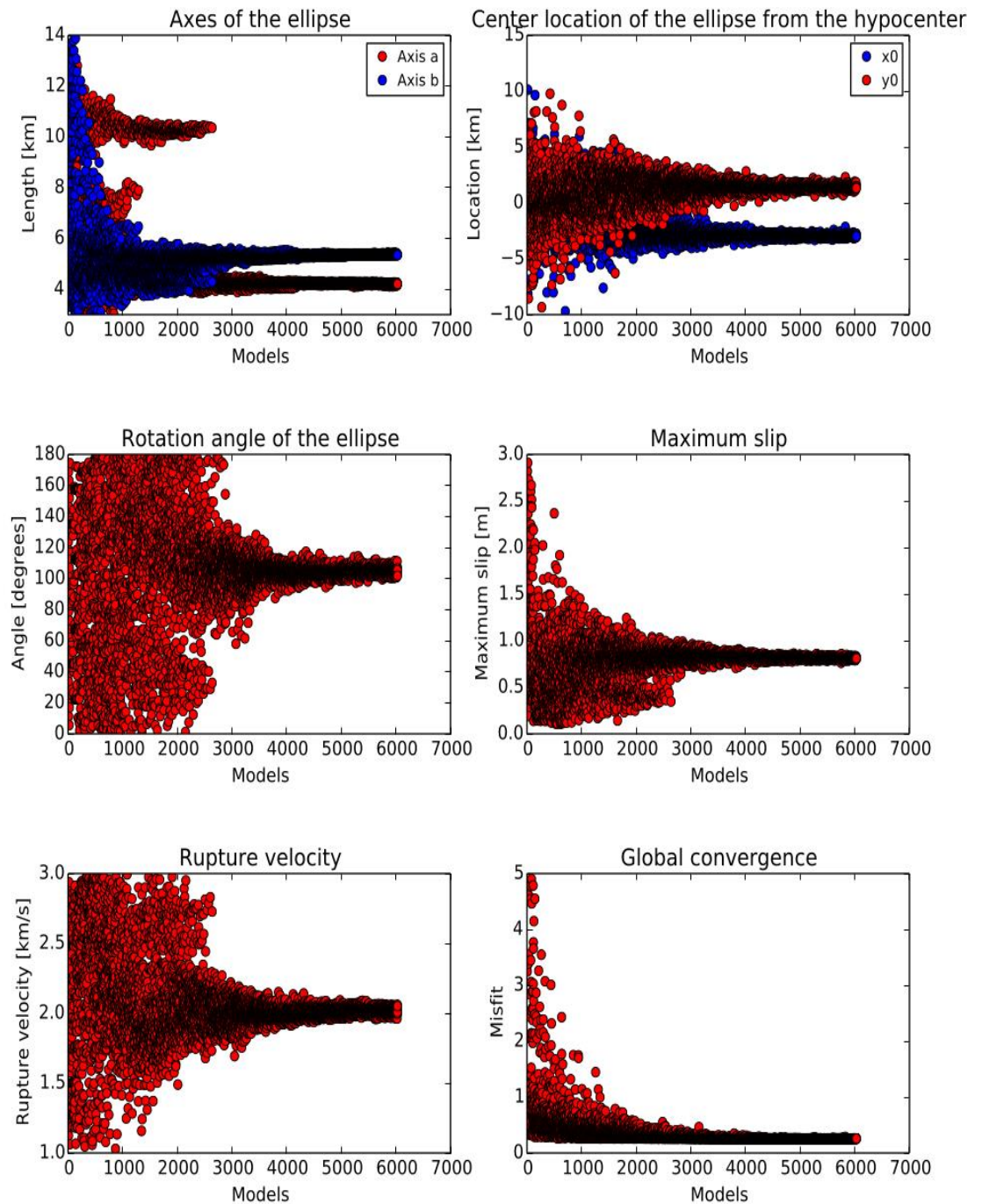


Figura C.2.1 Convergencia de los parámetros cinemáticos como función del número de modelo muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm* para el evento III.

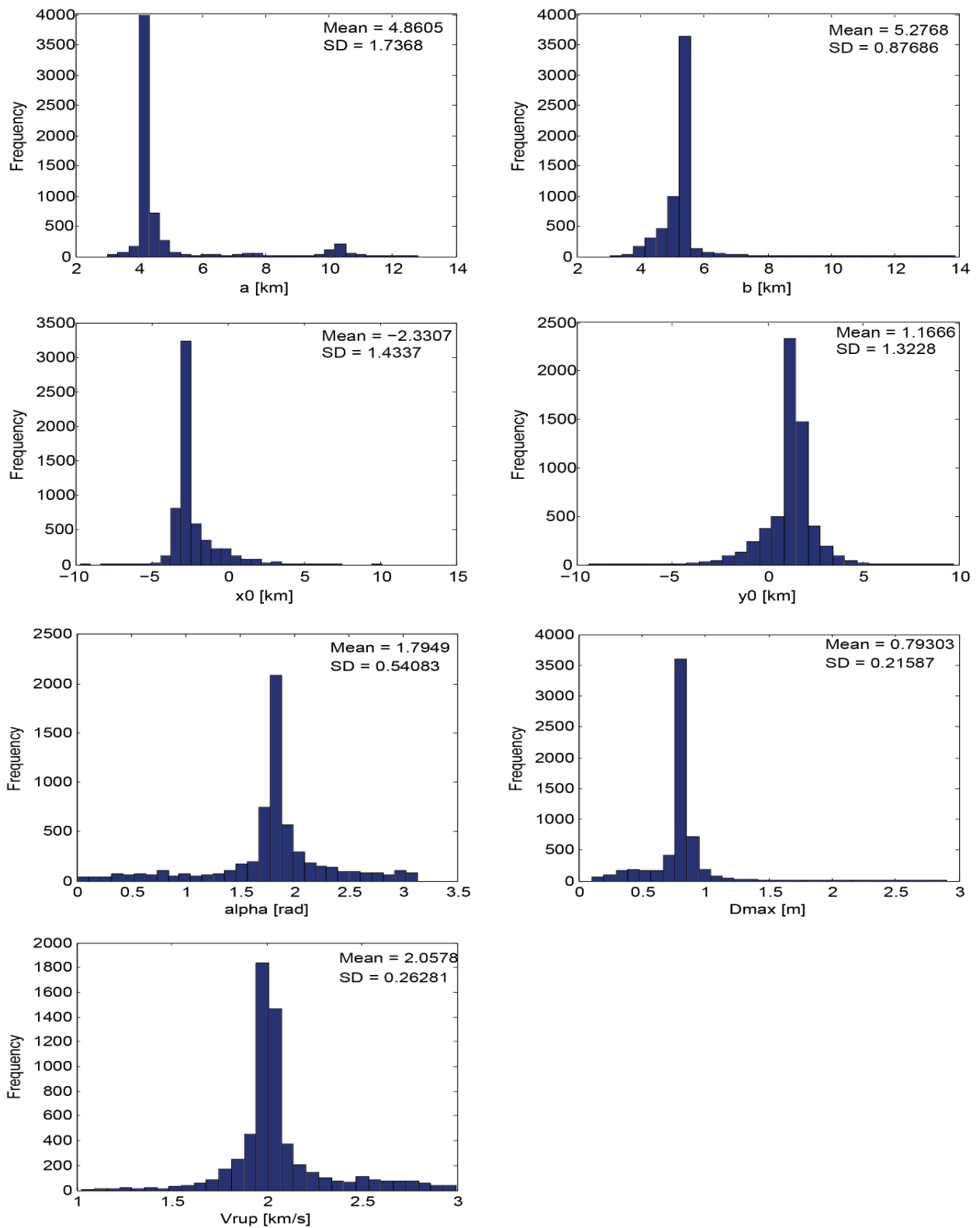


Figura C.2.2 Histogramas de los parámetros cinemáticos del evento III, considerando todos los modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*. *Mean* y *SD* corresponden al promedio y la desviación estándar, respectivamente.

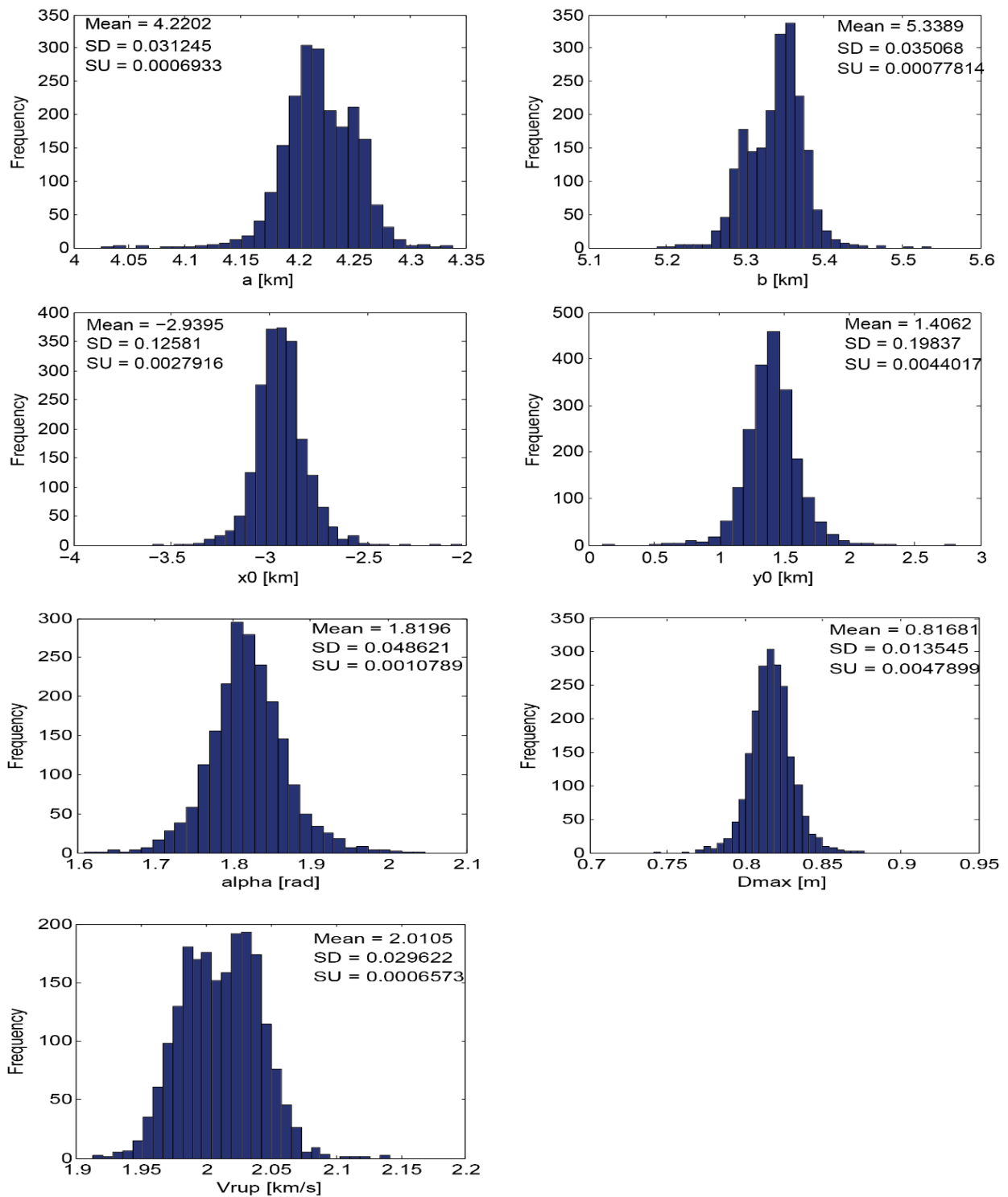


Figura C.2.3 Histogramas de los parámetros cinemáticos del evento III, considerando modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*, cuando el *misfit* es estable. *Mean*, *SD* y *SU* corresponden al promedio, la desviación estándar y la incertidumbre estándar, respectivamente.

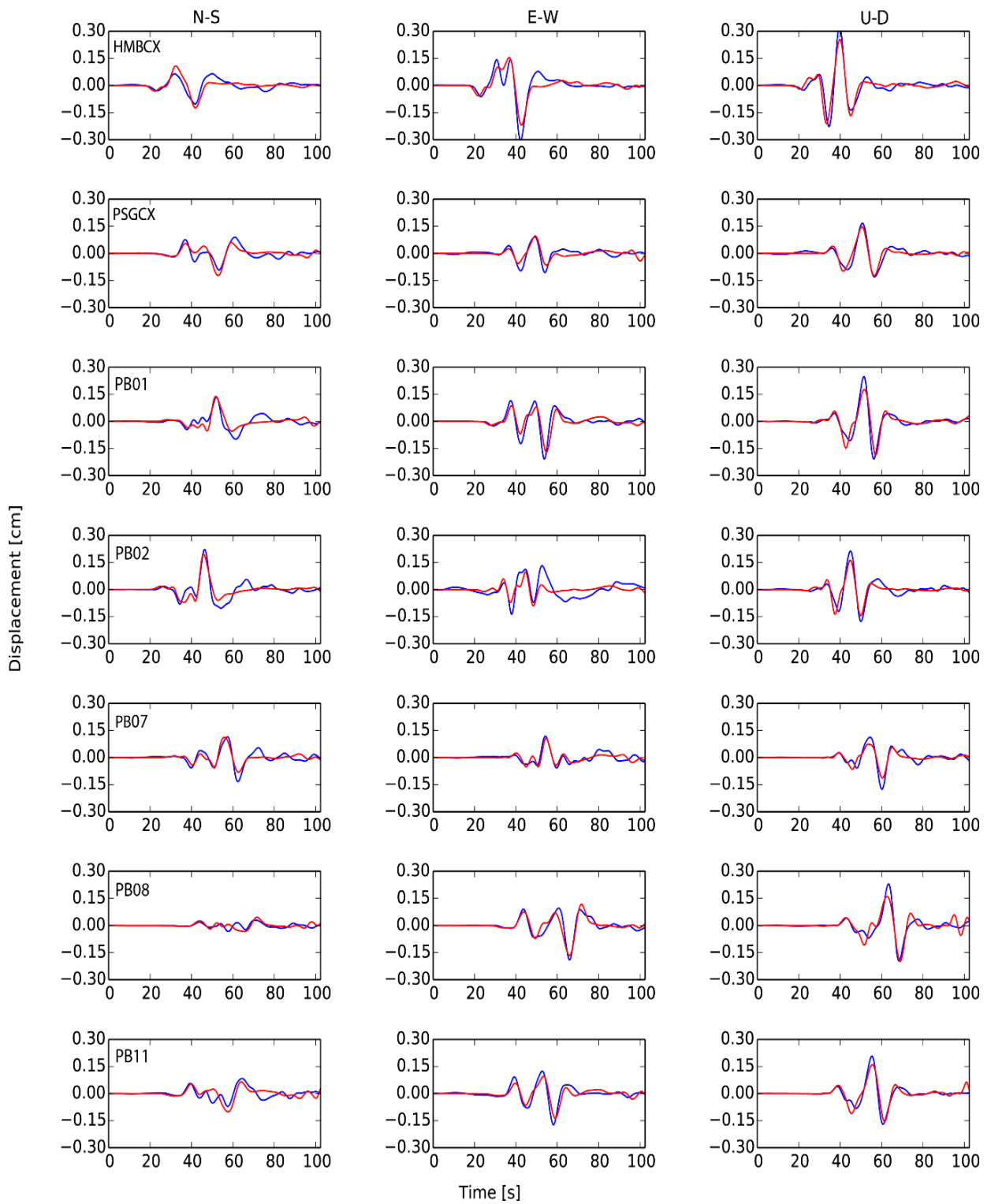


Figura C.2.4 Comparación entre sismogramas observados (azul) y simulados (rojo) para las componentes este-oeste, norte-sur y vertical del evento III.

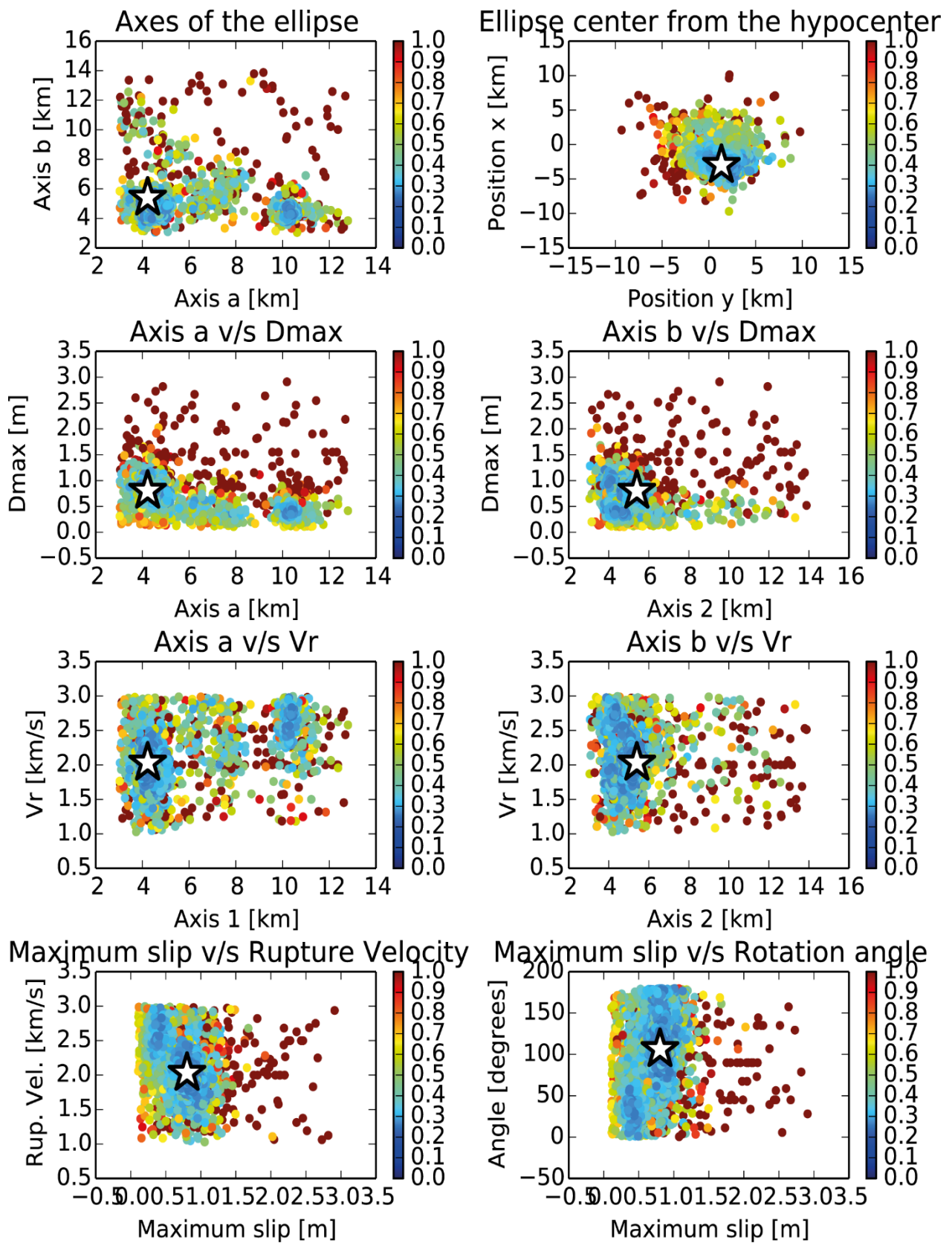


Figura C.2.5. Trade-off entre distintos parámetros de la inversión cinemática realizada para el evento III. El *misfit* se encuentra indicado por la escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo.

C.3. Resultados inversión cinemática evento IV.

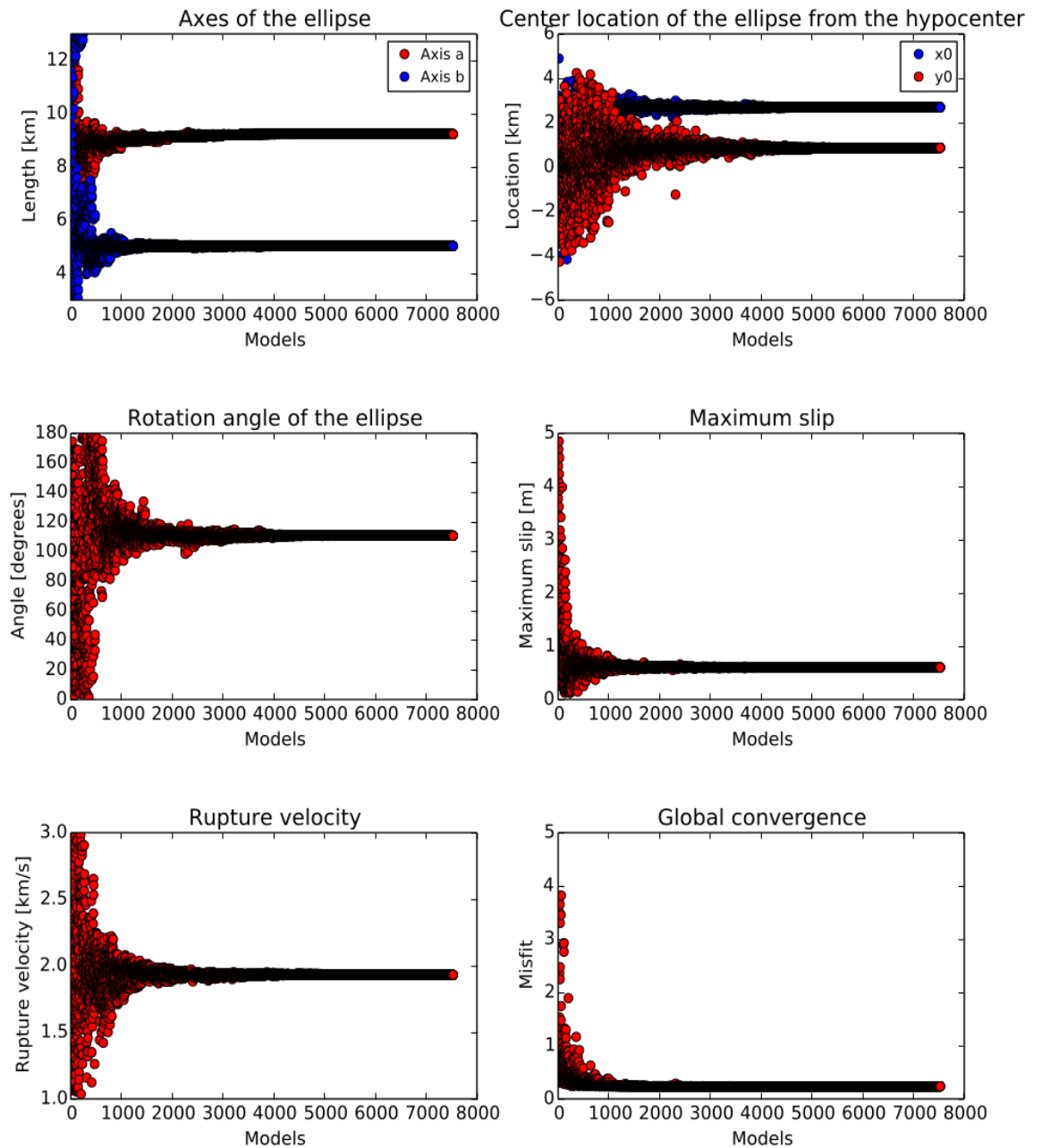


Figura C.3.1 Convergencia de los parámetros cinemáticos como función del número de modelo muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm* para el evento IV.

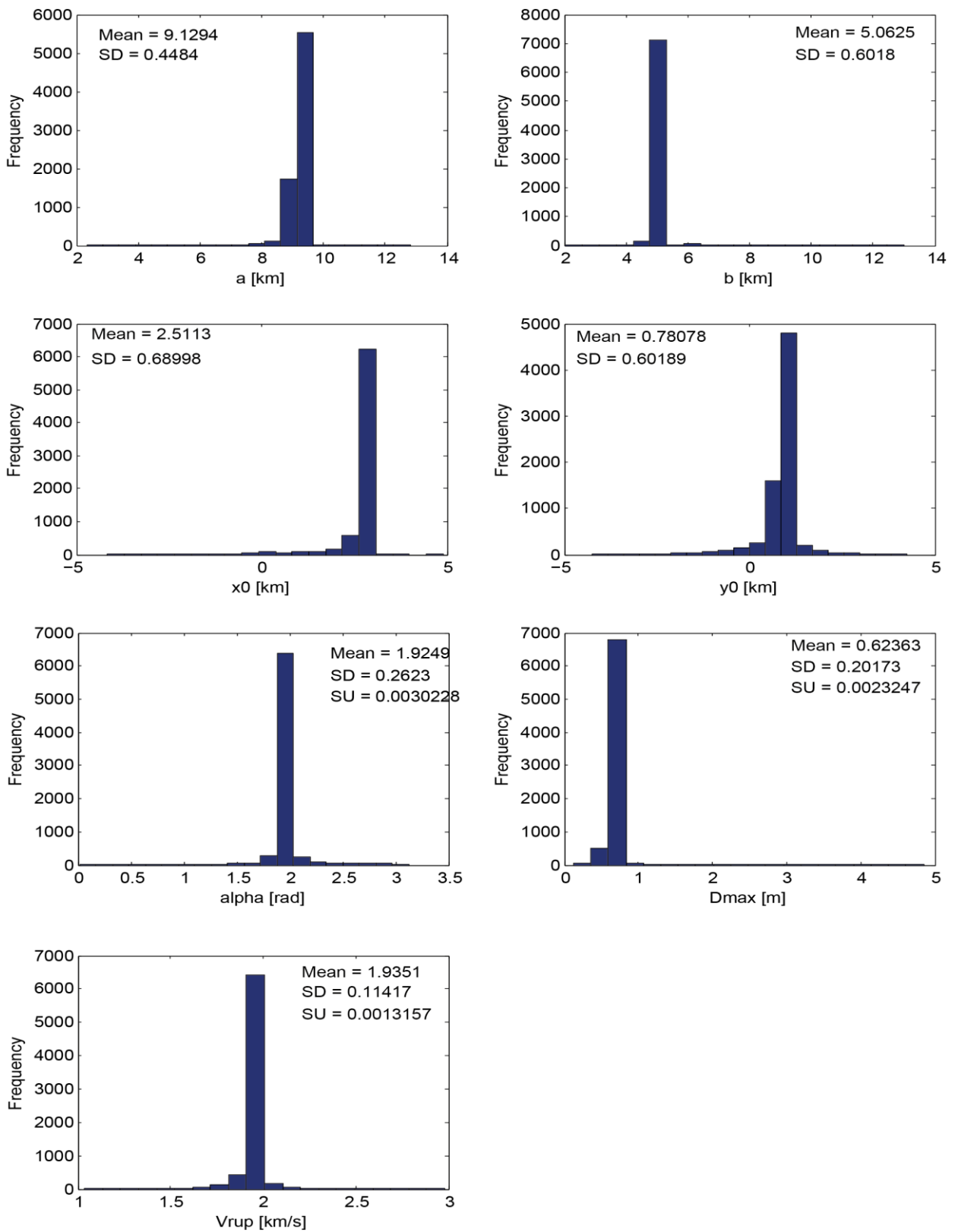


Figura C.3.2 Histogramas de los parámetros cinemáticos del evento IV, considerando todos los modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*. *Mean* y *SD* corresponden al promedio y la desviación estándar, respectivamente.

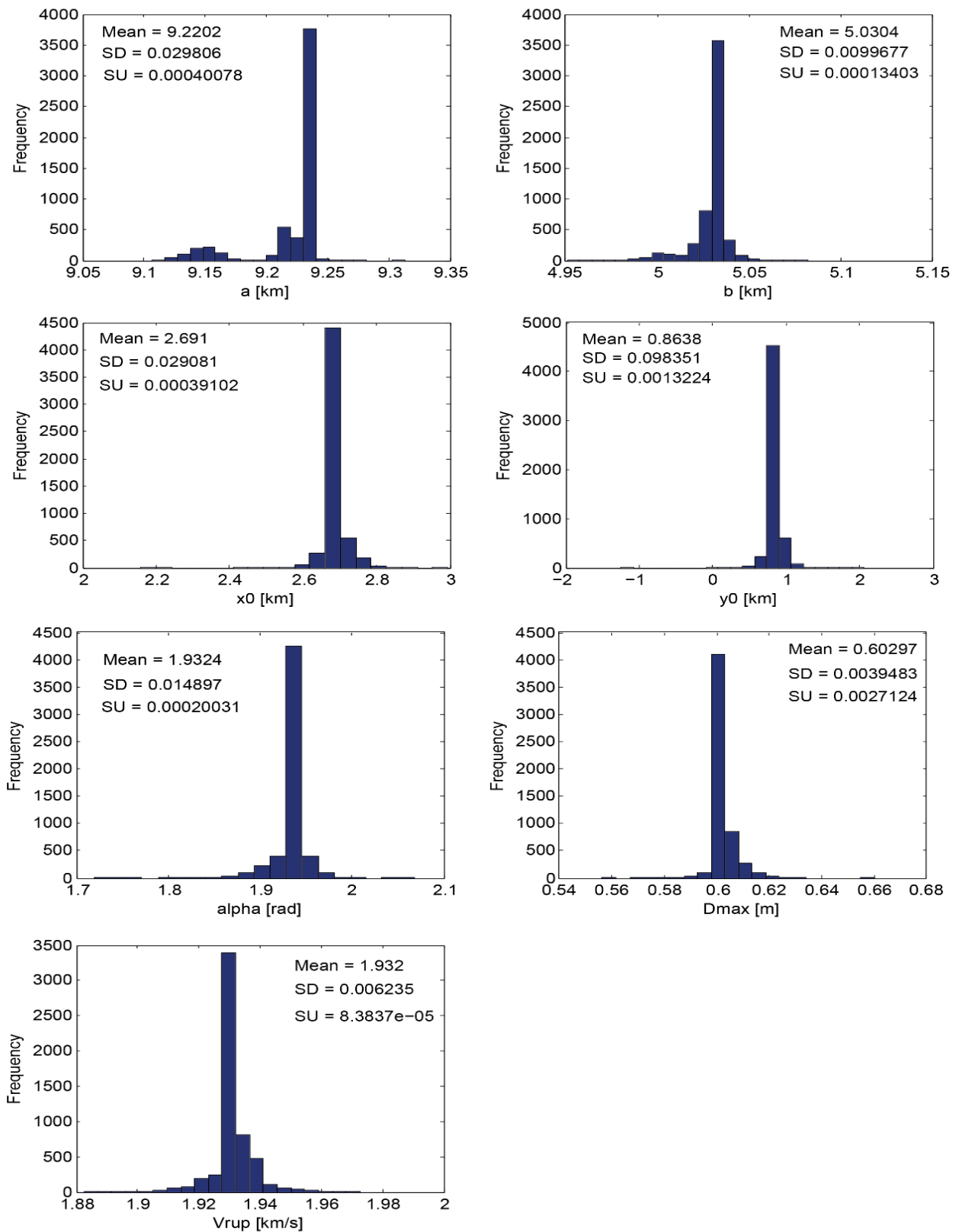


Figura C.3.3 Histogramas de los parámetros cinemáticos del evento IV, considerando modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*, cuando el *misfit* es estable. *Mean*, *SD* y *SU* corresponden al promedio, la desviación estándar y la incertidumbre estándar, respectivamente.

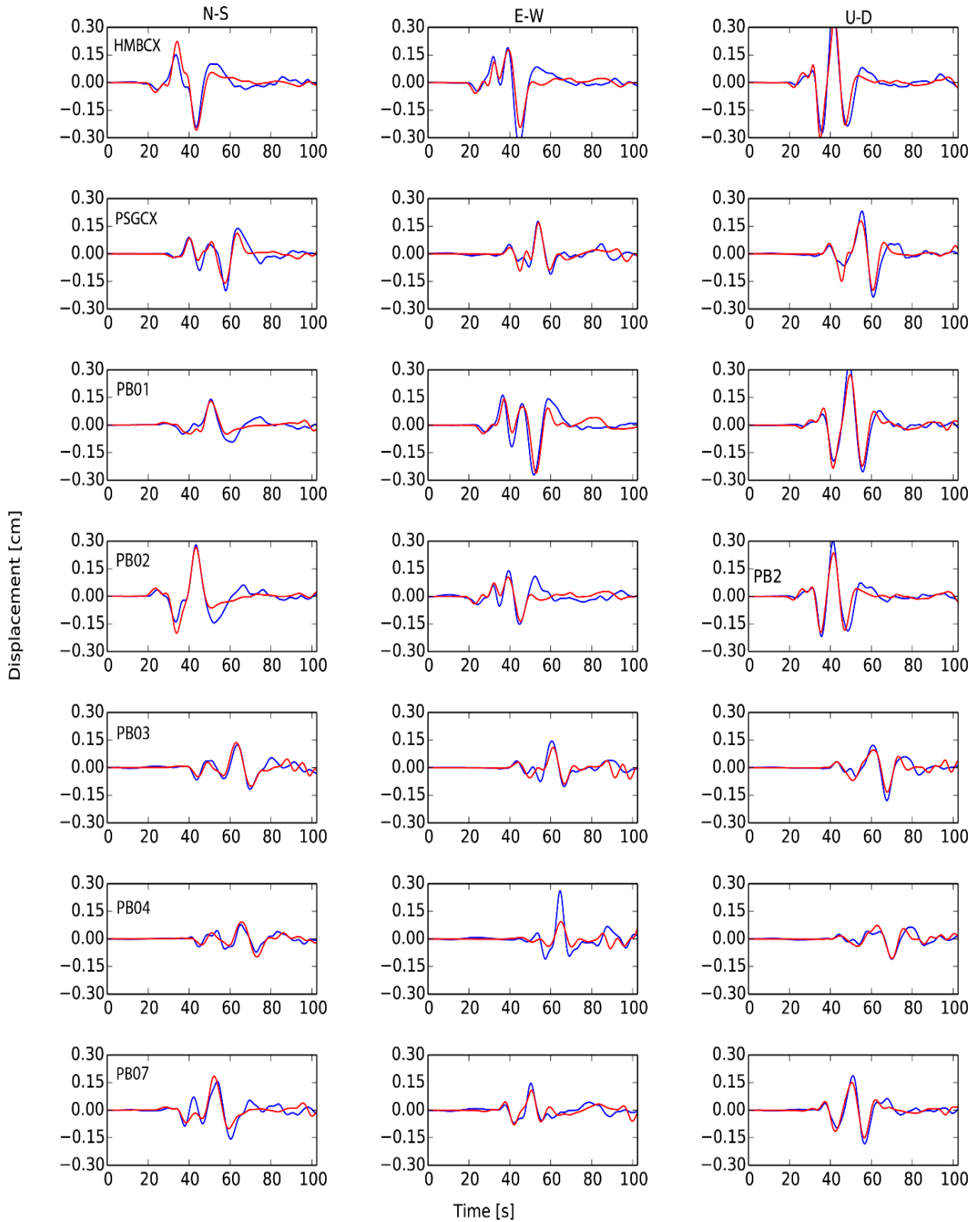


Figura C.3.4 Comparación entre sismogramas observados (azul) y simulados (rojo) para las componentes este-oeste, norte-sur y vertical del evento IV.

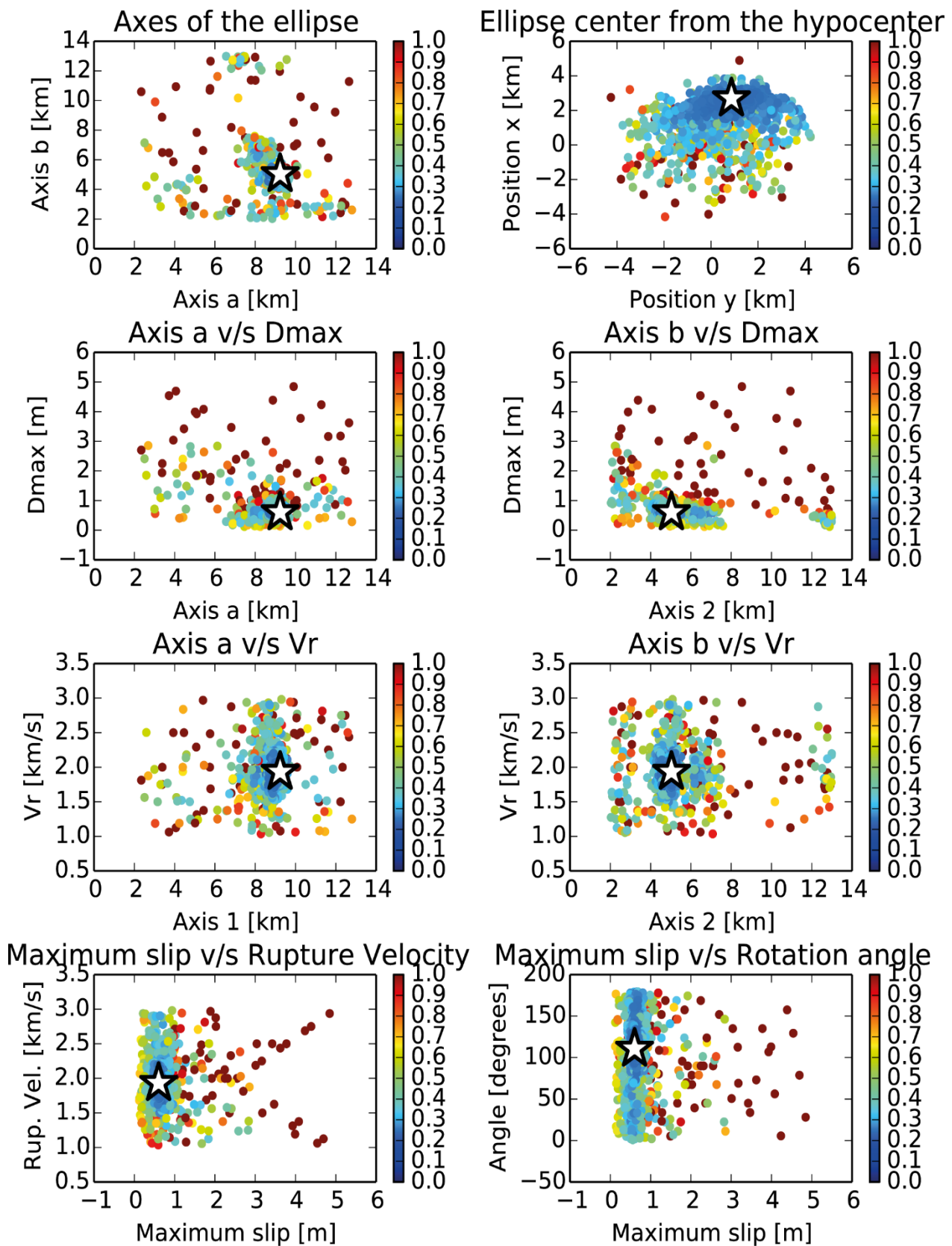


Figura C.2.5. Trade-off entre distintos parámetros de la inversión cinemática realizada para el evento IV. El *misfit* se encuentra indicado por la escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo. La estrella blanca indica el mejor modelo.

C.4. Resultados inversión cinemática para evento I considerando una banda de frecuencia entre 0.02-0.18 Hz y la ubicación del hipocentro dada por la Figura 3.2.1.

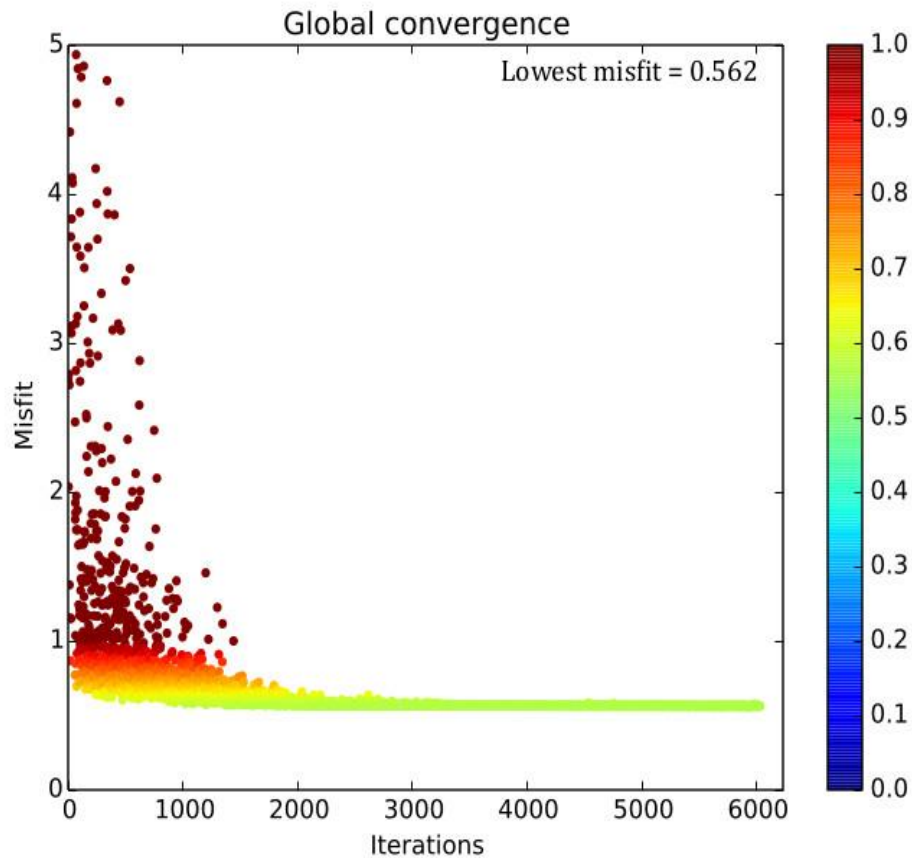


Figura C.4.1 Convergencia de la inversión cinemática para el evento I. La figura muestra el *misfit* entre el desplazamiento observado y simulado como función del número de iteración del modelo cinemático muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm*. La escala de colores indica el *misfit* para cada modelo.

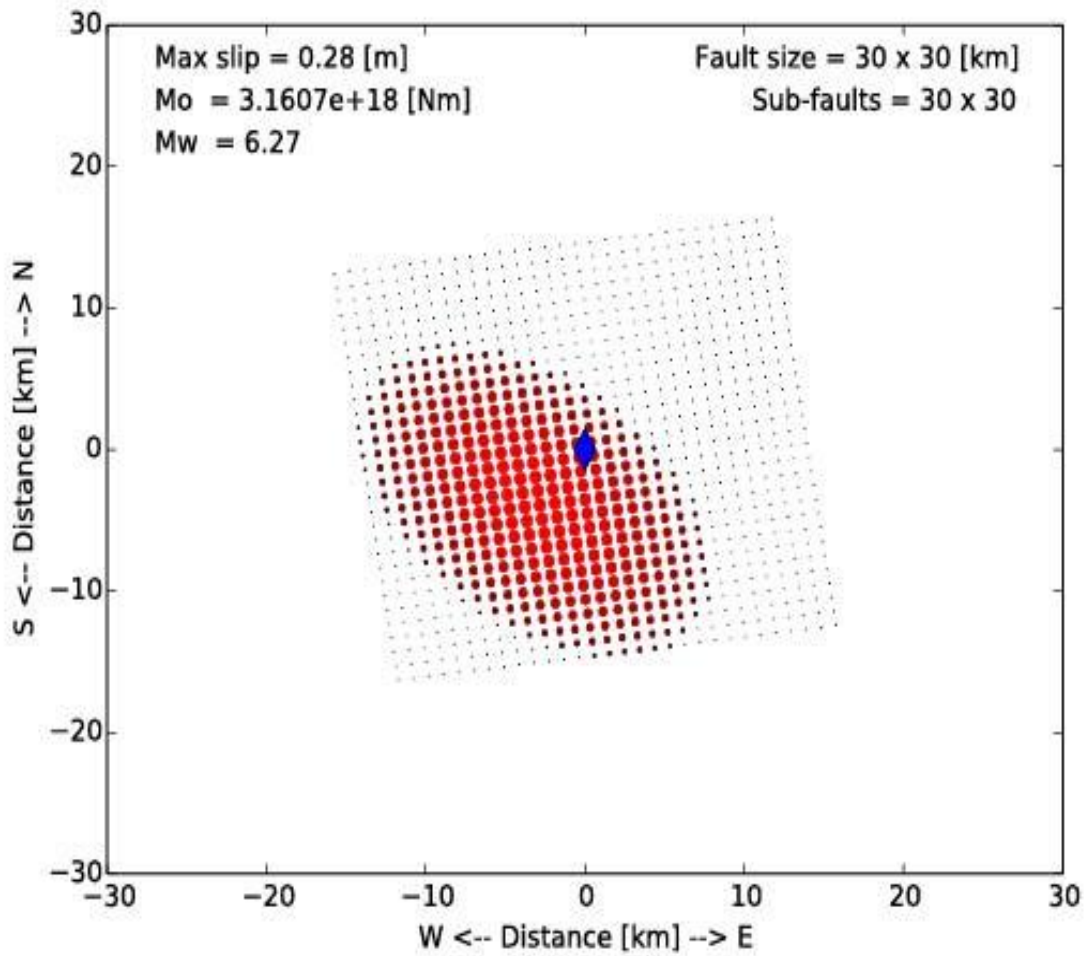


Figura C.4.2 Distribución de deslizamiento para el evento I. El deslizamiento en el plano de falla es mostrado con círculos rojos con un tamaño proporcional al deslizamiento. El máximo deslizamiento, el momento sísmico y la magnitud M_w para el mejor modelo se muestran en la parte superior izquierda de la figura.

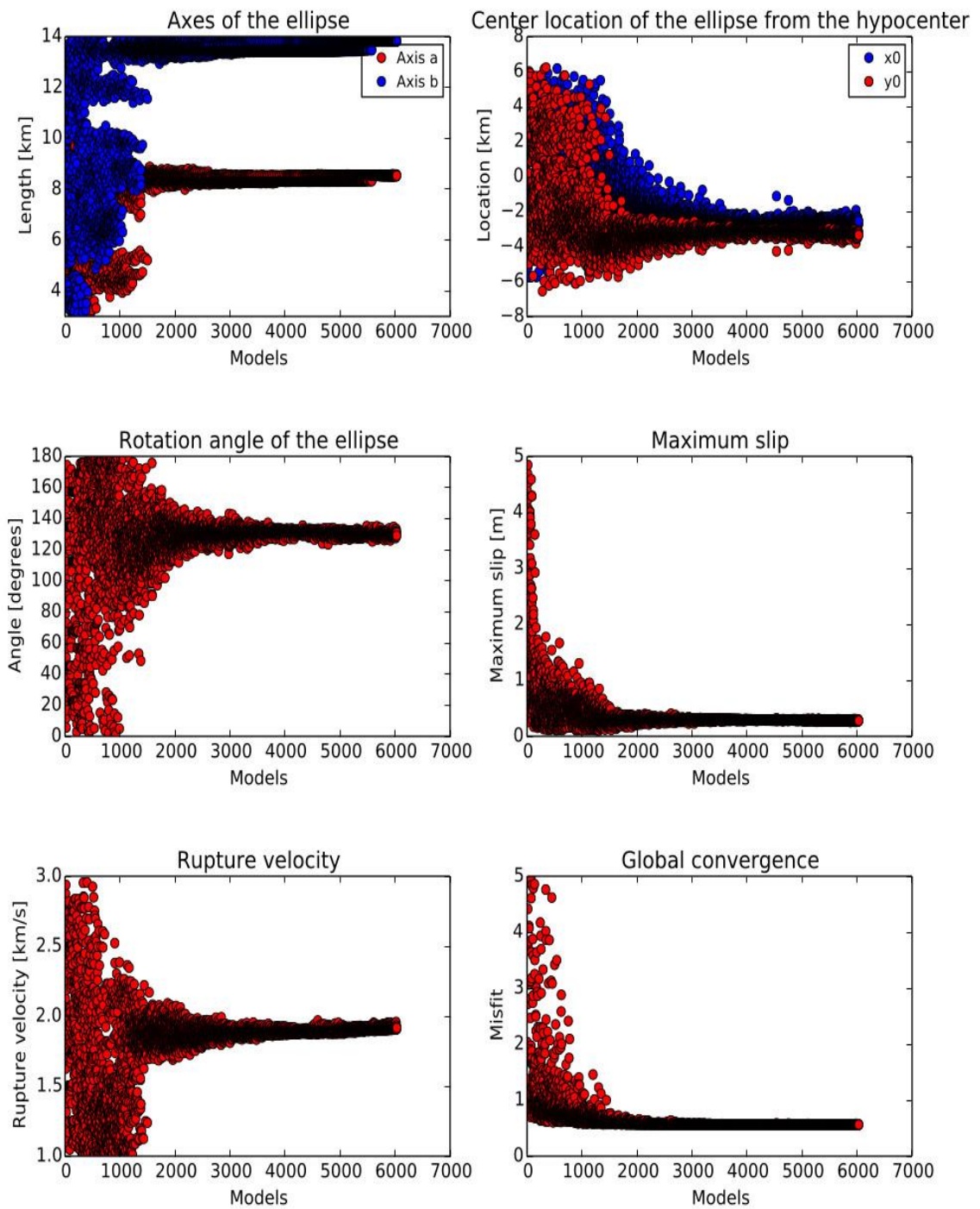


Figura C.4.3 Convergencia de los parámetros cinemáticos como función del número de modelo muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm* para el evento I.

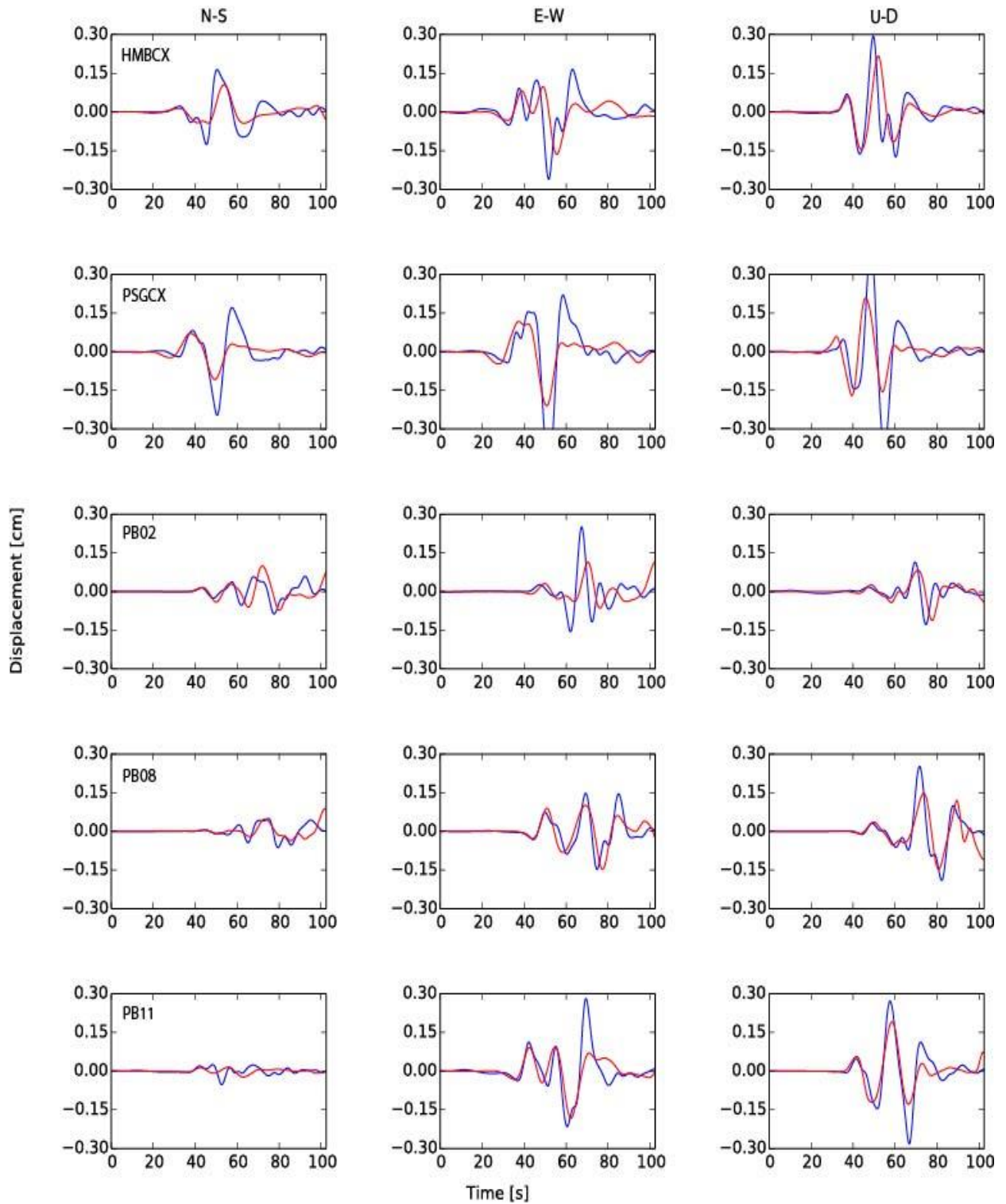


Figura C.4.4 Comparación entre sismogramas observados (azul) y simulados (rojo) para las componentes este-oeste, norte-sur y vertical del evento I.

C.5. Resultados inversión cinemática para evento I considerando una banda de frecuencia entre 0.02-0.20 Hz y la ubicación del hipocentro dada por la Figura 3.2.1.

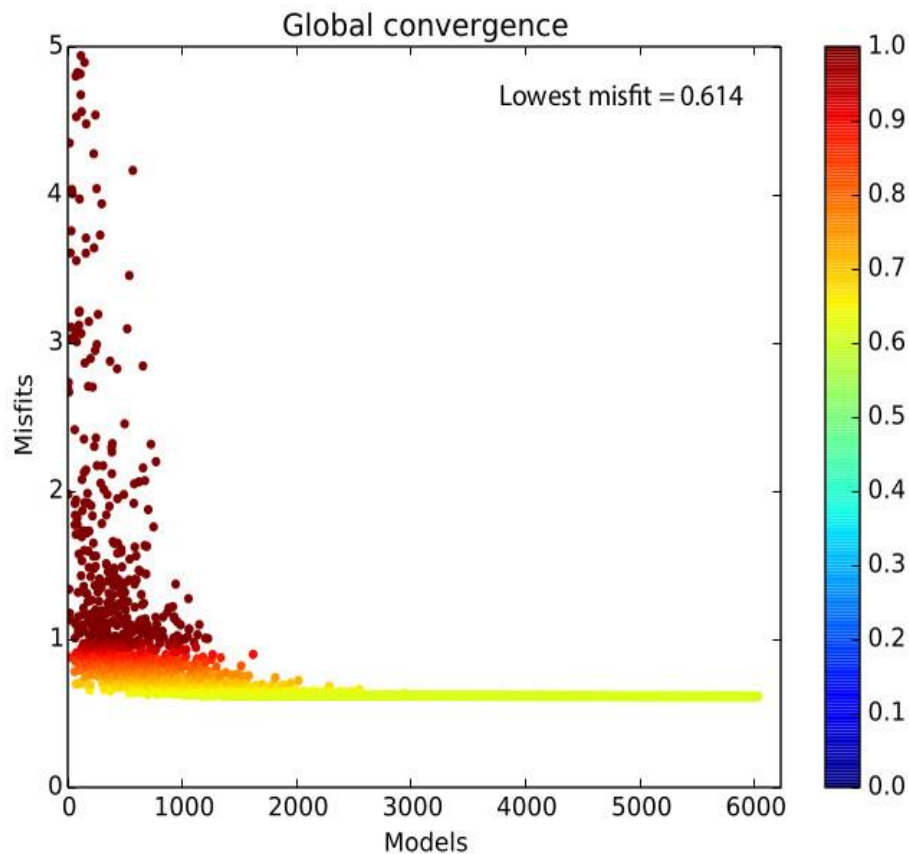


Figura C.5.1 Convergencia de la inversión cinemática para el evento I. La figura muestra el *misfit* entre el desplazamiento observado y simulado como función del número de iteración del modelo cinemático muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm*. La escala de colores indica el *misfit* para cada modelo.

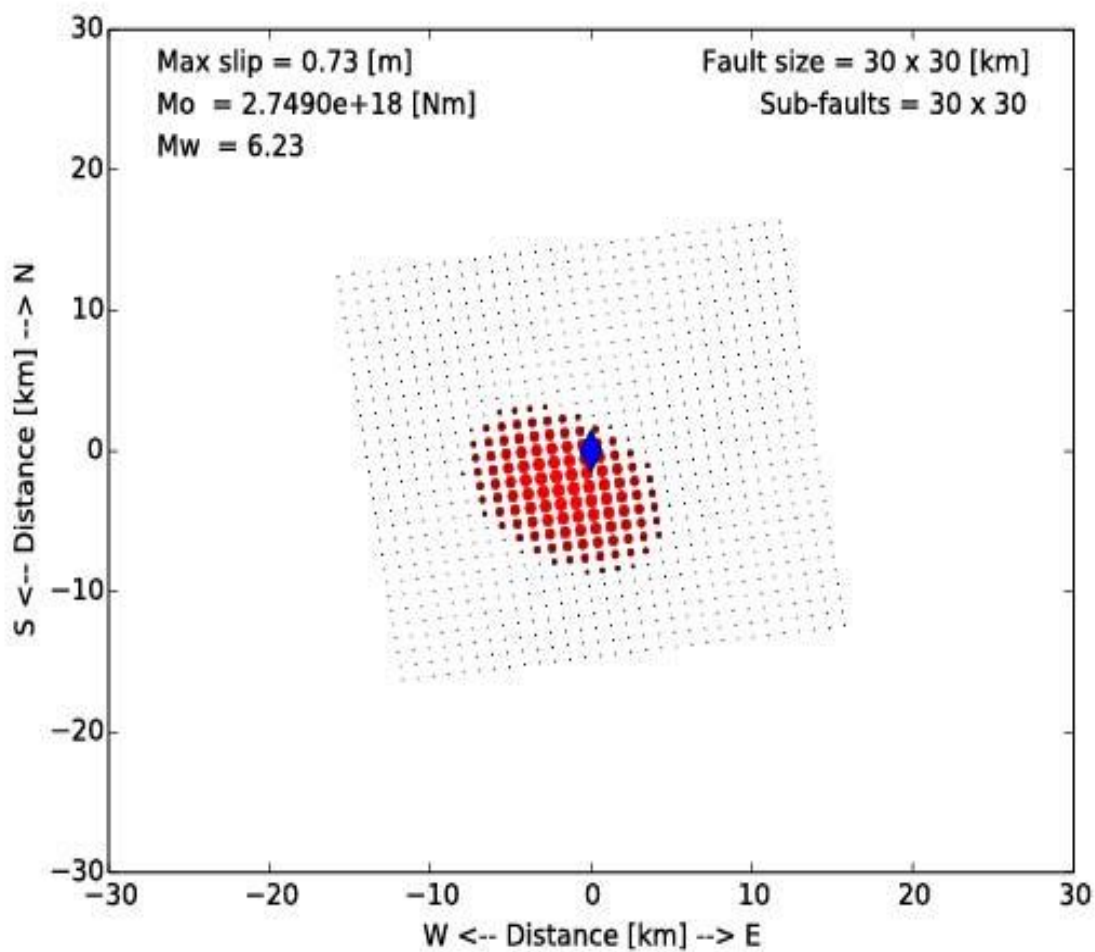


Figura C.5.2 Distribución de deslizamiento para el evento I. El deslizamiento en el plano de falla es mostrado con círculos rojos con un tamaño proporcional al deslizamiento. El máximo deslizamiento, el momento sísmico y la magnitud M_w para el mejor modelo se muestran en la parte superior izquierda de la figura.

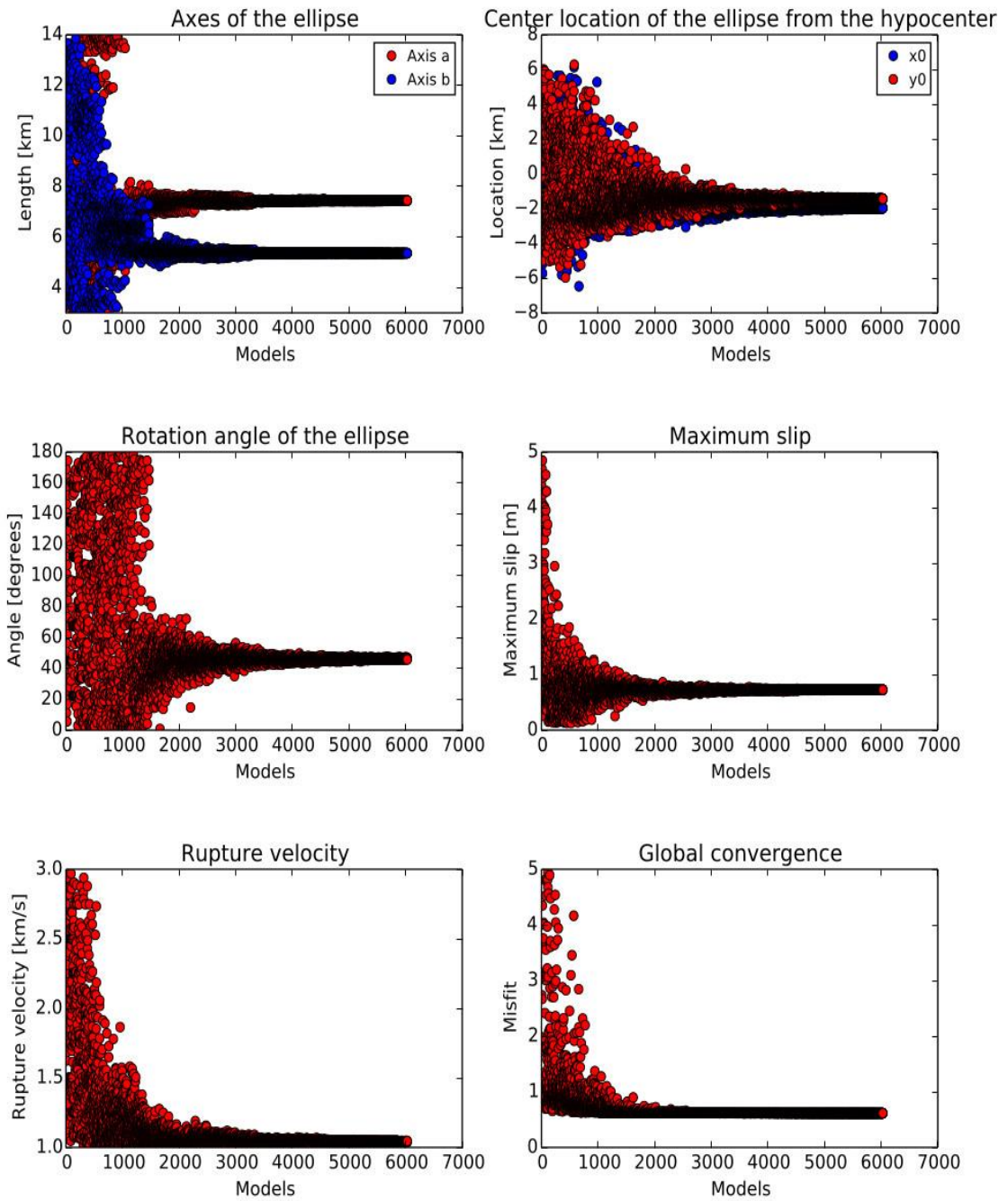


Figura C.5.3 Convergencia de los parámetros cinemáticos como función del número de modelo muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm* para el evento I.

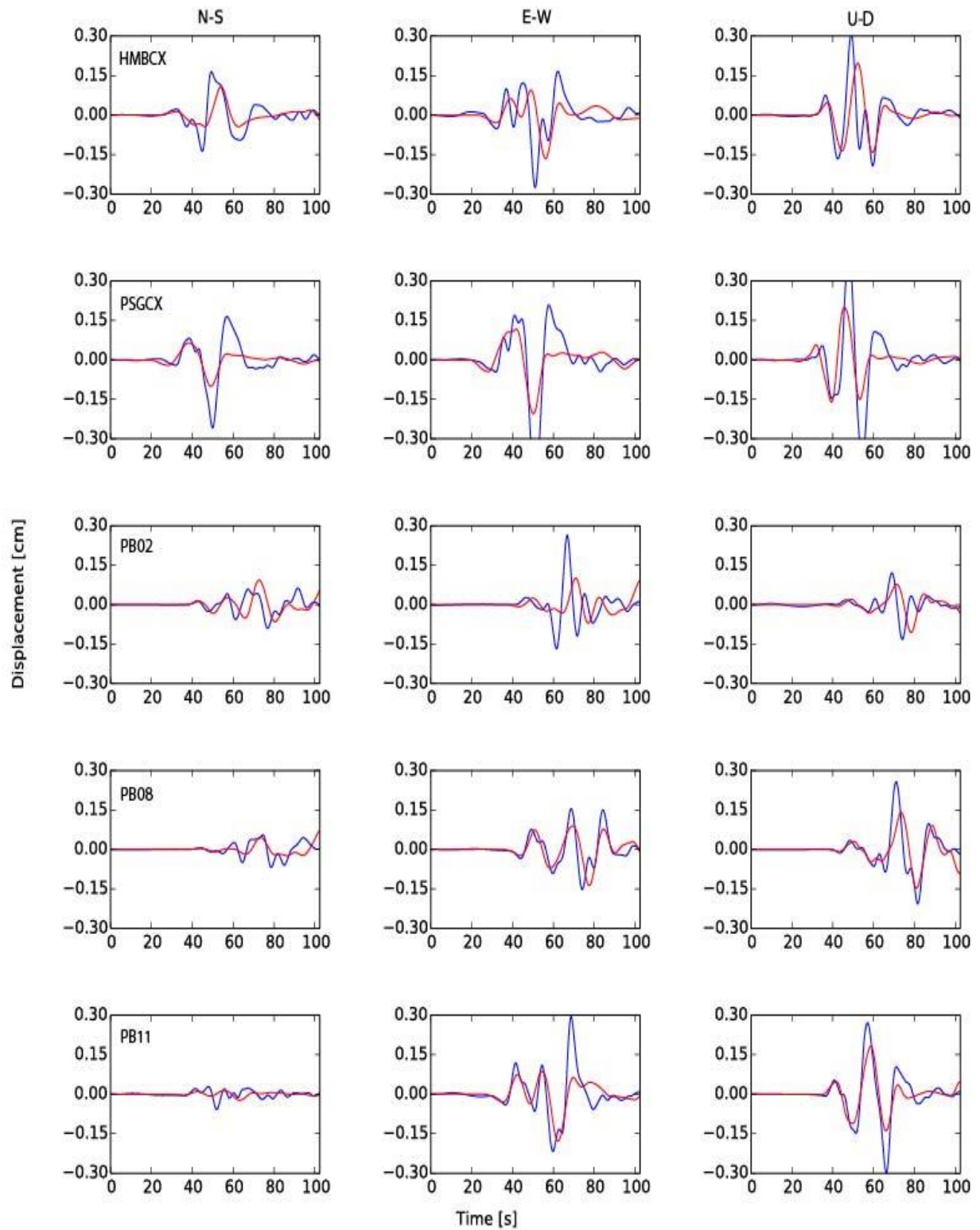


Figura C.5.4 Comparación entre sismogramas observados (azul) y simulados (rojo) para las componentes este-oeste, norte-sur y vertical del evento I.

C.6. Resultados inversión cinemática para evento I considerando una banda de frecuencia entre 0.02-0.18 Hz y la ubicación del hipocentro reportada por el USGS (Latitud = -20.02° , longitud = -70.08° , profundidad = 21 km).

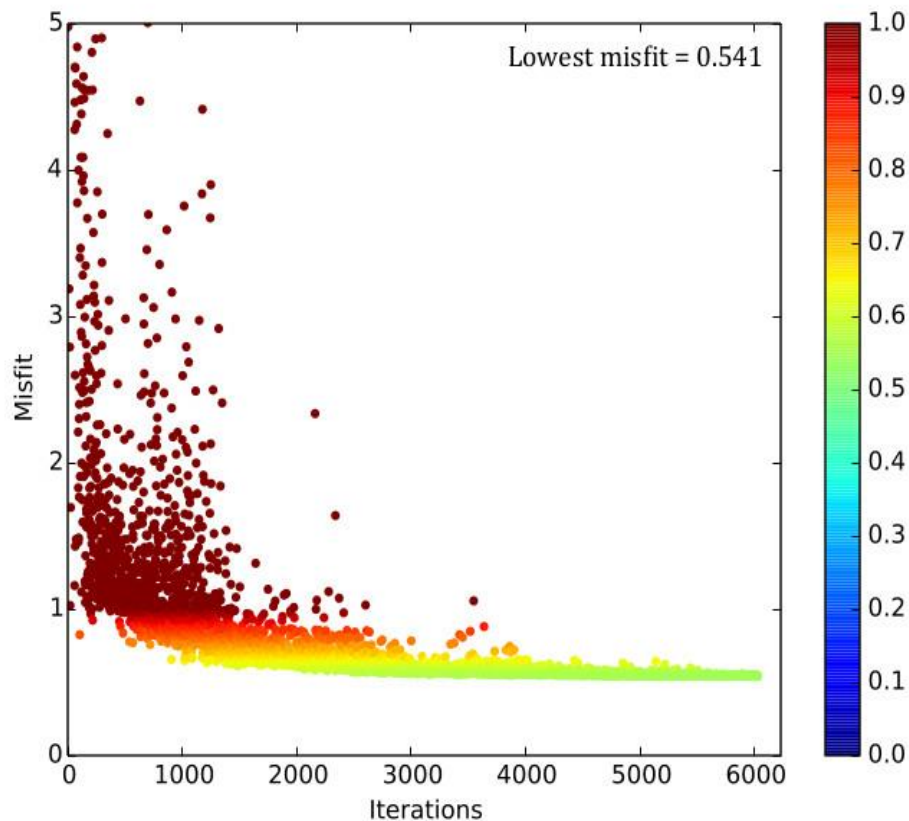


Figura C.6.1 Convergencia de la inversión cinemática para el evento I. La figura muestra el *misfit* entre el desplazamiento observado y simulado como función del número de iteración del modelo cinemático muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm*. La escala de colores indica el *misfit* para cada modelo.

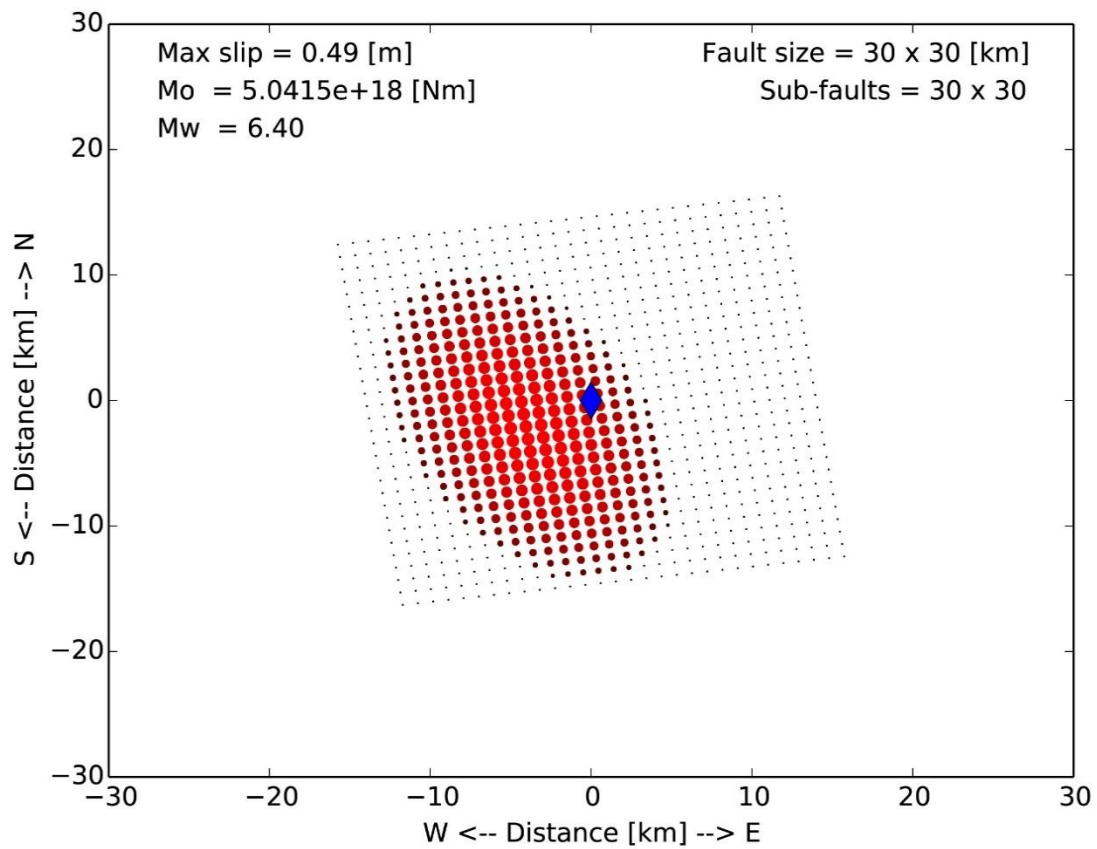


Figura C.6.2 Distribución de deslizamiento para el evento I. El deslizamiento en el plano de falla es mostrado con círculos rojos con un tamaño proporcional al deslizamiento. El máximo deslizamiento, el momento sísmico y la magnitud M_w para el mejor modelo se muestran en la parte superior izquierda de la figura.

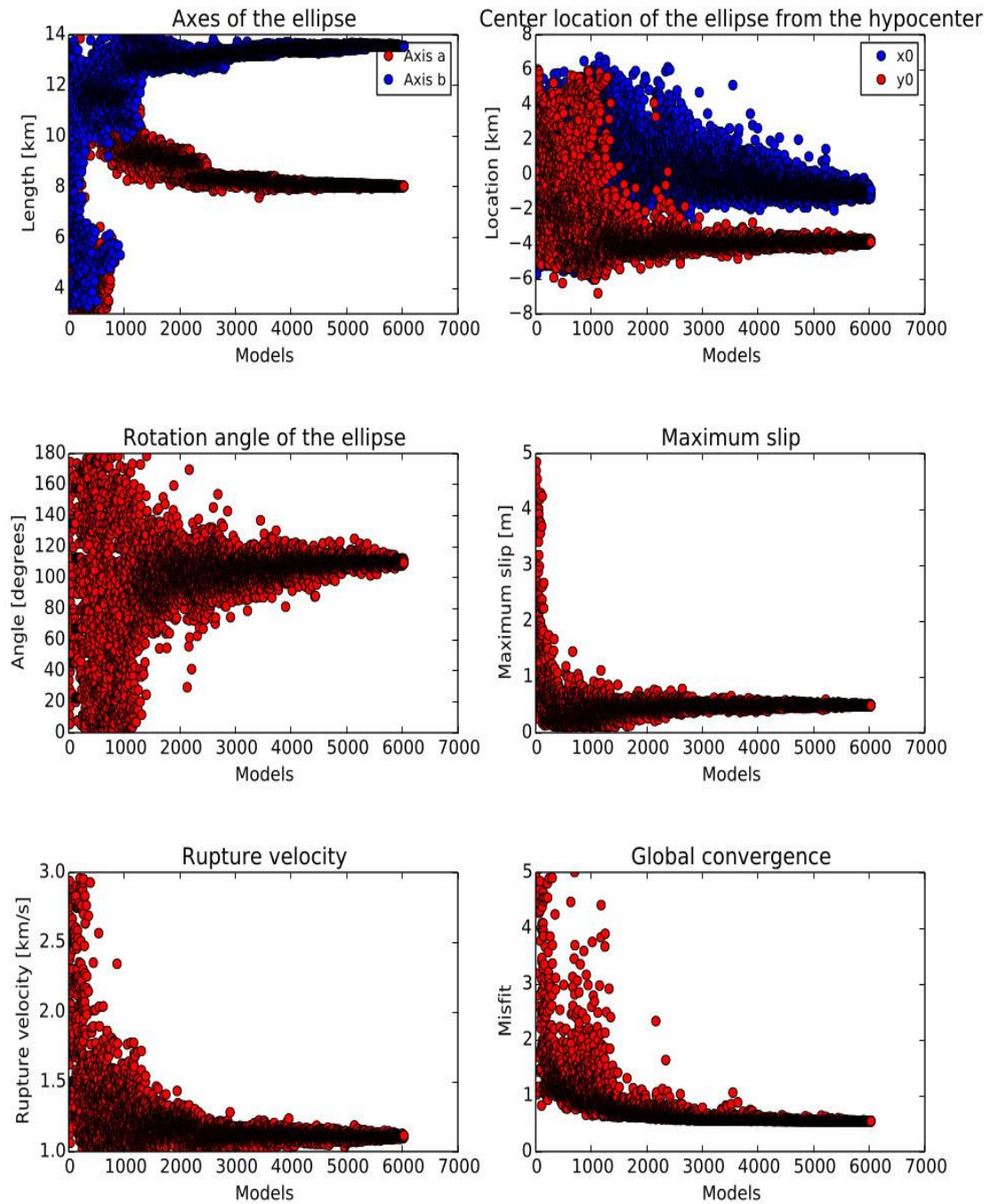


Figura C.6.3 Convergencia de los parámetros cinemáticos como función del número de modelo muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm* para el evento I.

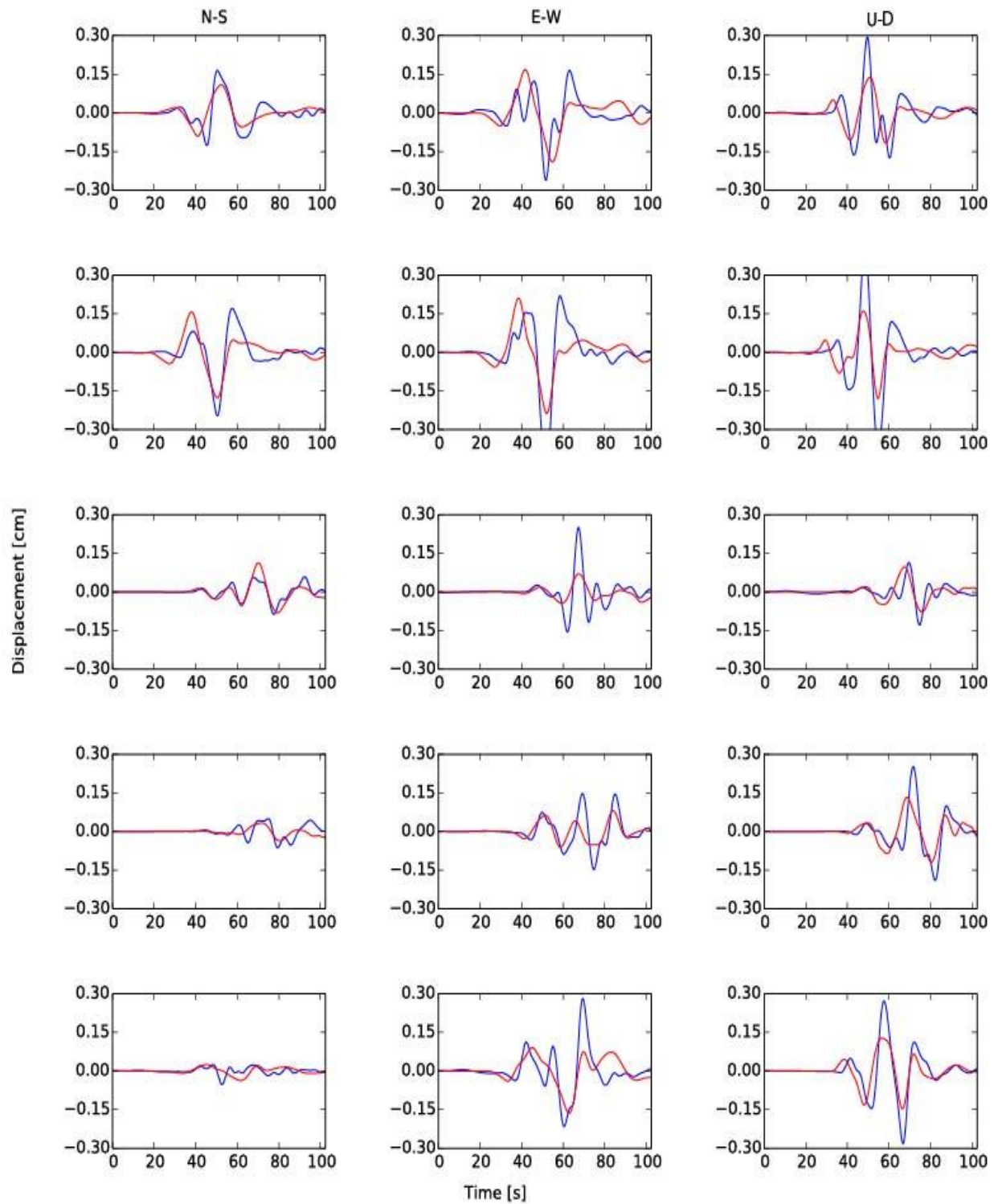


Figura C.6.4 Comparación entre sismogramas observados (azul) y simulados (rojo) para las componentes este-oeste, norte-sur y vertical del evento I.

C.7. Resultados inversión cinemática para evento I considerando una banda de frecuencia entre 0.02-0.20 Hz y la ubicación del hipocentro reportada por el GCMT.

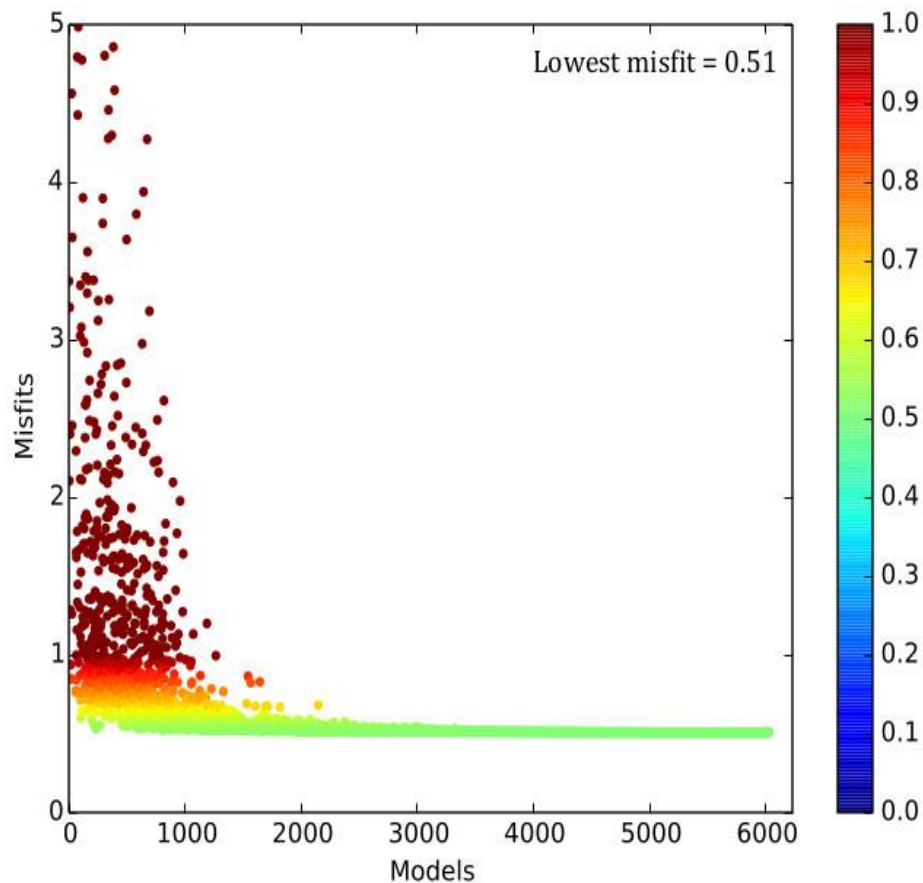


Figura C.7.1 Convergencia de la inversión cinemática para el evento I. La figura muestra el *misfit* entre el desplazamiento observado y simulado como función del número de iteración del modelo cinemático muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm*. La escala de colores indica el *misfit* para cada modelo.

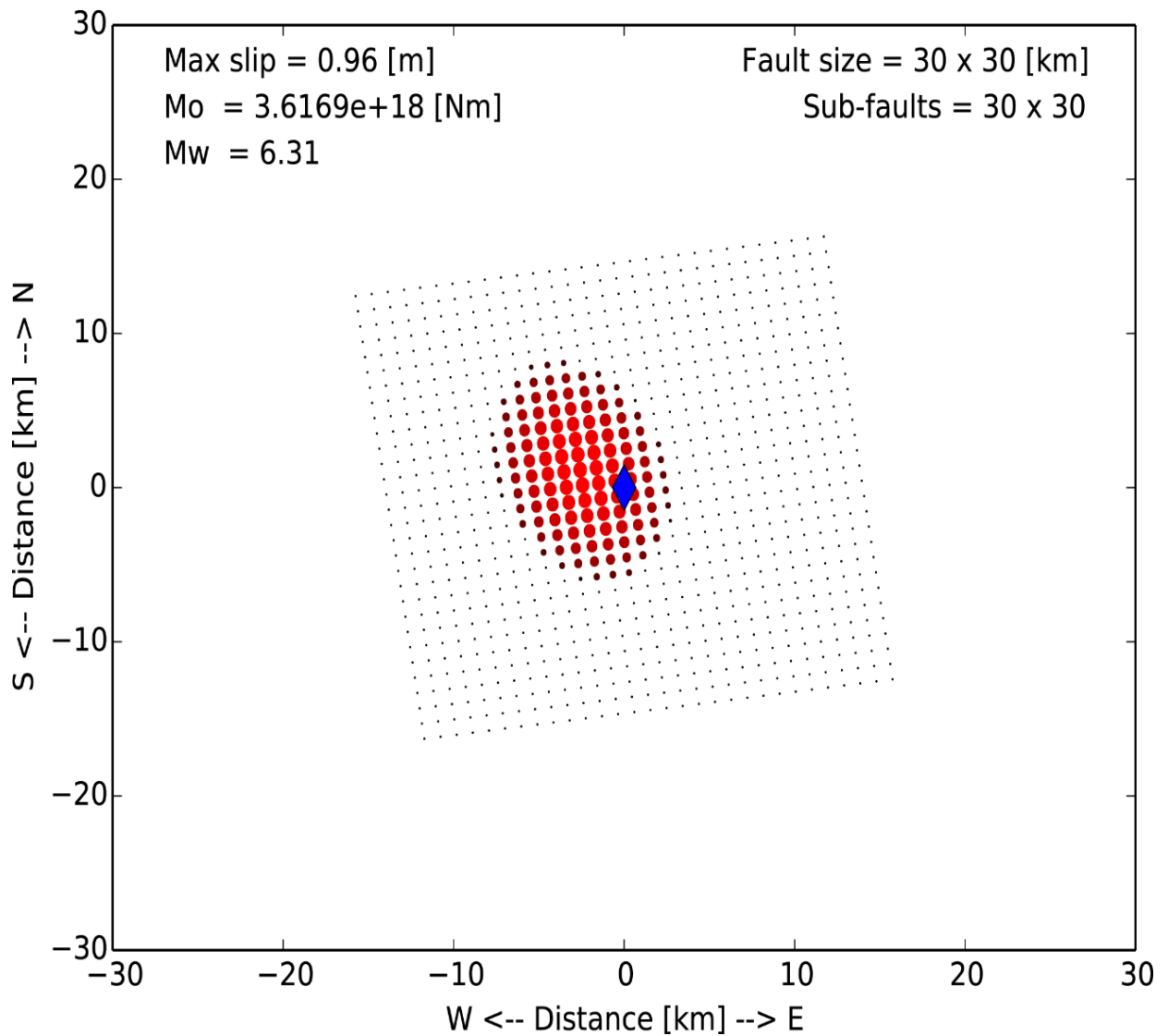


Figura C.7.2 Distribución de deslizamiento para el evento I. El deslizamiento en el plano de falla es mostrado con círculos rojos con un tamaño proporcional al deslizamiento. El máximo deslizamiento, el momento sísmico y la magnitud Mw para el mejor modelo se muestran en la parte superior izquierda de la figura.

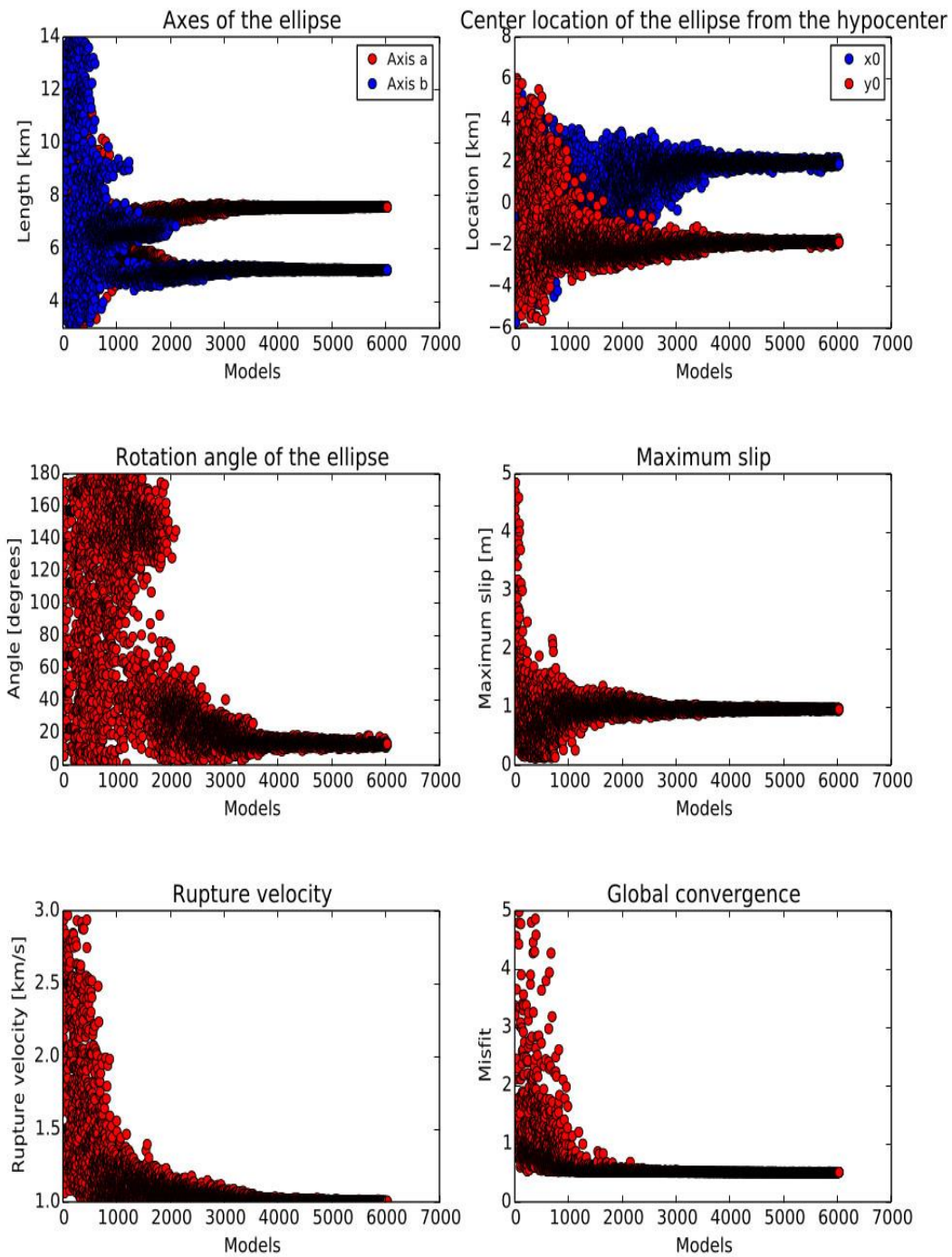


Figura C.7.3 Convergencia de los parámetros cinemáticos como función del número de modelo muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm* para el evento I.

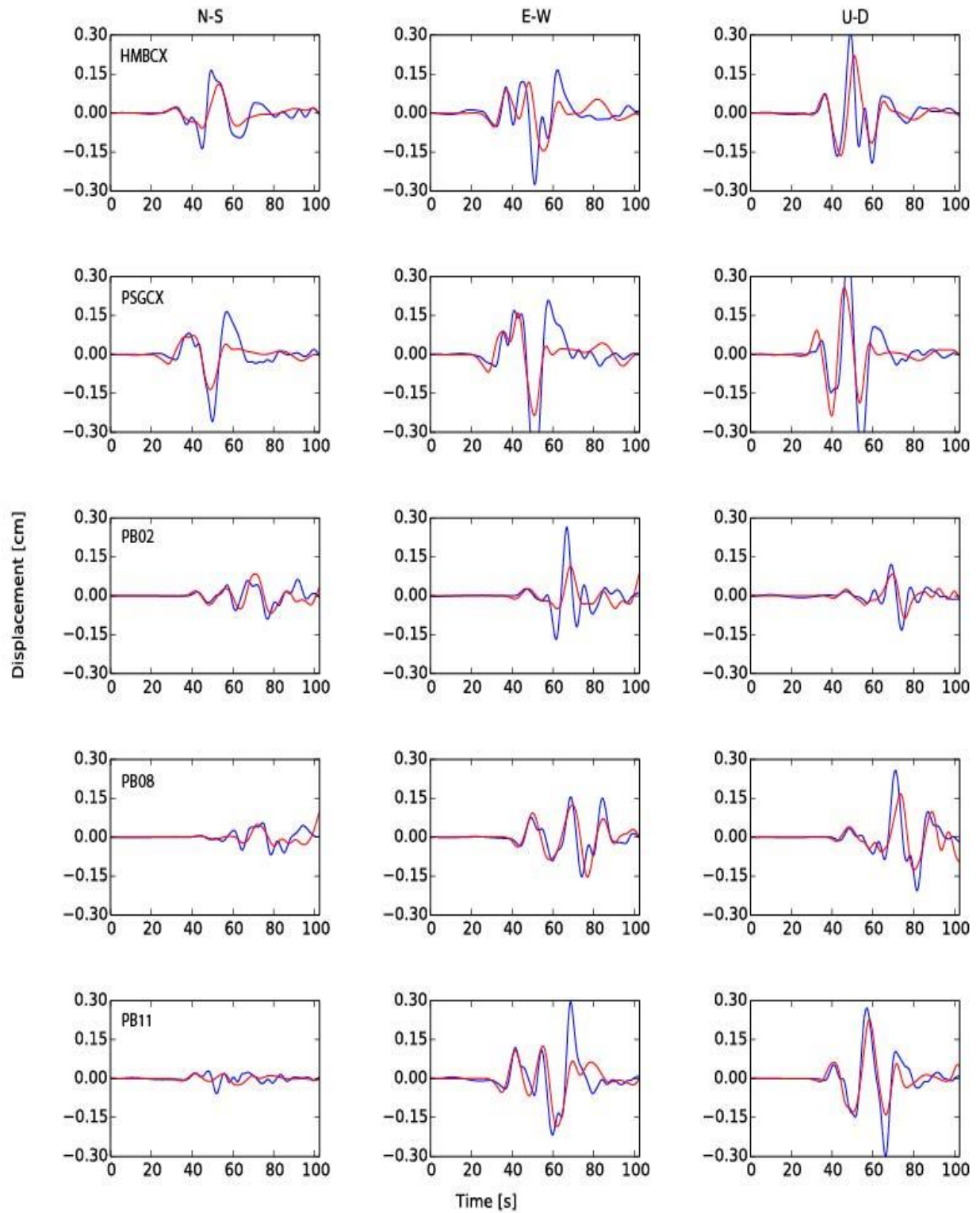


Figura C.7.4 Comparación entre sismogramas observados (azul) y simulados (rojo) para las componentes este-oeste, norte-sur y vertical del evento I.

D. Inversiones Dinámicas

D.1. Resultados inversión dinámica evento I

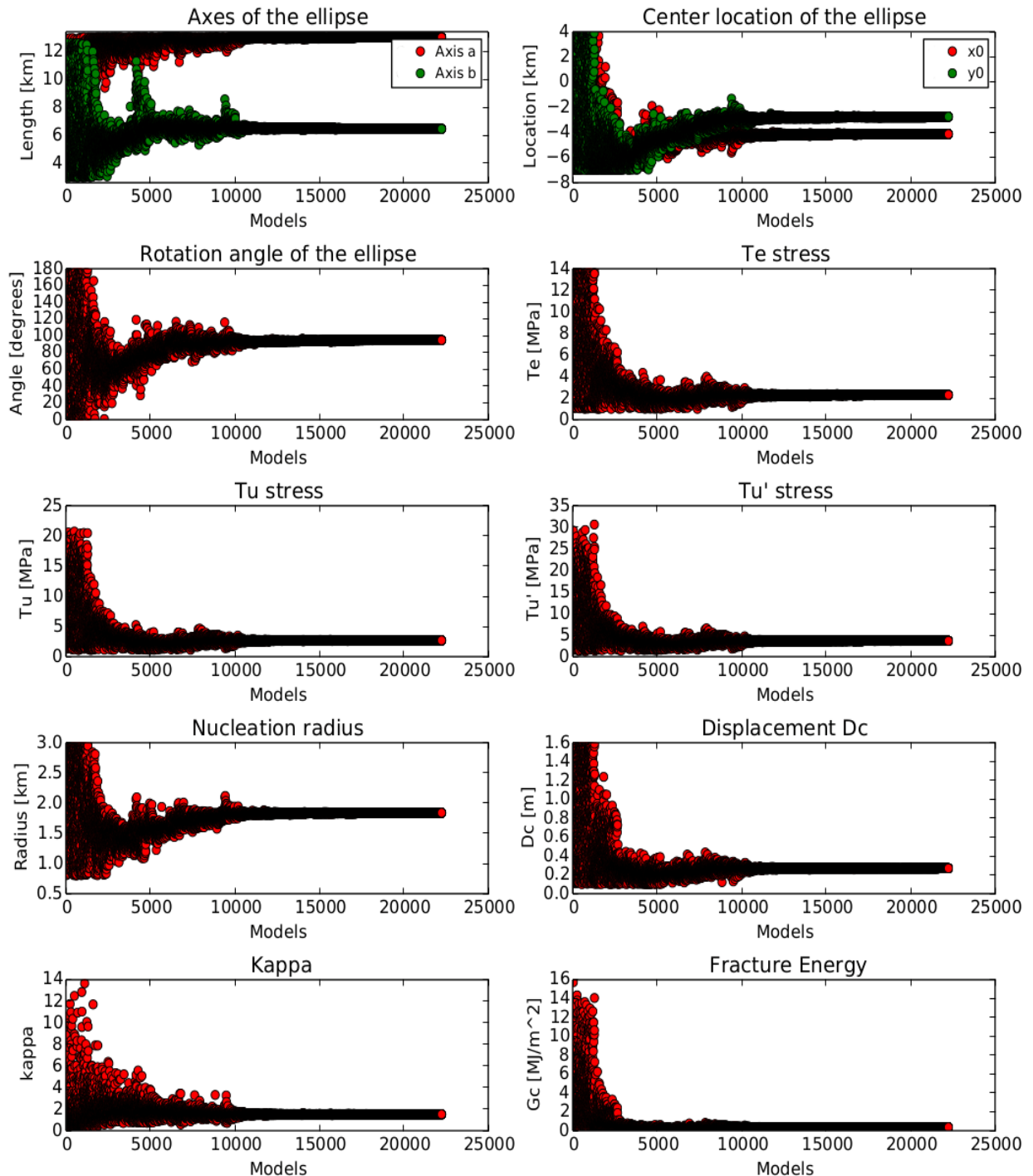


Figura D.1.1 Convergencia de los parámetros dinámicos como función del número de modelo muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm* para el evento I.

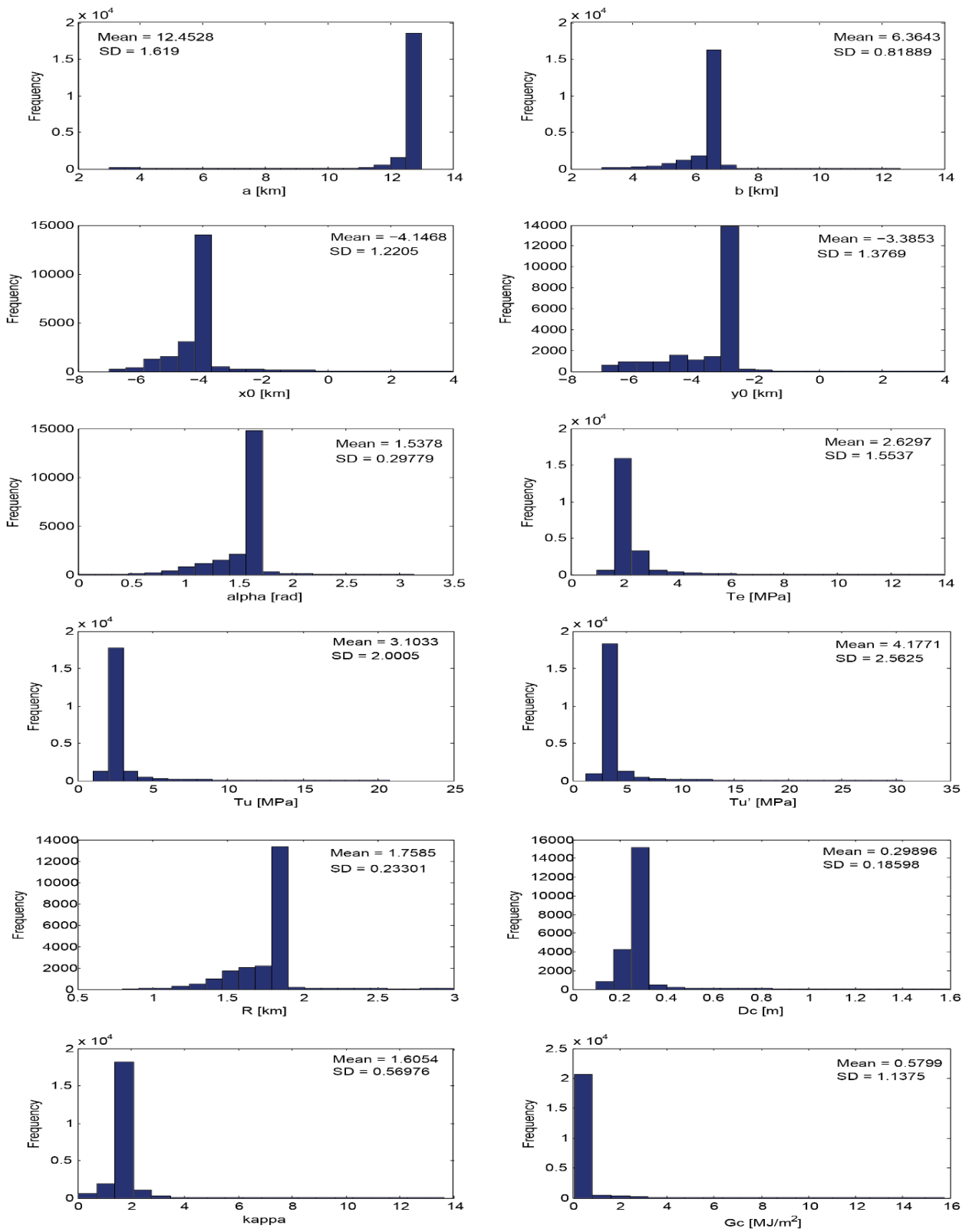


Figura D.1.2 Histogramas de los parámetros dinámicos del evento I, considerando todos los modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*. Mean y SD corresponden al promedio y la desviación estándar, respectivamente.

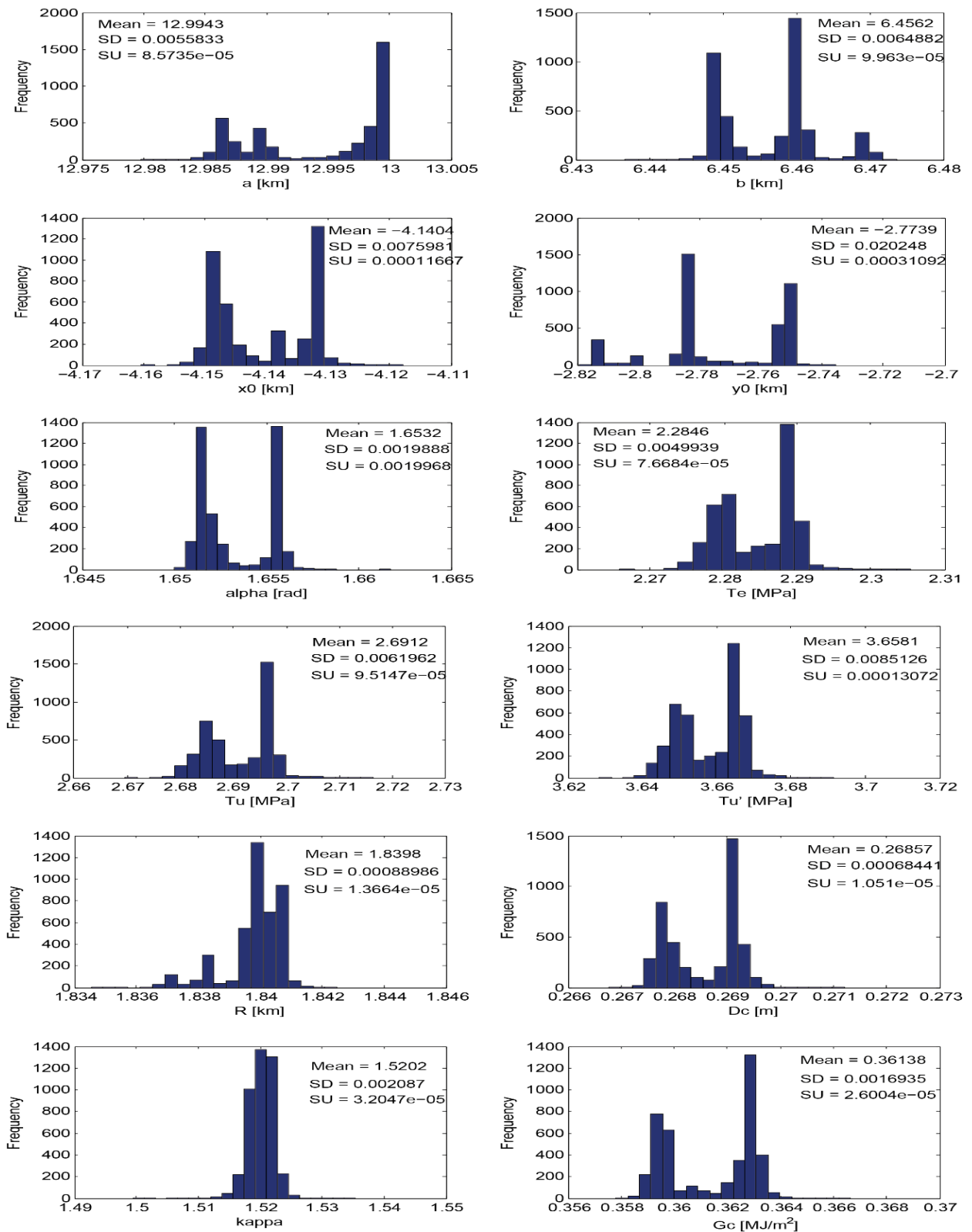


Figura D.1.3 Histogramas de los parámetros dinámicos del evento I, considerando modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*, cuando el *misfit* es estable. *Mean*, *SD* y *SU* corresponden al promedio, la desviación estándar y la incertidumbre estándar, respectivamente.

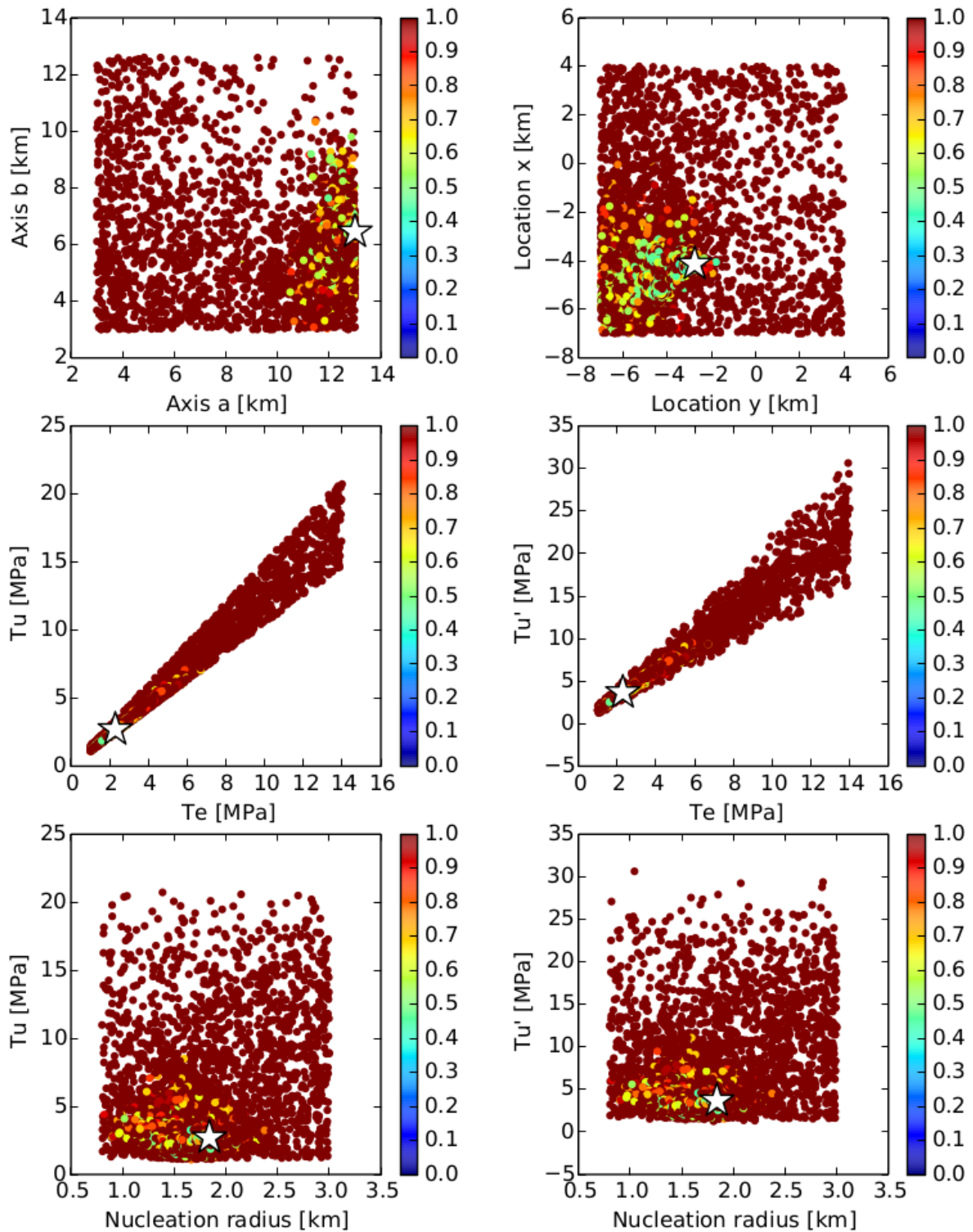


Figura D.1.4. Trade-off entre distintos parámetros de la inversión dinámica realizada para el evento I. El *misfit* se encuentra indicado por la escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo.

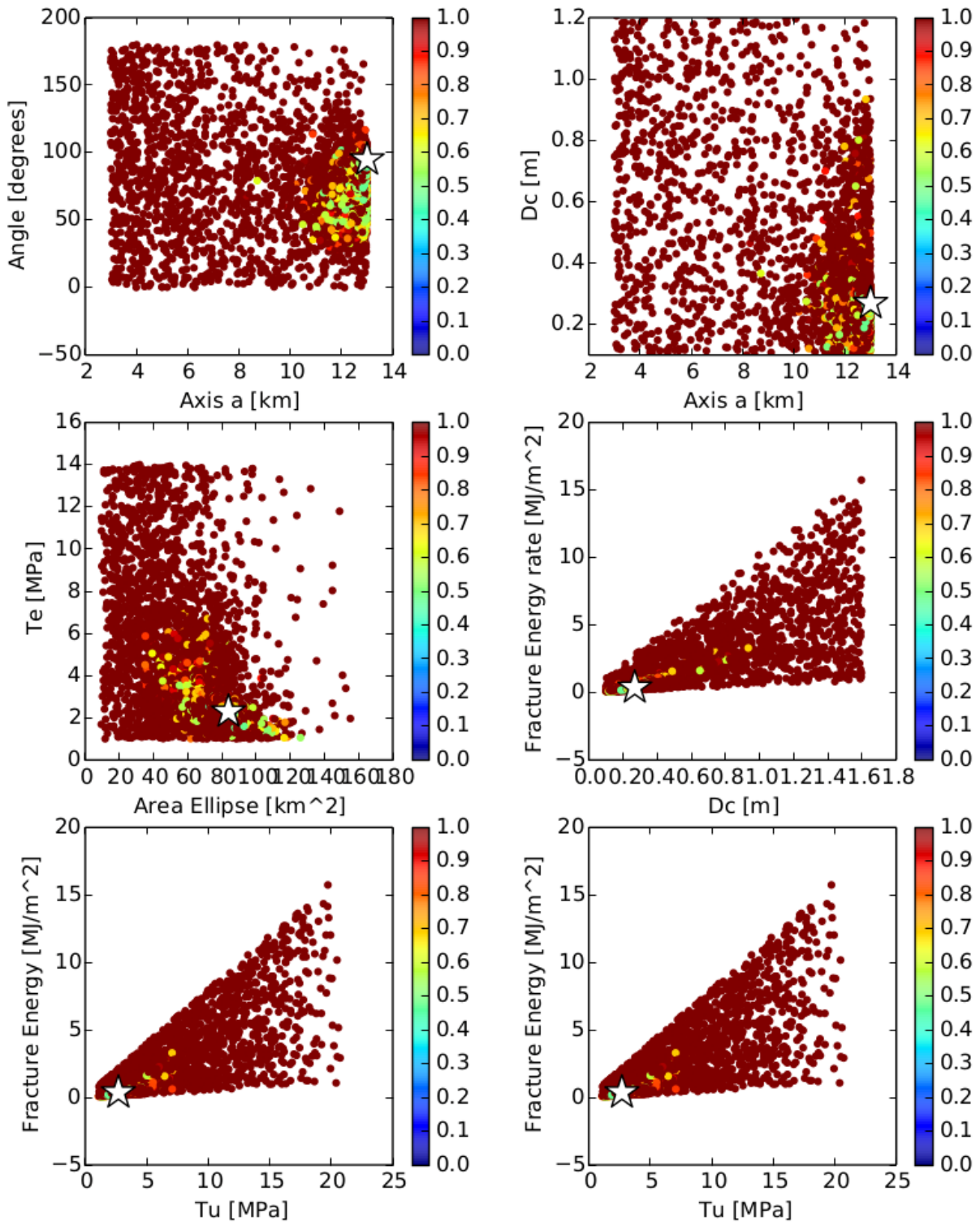


Figura D.1.5. Trade-off entre distintos parámetros de la inversión dinámica realizada para el evento I. El *misfit* se encuentra indicado por la escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo.

D.2. Resultados inversión dinámica evento II

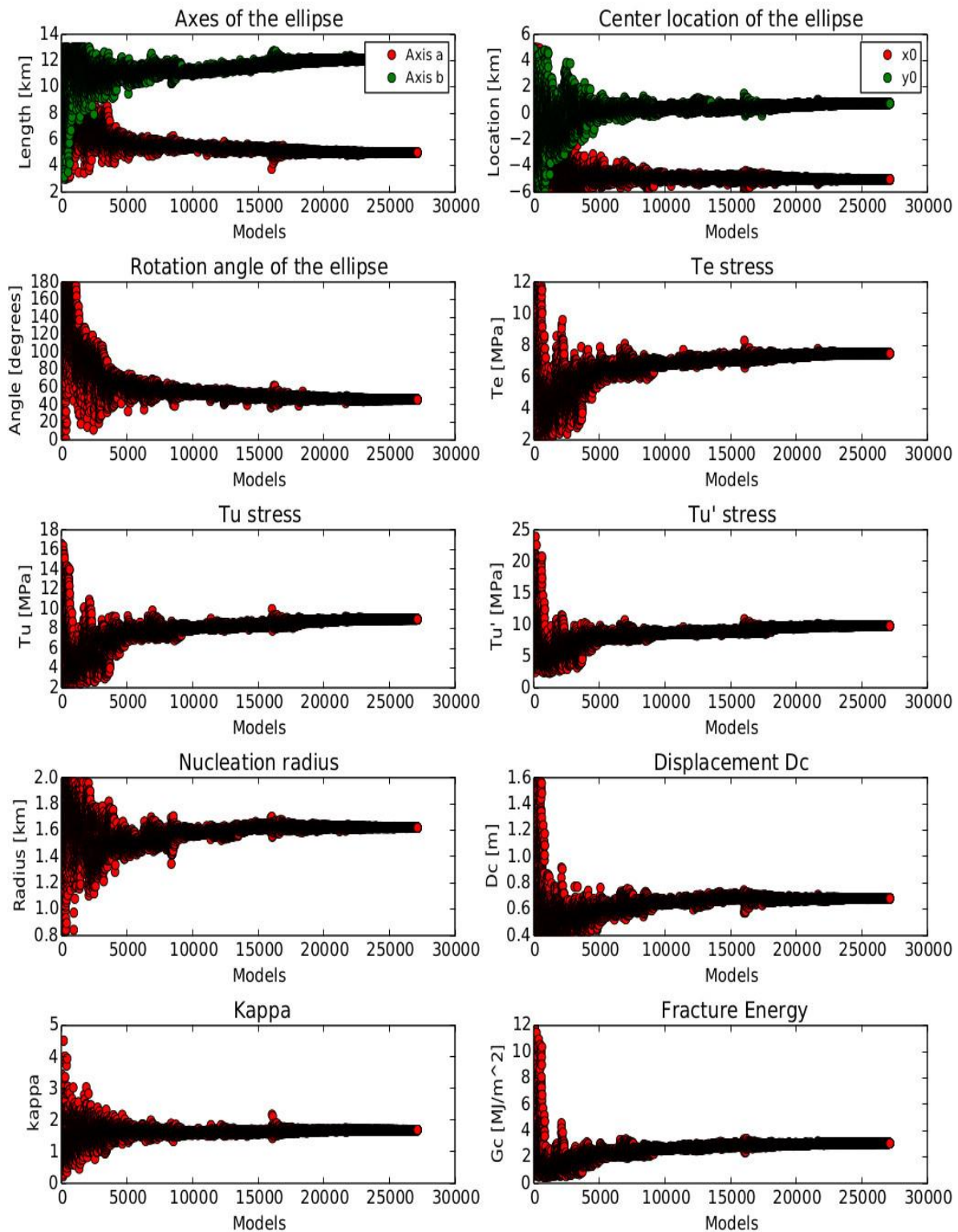


Figura D.2.1 Convergencia de los parámetros dinámicos como función del número de modelo muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm* para el evento II.

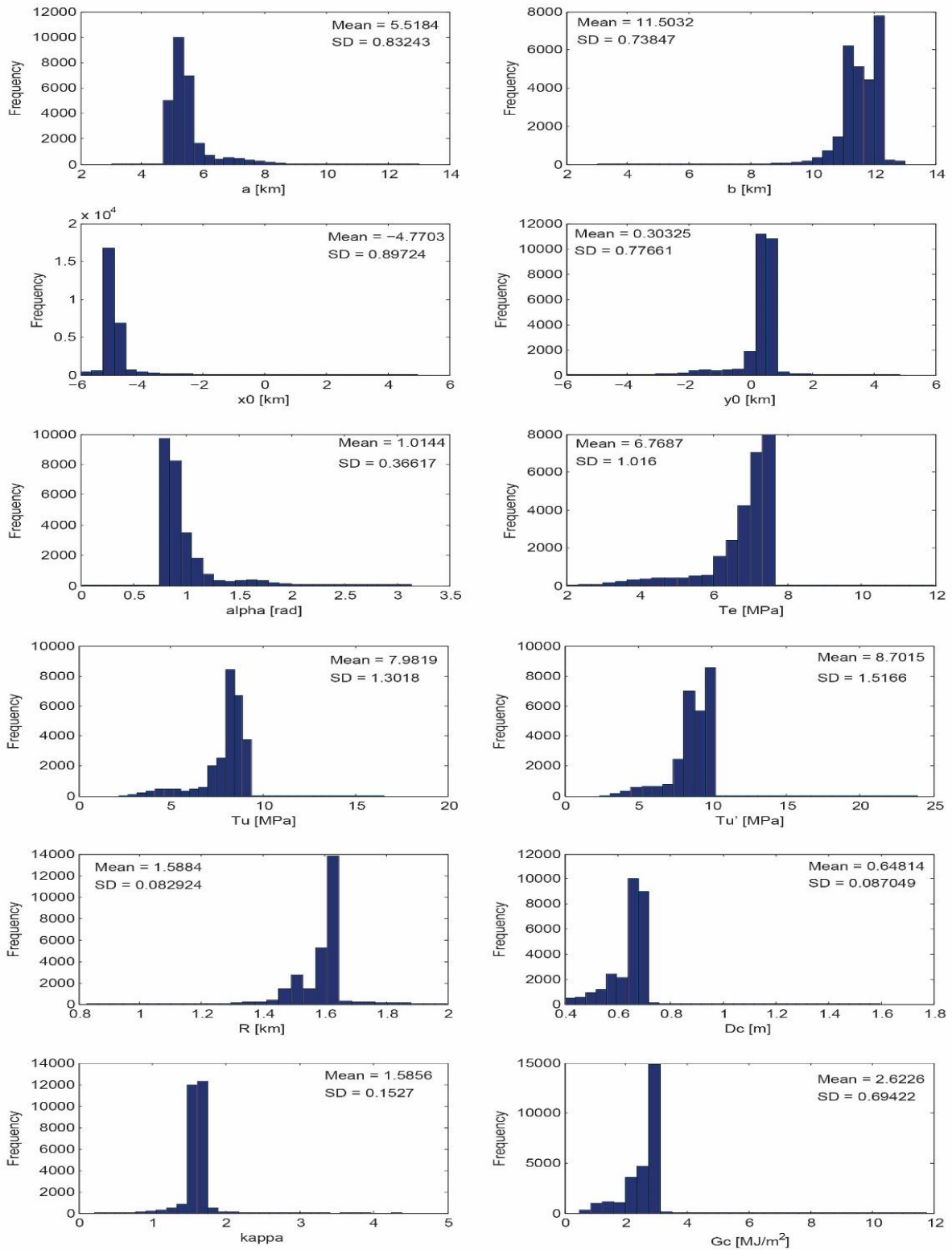


Figura D.2.2 Histogramas de los parámetros dinámicos del evento II, considerando todos los modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*. *Mean* y *SD* corresponden al promedio y la desviación estándar, respectivamente.

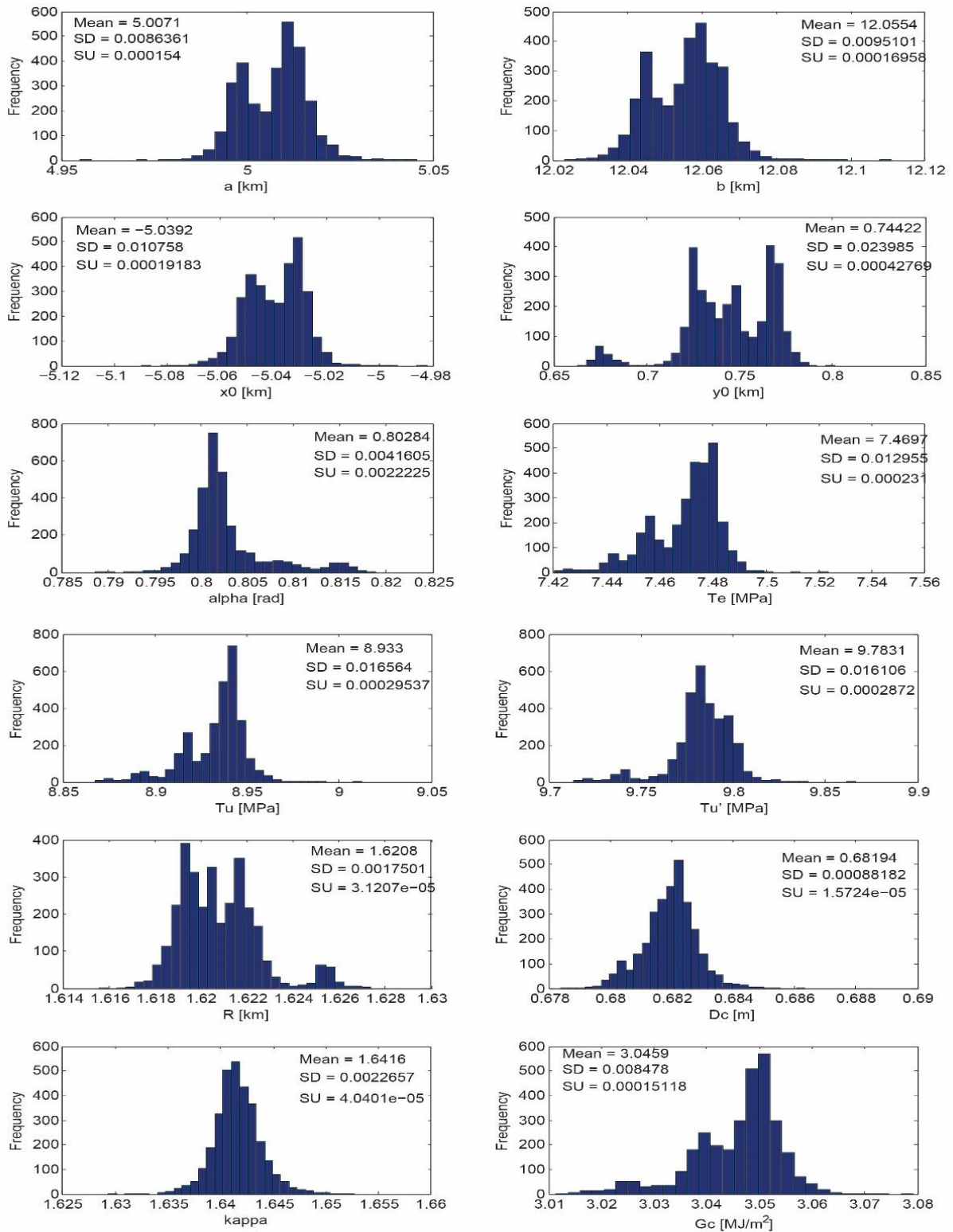


Figura D.2.3 Histogramas de los parámetros dinámicos del evento II, considerando modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*, cuando el *misfit* es estable. *Mean*, *SD* y *SU* corresponden al promedio, la desviación estándar y la incertidumbre estándar, respectivamente.

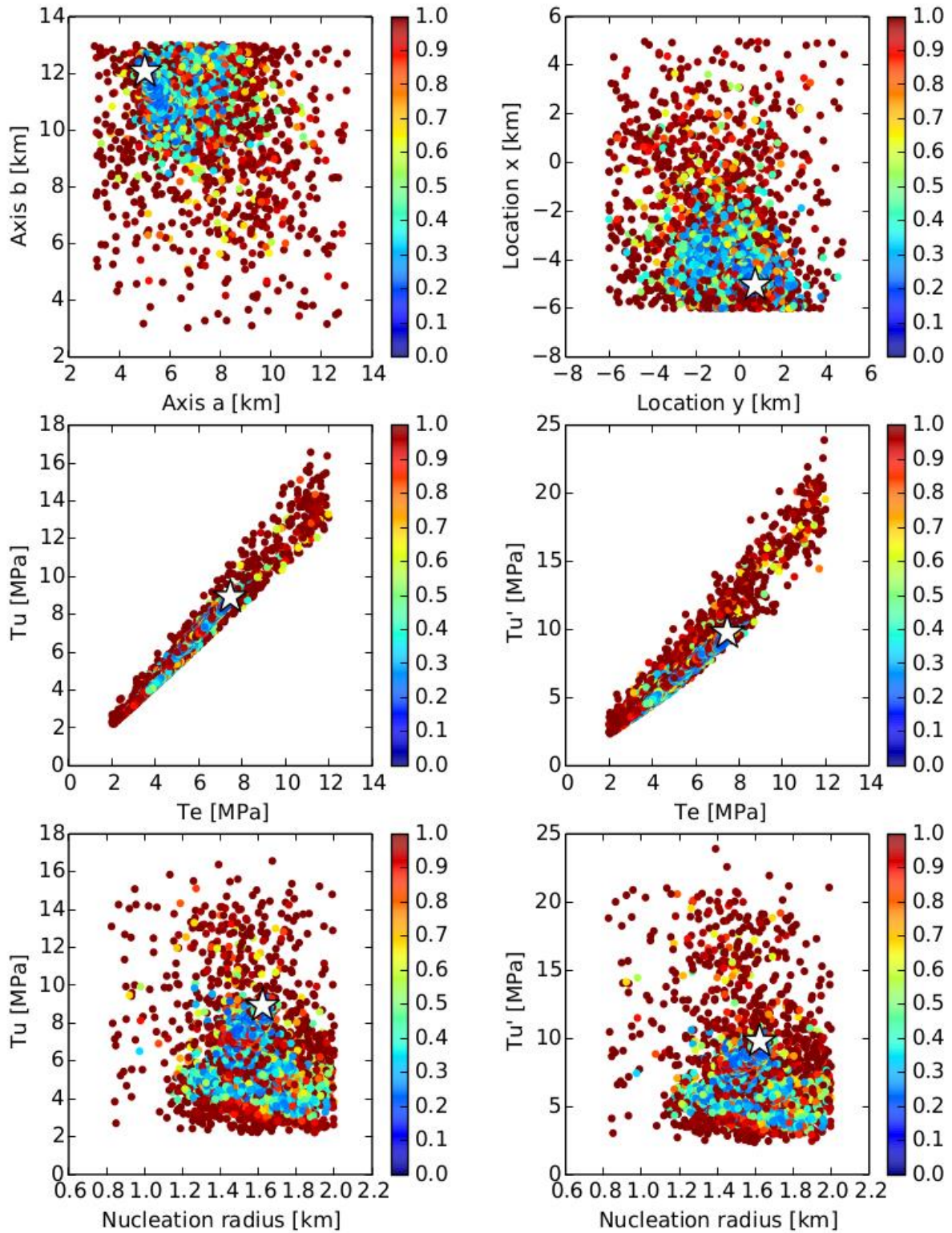


Figura D.2.4. Trade-off entre distintos parámetros de la inversión cinemática realizada para el evento II. El *misfit* se encuentra indicado por la escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo.

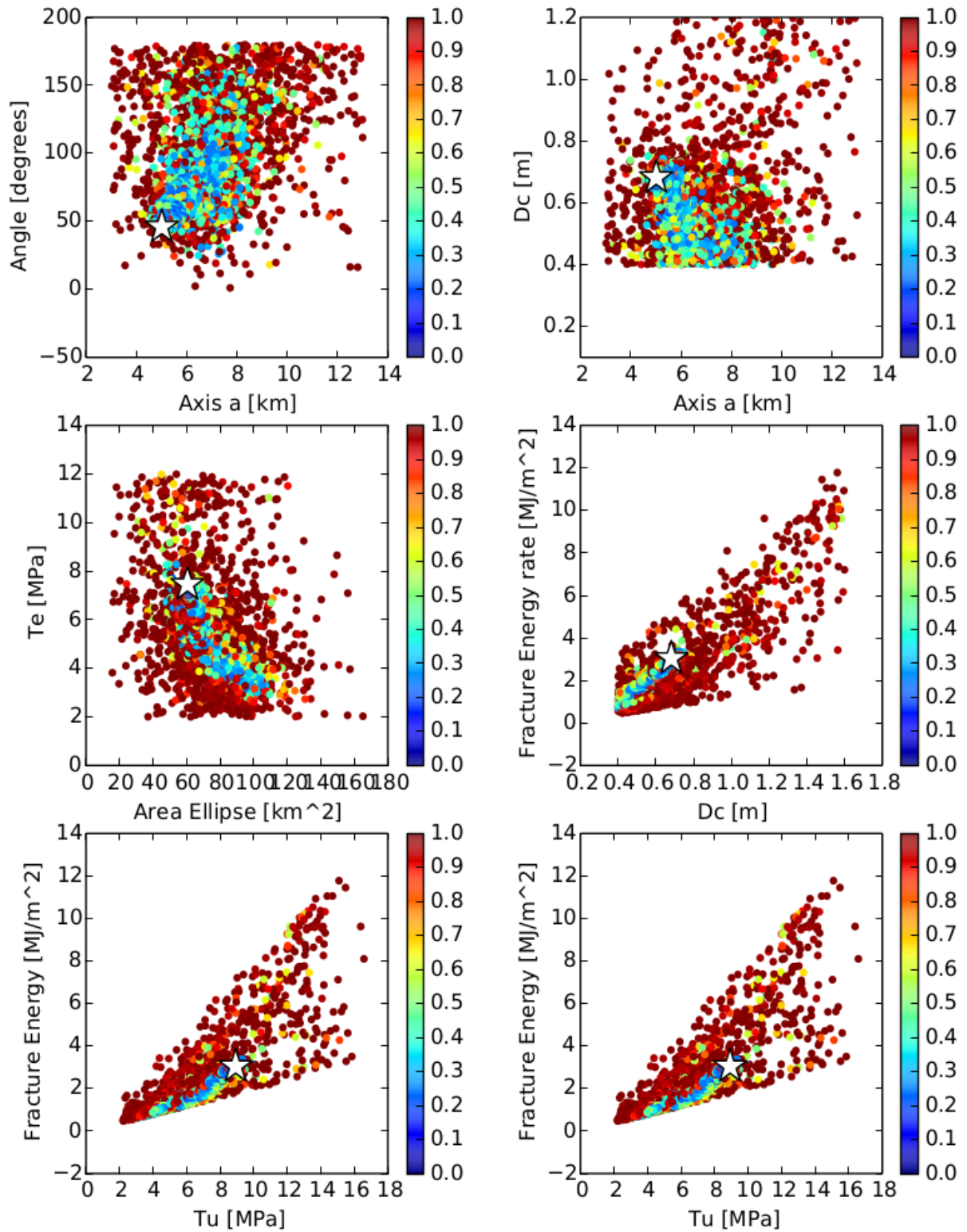


Figura D.2.5. Trade-off entre distintos parámetros de la inversión cinemática realizada para el evento II. El *misfit* se encuentra indicado por la escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo. La estrella blanca indica el mejor modelo.

D.3. Resultados inversión dinámica evento III

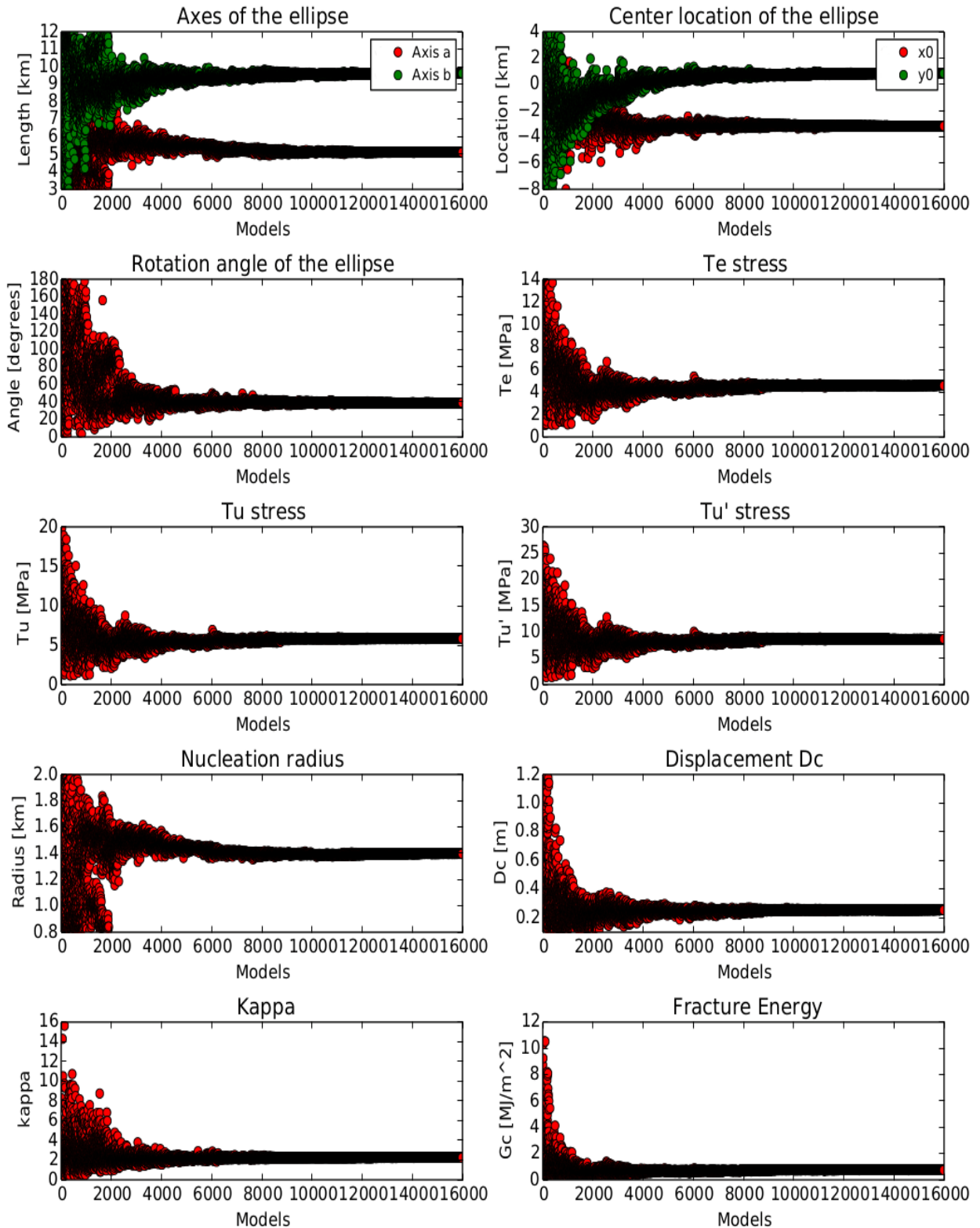


Figura D.3.1 Convergencia de los parámetros dinámicos como función del número de modelo muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm* para el evento III.

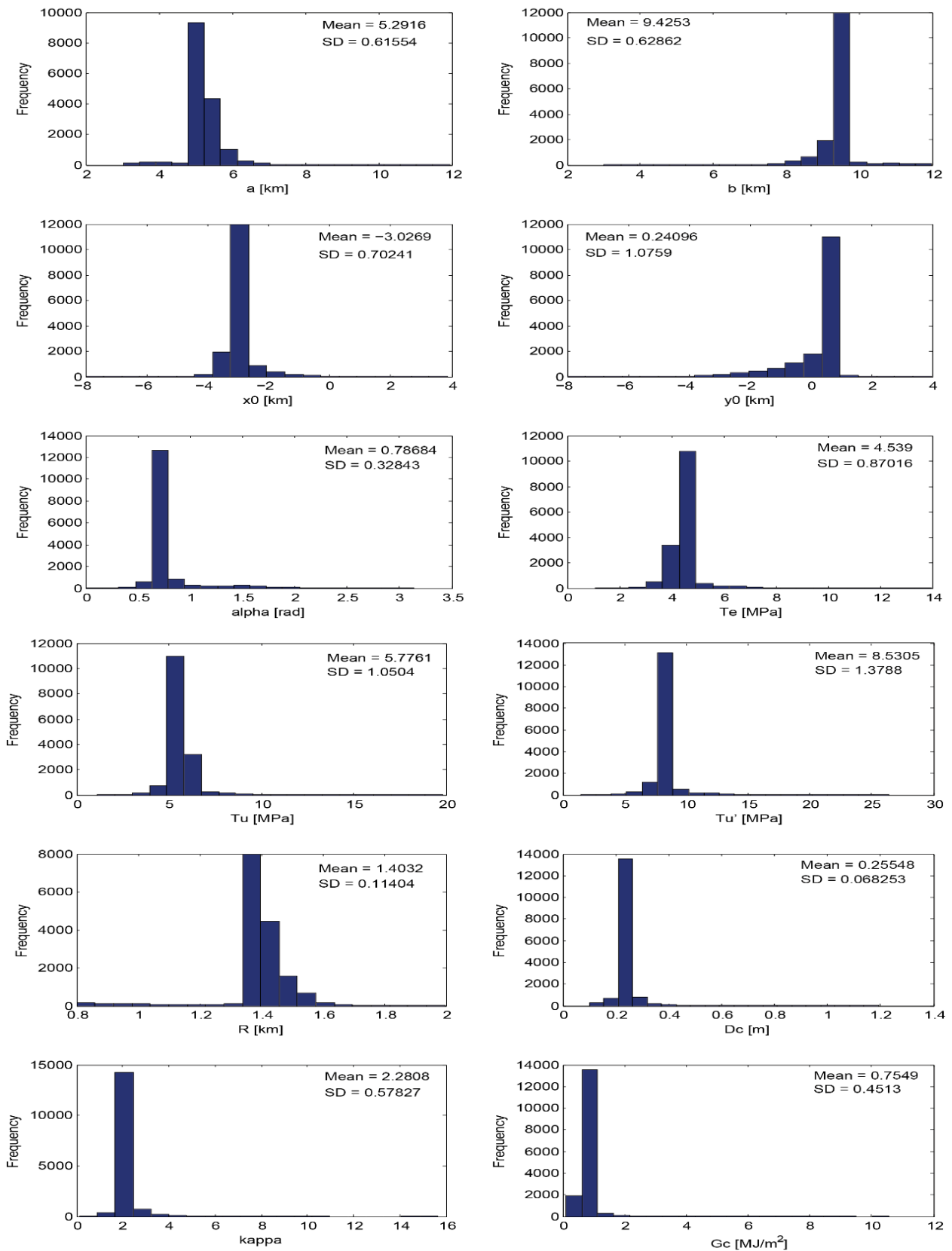


Figura D.3.2 Histogramas de los parámetros dinámicos del evento III, considerando todos los modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*. *Mean* y *SD* corresponden al promedio y la desviación estándar, respectivamente.

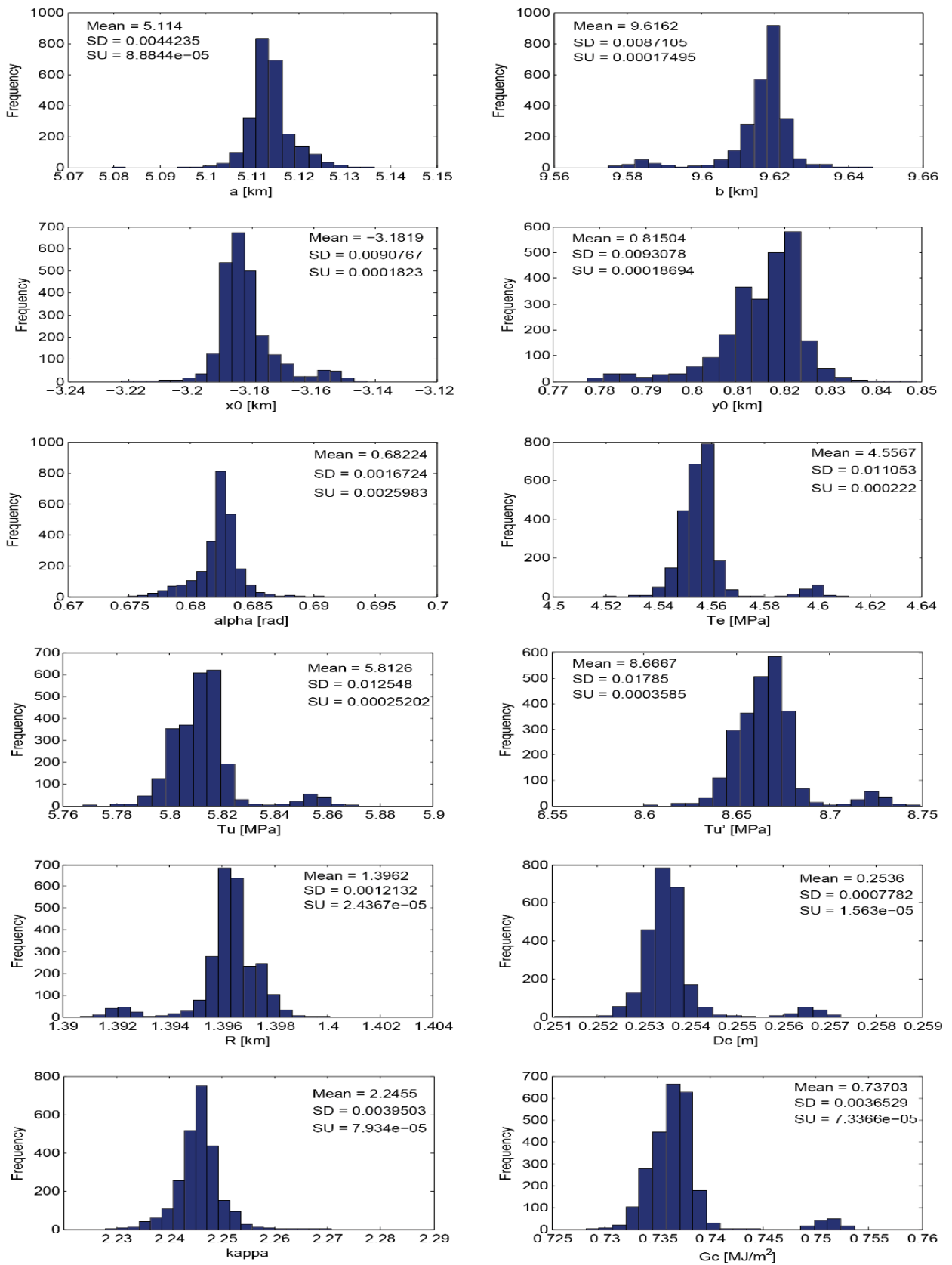


Figura D.3.3 Histogramas de los parámetros dinámicos del evento III, considerando modelos muestreados por el *Neighbourhood Algorithm*, cuando el *misfit* es estable. *Mean*, *SD* y *SU* corresponden al promedio, la desviación estándar y la incertidumbre estándar, respectivamente.

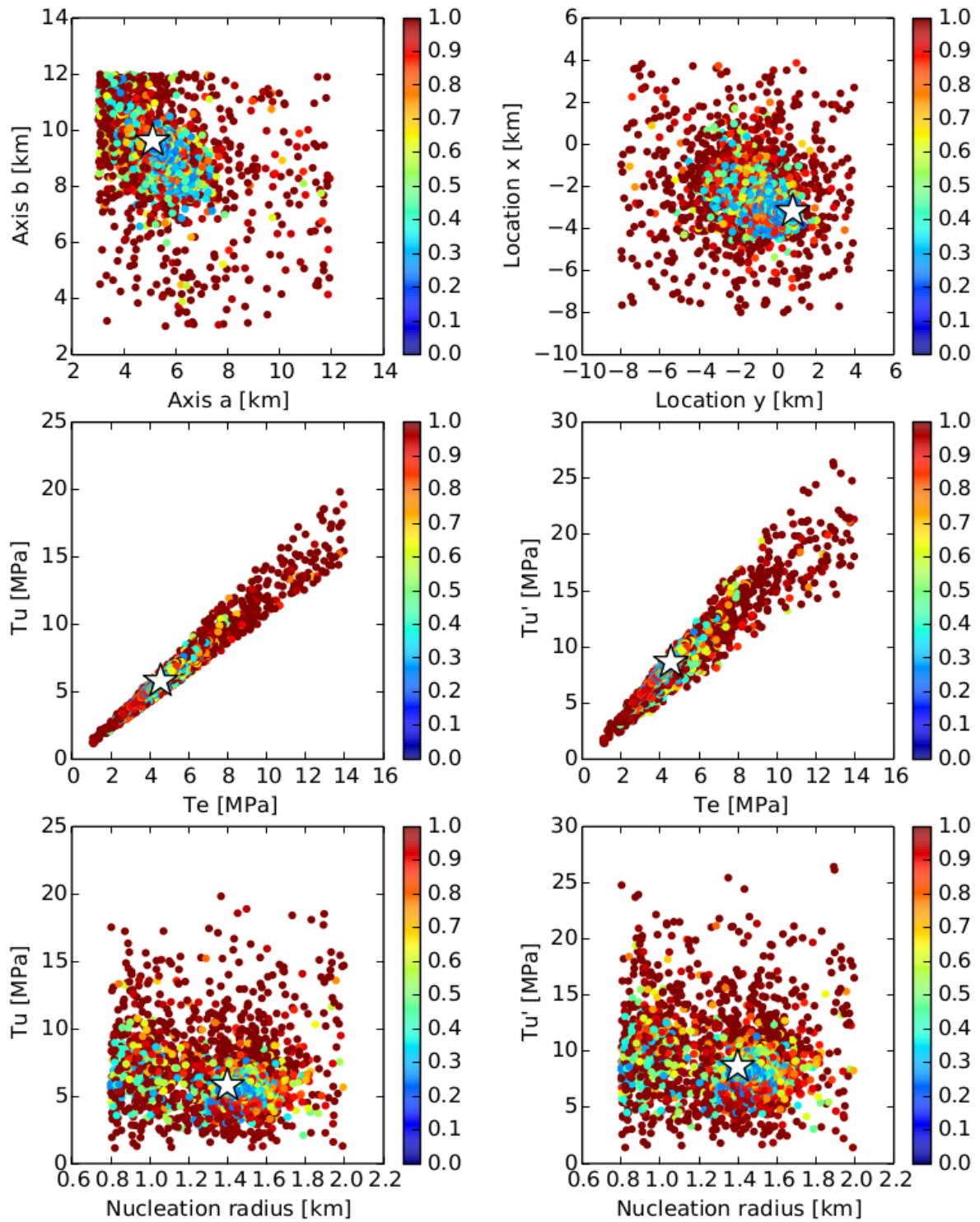


Figura D.3.4. Trade-off entre distintos parámetros de la inversión dinámica realizada para el evento III. El *misfit* se encuentra indicado por la escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo.

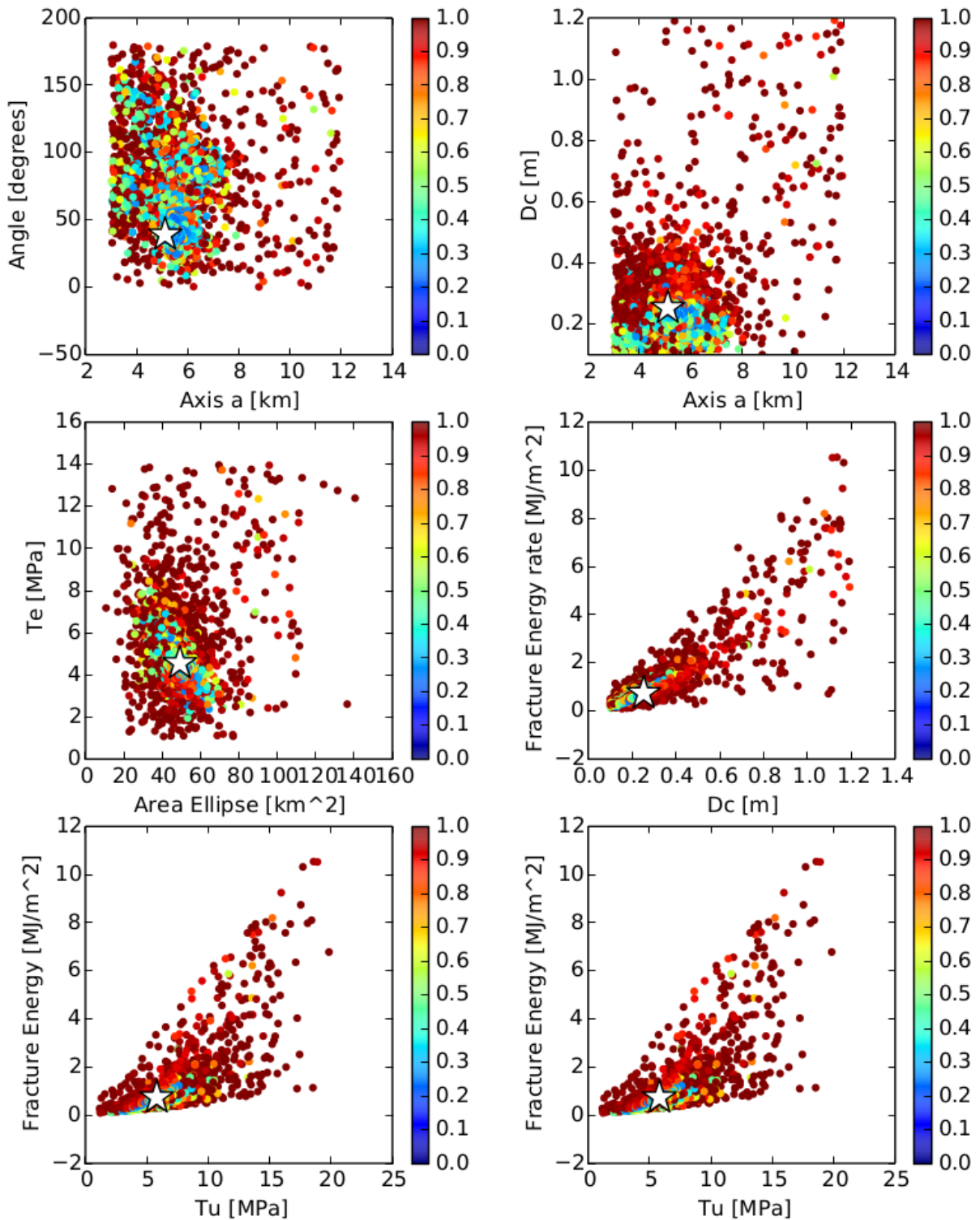


Figura D.3.5. Trade-off entre distintos parámetros de la inversión dinámica realizada para el evento III. El *misfit* se encuentra indicado por la escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo. La estrella blanca indica el mejor modelo.

D.4. Resultados inversión dinámica evento IV

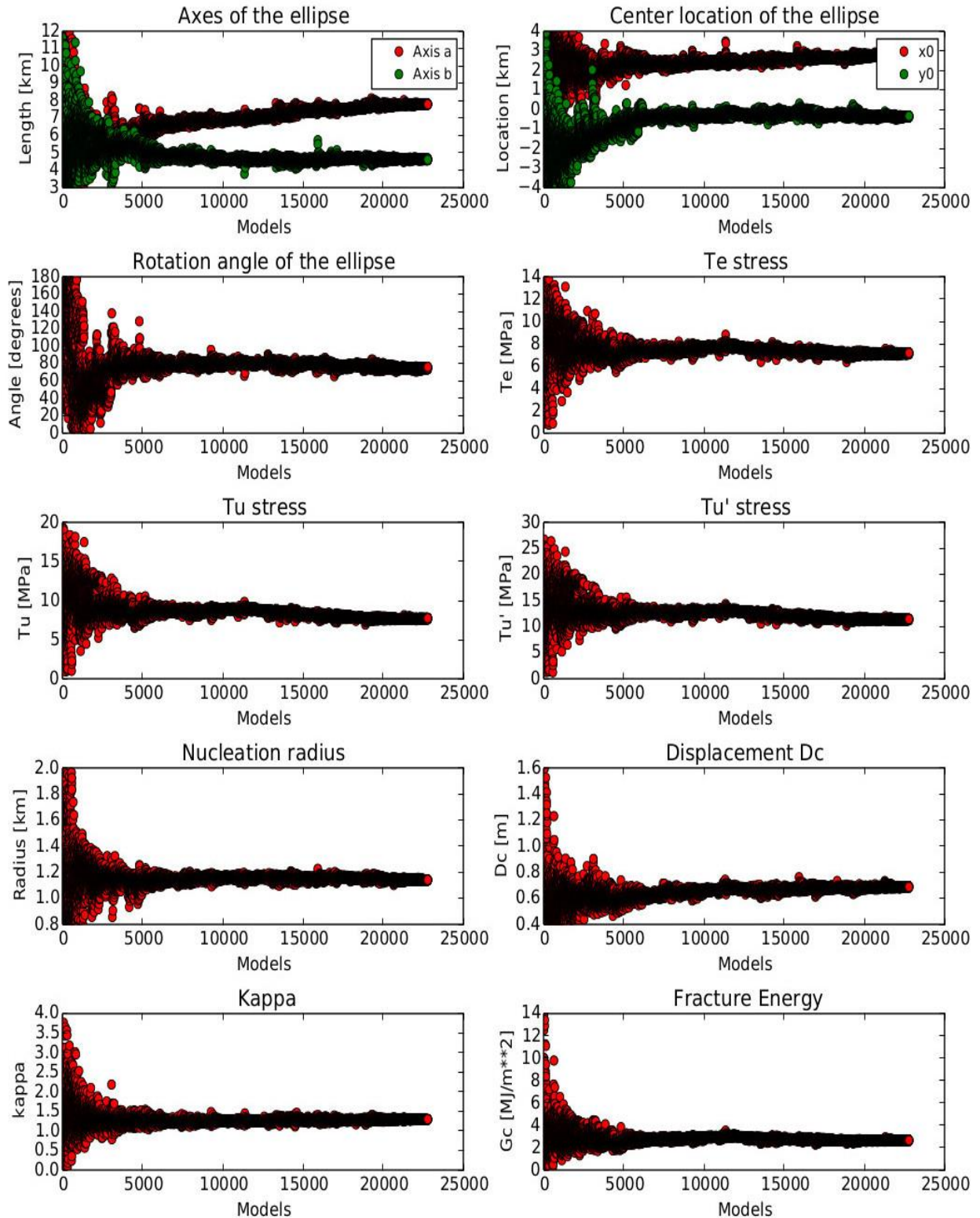


Figura D.4.1 Convergencia de los parámetros dinámicos como función del número de modelo muestreado por el método del *Neighborhood Algorithm* para el evento IV.

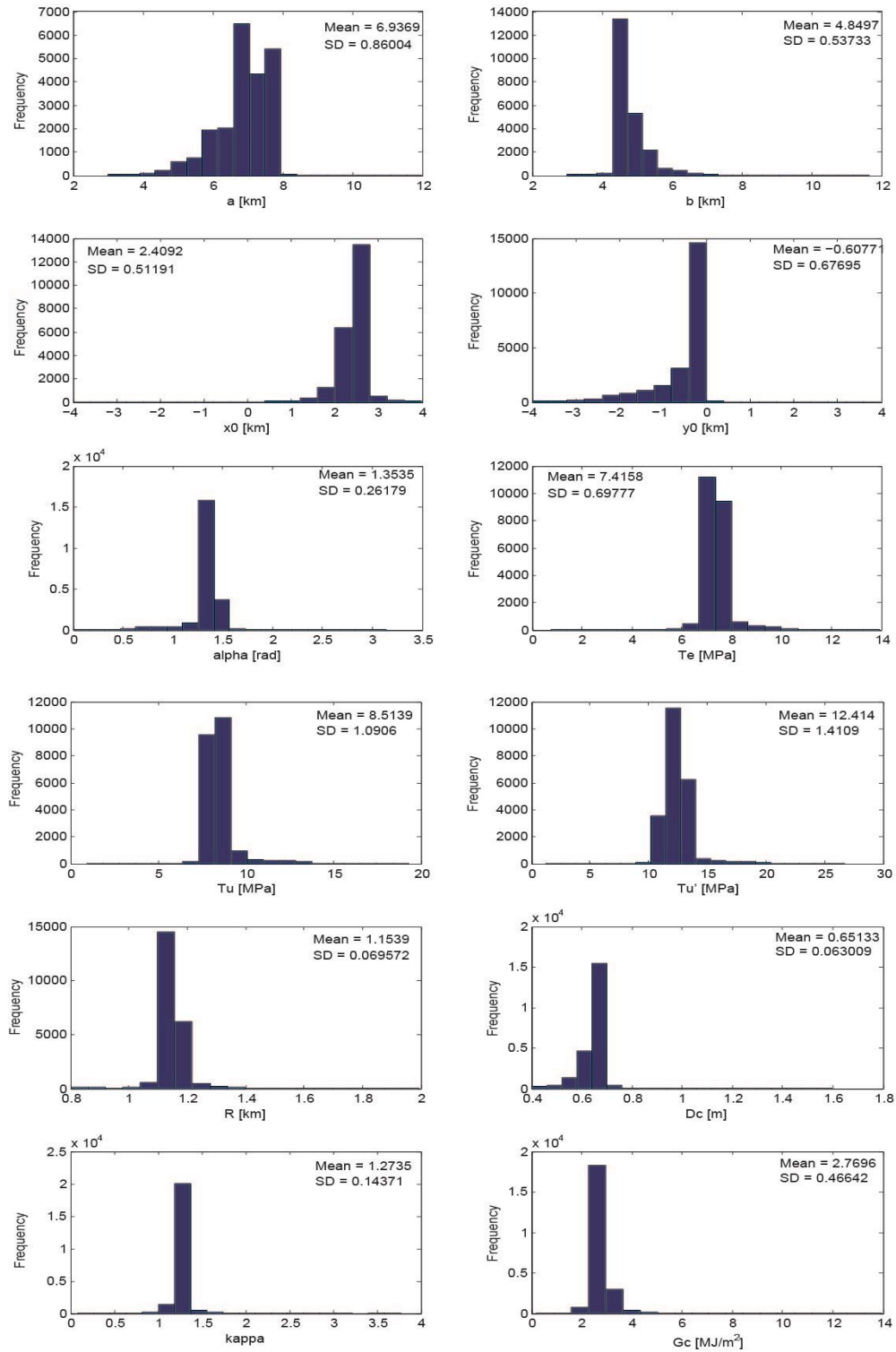


Figura D.4.2 Histogramas de los parámetros dinámicos del evento IV, considerando todos los modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*. *Mean* y *SD* corresponden al promedio y la desviación estándar, respectivamente.

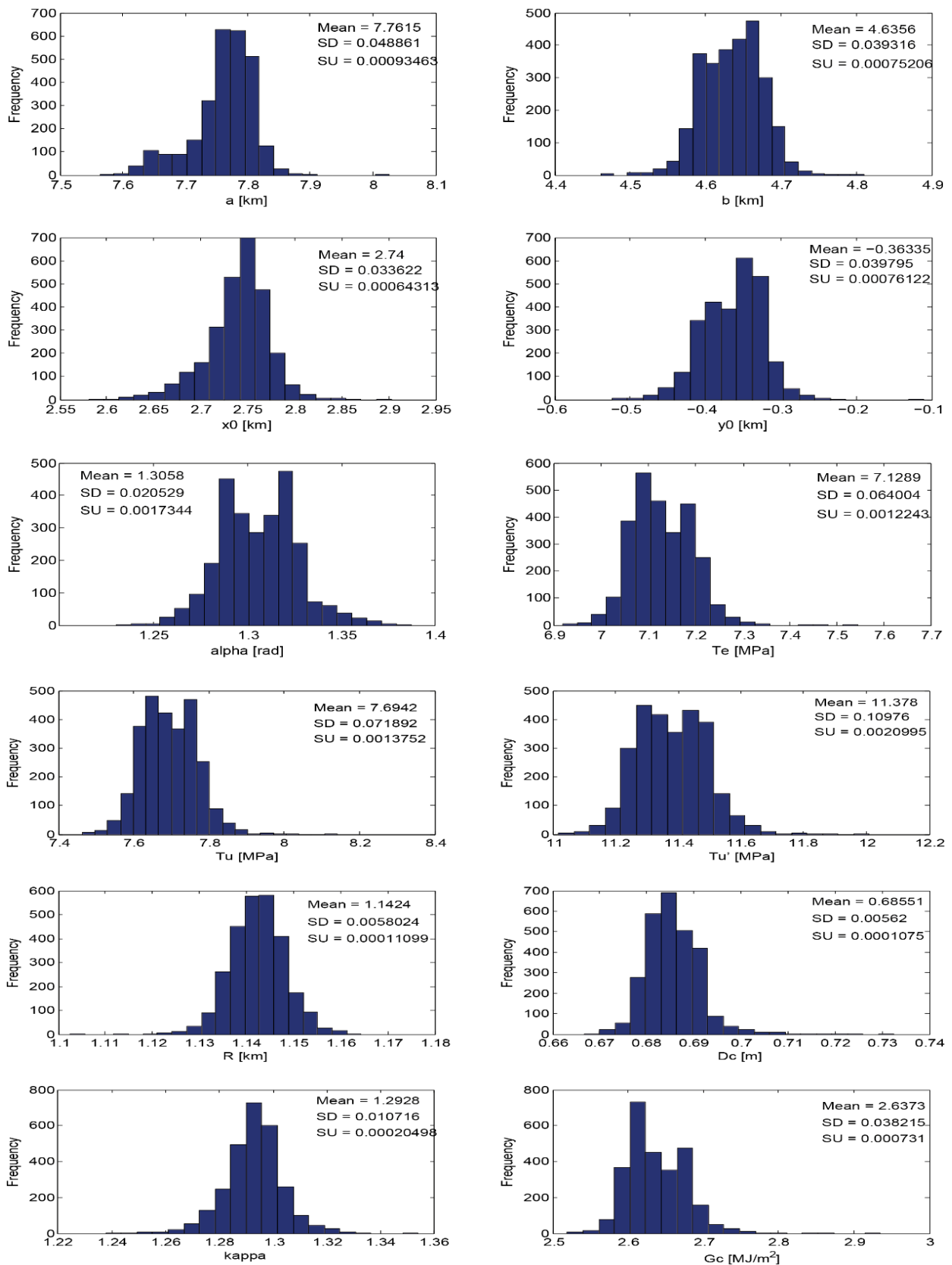


Figura D.4.3 Histogramas de los parámetros dinámicos del evento IV, considerando modelos muestreados por el *Neighborhood Algorithm*, cuando el *misfit* es estable. *Mean*, *SD* y *SU* corresponden al promedio, la desviación estándar y la incertidumbre estándar, respectivamente.

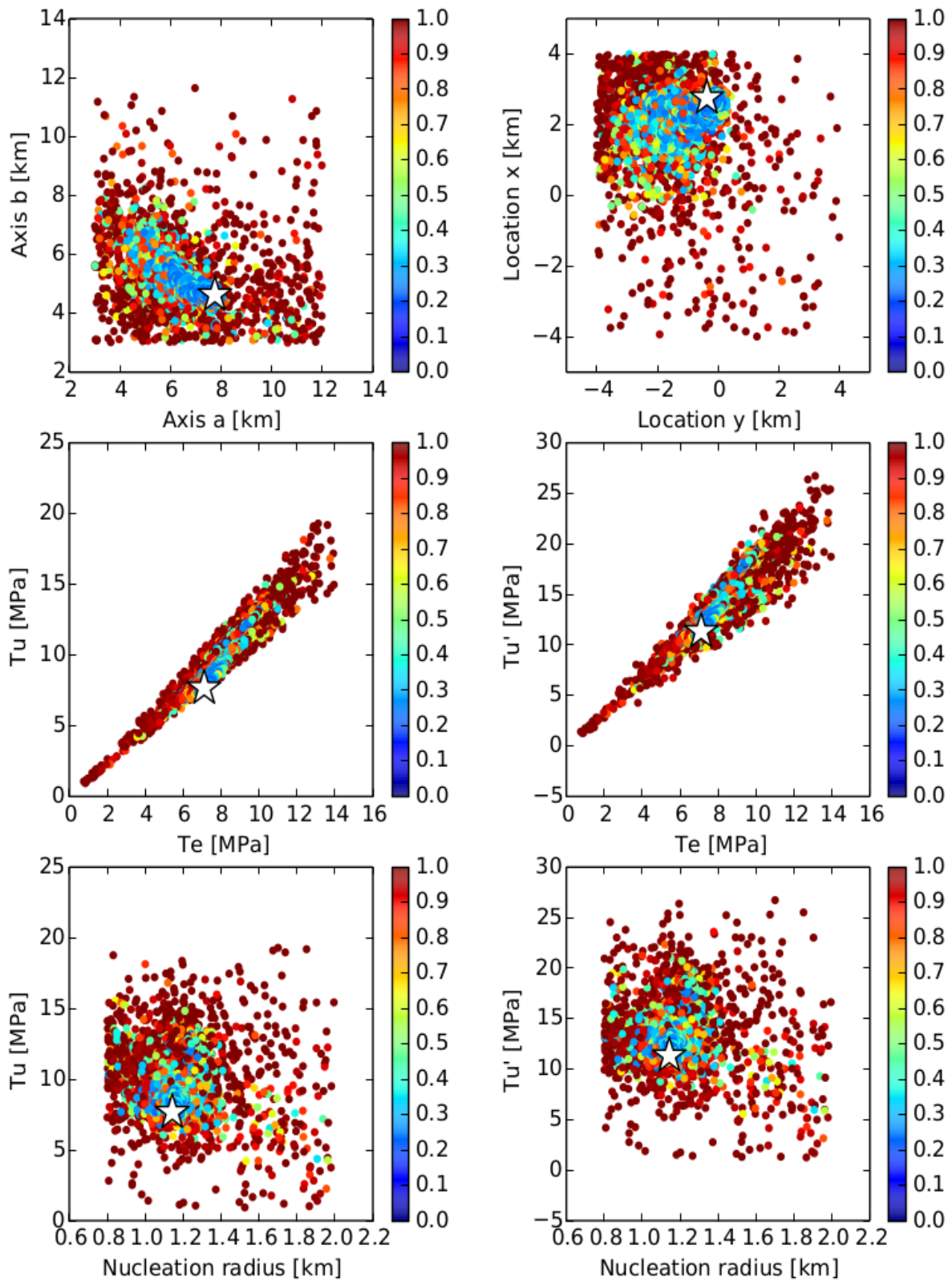


Figura D.4.4. Trade-off entre distintos parámetros de la inversión dinámica realizada para el evento IV. El *misfit* se encuentra indicado por la escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo. La estrella blanca indica el mejor modelo.

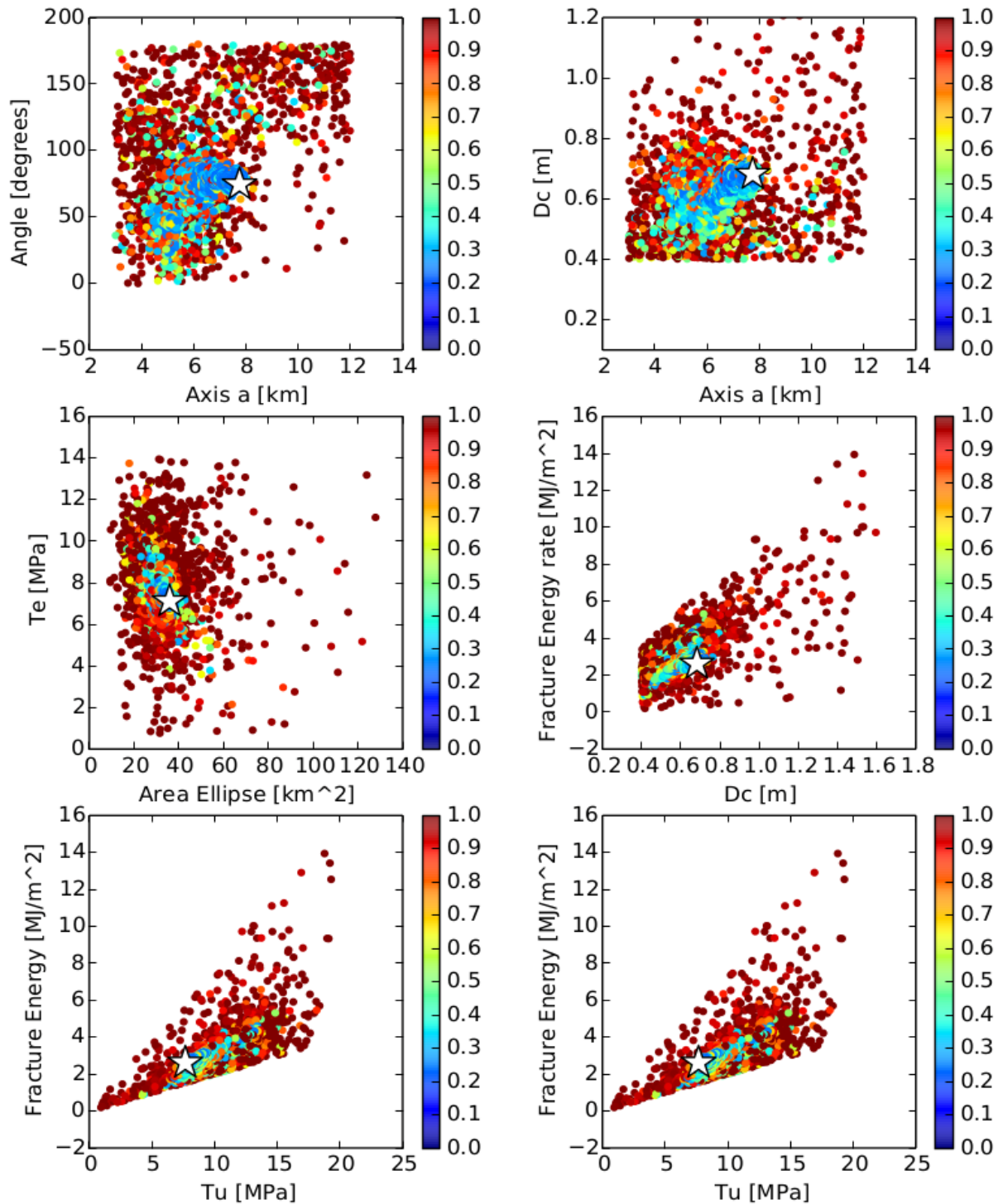


Figura D.4.5. Trade-off entre distintos parámetros de la inversión dinámica realizada para el evento IV. El *misfit* se encuentra indicado por la escala de colores. La estrella blanca indica el mejor modelo. La estrella blanca indica el mejor modelo.

D.5. Comparación sismogramas observados y simulados componentes norte-sur y vertical

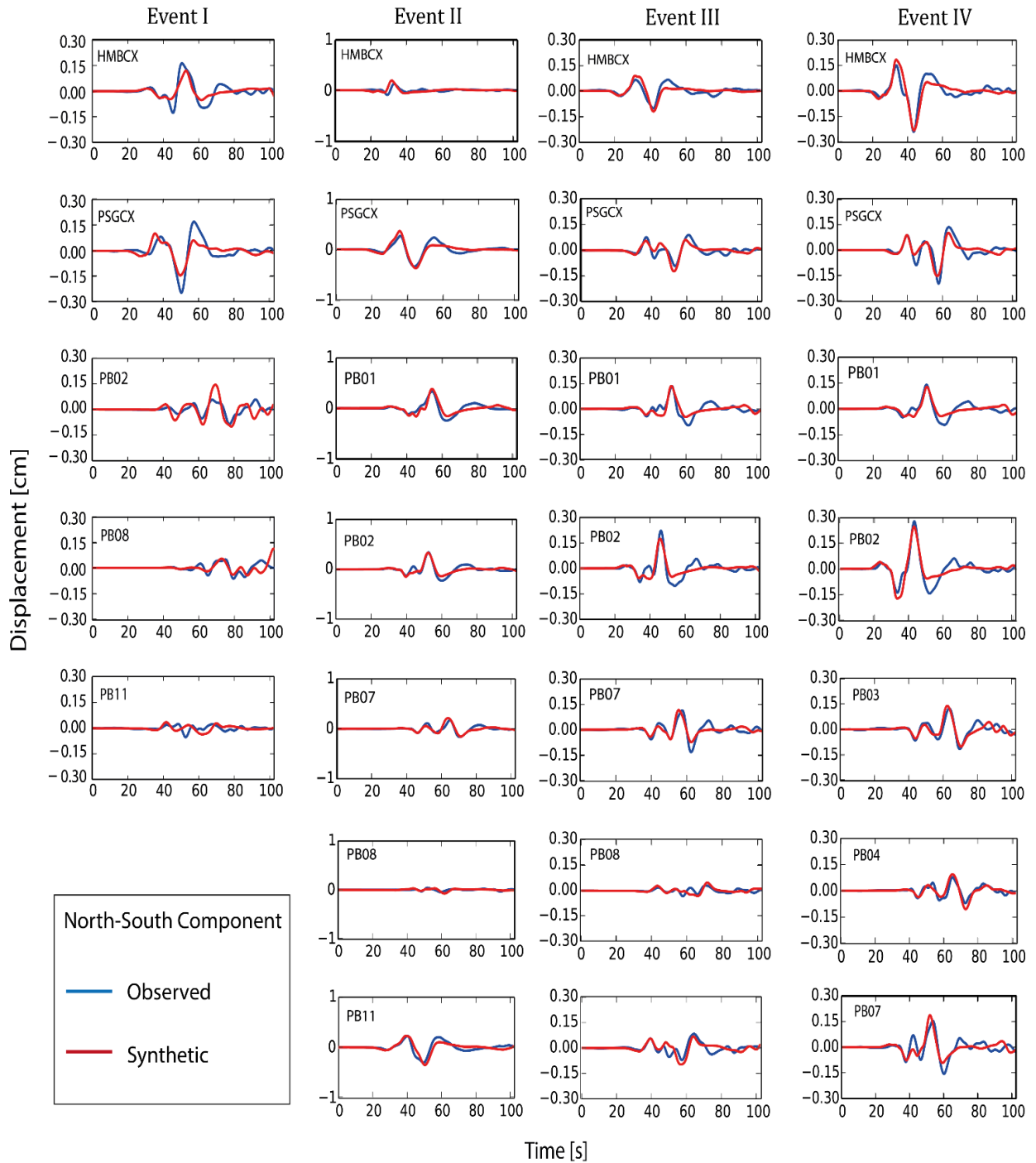


Figura D.5.1 Comparación entre sismogramas observados y simulados para la componente norte-sur de los eventos I-IV, para el mejor modelo obtenido desde la inversión dinámica usando el método del *Neighborhood Algorithm*.

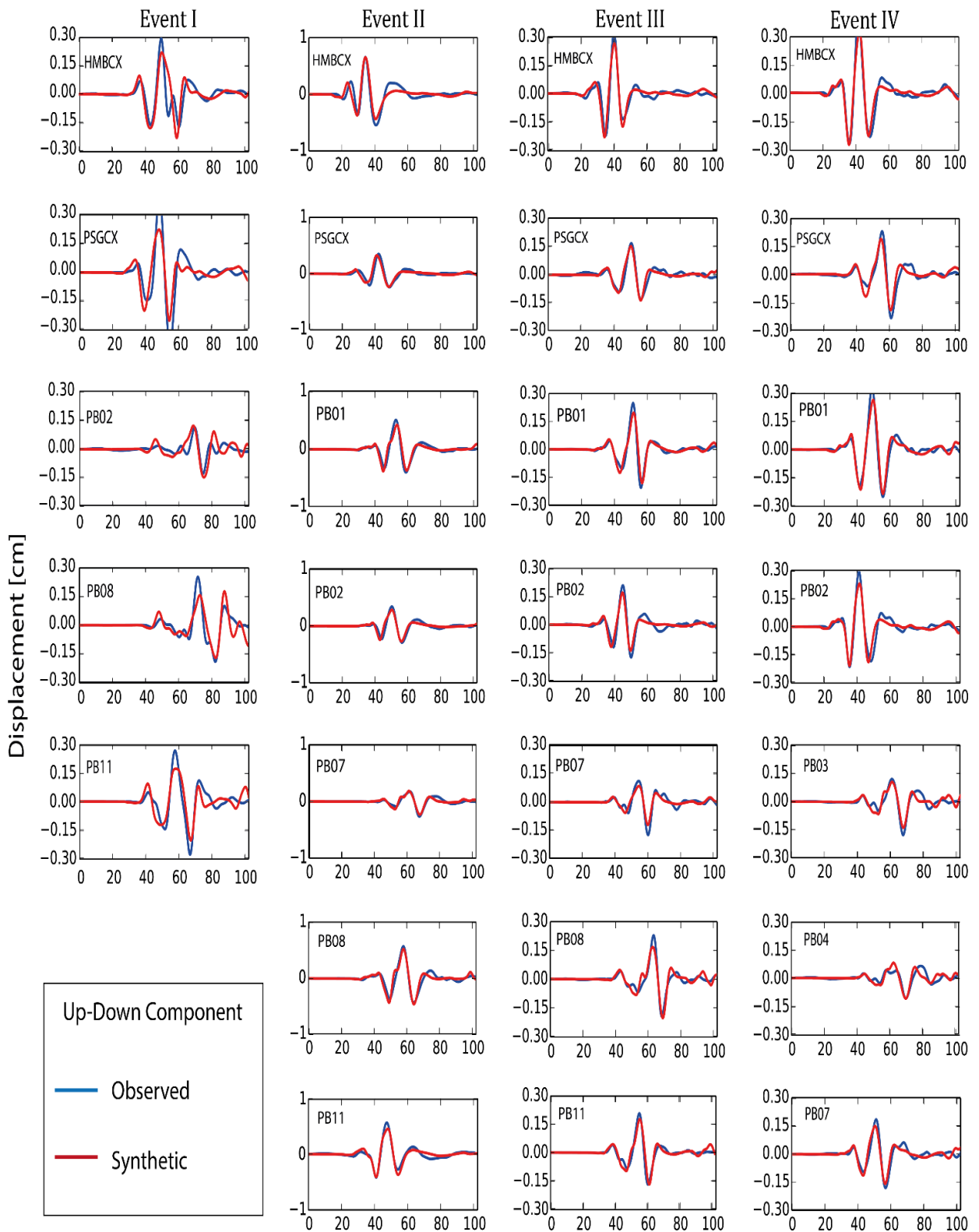


Figura D.5.2 Comparación entre sismogramas observados y simulados para la componente vertical de los eventos I-IV, para el mejor modelo obtenido desde la inversión dinámica usando el método del *Neighborhood Algorithm*.

E. Artículos publicados

A continuación, se adjuntan los resúmenes de los siguientes artículos publicados durante el trabajo doctoral:

Otarola, C. and Ruiz, S. (2016) Stochastic Generation of Accelerograms for Subduction Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 106, No6, doi: 10.1785/0120150262

Ruiz, S., Aden-Antoniow, F., Baez, J.C., Otárola, C., Potin, B., del Campo, F., Poli, P., Flores, C., Satriano, C., Leyton, F., Madariaga, R. and Bernard, P. (2017) Nucleation phase and dynamic inversion of the Mw 6.9 Valparaíso 2017 earthquake in Central Chile. *Geophysical Research Letters*. doi: 10.1002/2017GL075675

Ruiz, S., Ojeda, J., Pasten, C., Otárola, C., Silva, R. (2018) Stochastic strong motion simulation in borehole and on surface for the Mw 9.0 Tohoku-Oki 2011 mega-thrust earthquake considering P, SV and SH amplification transfer functions. *Bulletin of the Seismological Society of America* doi: 10.1785/0120170342

Otarola, C., Ruiz, S., Herrera, C., Madariaga, R., Siegel C. (2021) Dynamic rupture of subduction earthquakes located near the trench. *Earth and Planetary Science Letters*. doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116842.

Stochastic Generation of Accelerograms for Subduction Earthquakes

by Cristian Otarola and Sergio Ruiz

Abstract The generation of accelerograms using stochastic methods has been a very useful methodology for solving the problem of the lack of appropriate strong-motion records for seismic design. Here, we propose the generation of synthetic strong motion for subduction earthquakes that present well-developed P waves and energetic arrivals of S waves associated with the main asperities of the source of these events. The first few seconds of these accelerograms are dominated by P waves; however, the strong motion is a mixture of S and P waves arriving at the same time. The traditional method considers only S waves. We propose to improve the stochastic generation of accelerograms taking into account a stratified velocity model, incident and azimuthal angles, free surface factors, and energy partition to incorporate the P and SV waves in the simulation. Finally, the simulated accelerograms are compared with the observed data recorded on rock by the Integrated Plate boundary Observatory Chile (IPOC) network during the 2007 Tocopilla and 2014 Iquique earthquakes. The use of P , SV , and SH waves in the stochastic simulation allowed us to generate three-component synthetic records. The early seconds are clearly associated with P waves, and the three components reproduce the shape and the amplitude in time and spectral domains for the observed and simulated records.

Online Material: Figures showing fit between observed and simulated waveforms, maximum amplitude of acceleration response spectra, peak ground velocities, and peak ground accelerations.

Introduction

Recently, two large earthquakes occurred in northern Chile: (1) the 2007 Tocopilla (M_w 7.8) and (2) the 2014 Iquique (M_w 8.1). These earthquakes were well recorded by strong-motion instruments of the Integrated Plate boundary Observatory Chile (IPOC) network, deployed in northern Chile to survey a well-identified seismic gap where no mega-earthquakes have occurred since 1877 (Kelleher, 1972; Comte and Pardo, 1991; Peyrat *et al.*, 2010; Ruiz *et al.*, 2014). The accelerograms recorded during both earthquakes show well-developed P waves and energetic arrivals of S waves associated with the main asperities of the source of these events (see Fig. 1). The first few seconds of the accelerograms are dominated by P waves; however, the strong motion is a mixture of S and P waves arriving at the same time.

The generation of accelerograms using stochastic methods (Boore, 1983, 2003) has been a very useful methodology for solving the problem of the lack of appropriate strong-motion records for seismic design. This idea was proposed by Hanks and McGuire (1981) who observed that the behavior of the accelerograms in the high-frequency range could be considered to be stochastic. Boore (1983), using some functional descriptions of the amplitude spectrum of ground

motion (Aki, 1967; Brune, 1970), proposed to use a random phase spectrum, such that the simulated strong motion is distributed over a duration that depends on the earthquake magnitude and the hypocentral distance. The methodology of Boore (1983) has been improved by several authors: Beresnev and Atkinson (1997), Boore (2003), Motazedian and Atkinson (2005), among others. Accelerograms simulated using this method produced realistic results (Atkinson and Macias, 2009; Ugurhan *et al.*, 2012; Yalcinkaya *et al.*, 2012; Ghofrani *et al.*, 2013). Here, we propose to improve the stochastic generation of accelerograms, taking into account a stratified velocity model, incident and azimuthal angles, free surface factors, and energy partition, to incorporate the P and SV waves in the simulation. Finally, the simulated accelerograms are compared with the observed data recorded on rock by the IPOC network during the 2007 Tocopilla and 2014 Iquique earthquakes.

Methodology

Far-field displacement for P , SV , and SH waves is used to model the Fourier amplitude spectrum of acceleration in a



RESEARCH LETTER

10.1002/2017GL075675

Key Points:

- Valparaíso 2017 M_w 6.9 was preceded by repeaters and a slow slip event
- An intense seismicity was recorded before the mainshock
- The mainshock broke a small asperity of few kilometers

Supporting Information:

- Supporting Information S1

Correspondence to:

S. Ruiz,
sruiz@dgf.uchile.cl

Citation:

Ruiz, S., Aden-Antoniow, F., Baez, J. C., Otarola, C., Potin, B., del Campo, F., ... Bernard, P. (2017). Nucleation phase and dynamic inversion of the M_w 6.9 Valparaíso 2017 earthquake in Central Chile. *Geophysical Research Letters*, 44. <https://doi.org/10.1002/2017GL075675>

Received 13 SEP 2017

Accepted 8 OCT 2017

Accepted article online 12 OCT 2017

Nucleation Phase and Dynamic Inversion of the M_w 6.9 Valparaíso 2017 Earthquake in Central Chile

S. Ruiz¹ , F. Aden-Antoniow², J. C. Baez³, C. Otarola^{1,4}, B. Potin³, F. del Campo³, P. Poli⁵ , C. Flores^{1,4} , C. Satriano² , F. Leyton³ , R. Madariaga⁶ , and P. Bernard²

¹Geophysics Department, Universidad de Chile, Santiago, Chile, ²Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France,

³Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Santiago, Chile, ⁴Geology Department, Universidad de Chile, Santiago, Chile,

⁵Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA, ⁶Ecole Normale Supérieure, Paris, France

Abstract The Valparaíso 2017 sequence occurred in the Central Chile megathrust, an active zone where the last mega-earthquake occurred in 1730. Intense seismicity started 2 days before the M_w 6.9 mainshock, a slow trenchward movement was observed in the coastal GPS antennas and was accompanied by foreshocks and repeater-type seismicity. To characterize the rupture process of the mainshock, we perform a dynamic inversion using the strong-motion records and an elliptical patch approach. We suggest that a slow slip event preceded and triggered the M_w 6.9 earthquake, which ruptured an elliptical asperity (semiaxis of 10 km and 5 km, with a subshear rupture, stress drop of 11.71 MPa, yield stress of 17.21 MPa, slip weakening of 0.65 m, and kappa value of 1.98). This earthquake could be the beginning of a long-term nucleation phase to a major rupture, within the highly coupled Central Chile zone where a megathrust earthquake like 1730 is expected.

1. Introduction

An intense precursory activity started 2 days before the M_w 6.9 earthquake occurred in front of Valparaíso in Central Chile, at 21:38:28 (UTC) on 24 April 2017. This area is an active subduction zone where tsunamigenic megathrust earthquakes have occurred in the past (Dura et al., 2015). The largest recognized earthquake during the last five centuries was the magnitude $M_w \sim 9.0$, 1730 earthquake, with a rupture length larger than 600 km (Carvajal, Cisternas, & Catalan, 2017; Udías et al., 2012). Other earthquakes of magnitude $M_w \sim 8.0$ struck the zone during the last 100 years (Figure 1). In the same zone of the 2017 earthquakes, a magnitude M_w 8.0 occurred on 3 March 1985 (Comte et al., 1986; Ruiz et al., 2011, and references therein). This earthquake was preceded by an intense swarm-type foreshock activity, which started on 21 February 1985 (Comte et al., 1986). Despite a growing body of field observations of precursors (Bouchon et al., 2013; Ellsworth & Beroza, 1995; Kato et al., 2016; Ruiz et al., 2014), the physics of the earthquake nucleation is still poorly understood. Low magnitude foreshocks or slow slip event precursory phenomena have been recently identified in subduction zones, thanks to the densification of seismological instrumentation. For example, in Chile, the GPS and broadband stations have been widely deployed along the coast. This recent increase in instrumentation enabled a detailed study of the Iquique 2014 earthquake M_w 8.2, along with the characterization of a precursory slow slip event accompanied by an intense foreshock activity, thus shedding light on the physics that control earthquake nucleation (Kato et al., 2016; Ruiz et al., 2014; Socquet et al., 2017). Here we took advantage of the excellent multiparametric data recorded in the Valparaíso region to study in detail the nucleation and the rupture dynamic of the M_w 6.9, 2017 earthquake. First, we analyzed the seismicity preceding the mainshock and GPS time series displacement to assess if the M_w 6.9 earthquake was triggered by slow slip on the subduction interface or by a cascade process. We start building a complete seismic catalogue of foreshocks and aftershocks using the continuous time data, we localized manually the largest events, and we computed their moment tensors to accurately define the fault plane of the Valparaíso seismicity sequence. We searched for repeating seismicity in the foreshocks sequence to relate it with possible aseismic movement. Then, we performed a geodetic inversion using the GPS time series displacement measured before the mainshock. Based on this analysis, we were able to quantify the relative amount of aseismic and seismic displacement at the seismogenic contact. Finally, we performed a detailed study of the rupture parameters of the mainshock using a full dynamic inversion. These dynamic parameters have been well studied for intermediate depth earthquakes on subduction zones (Herrera et al., 2017; Ruiz & Madariaga, 2011, 2013); here we provide a first picture of the dynamics of an interplate thrust earthquake in Chile.

Stochastic Strong-Motion Simulation in Borehole and on Surface for the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki Megathrust Earthquake Considering P , SV , and SH Amplification Transfer Functions

by Sergio Ruiz, Javier Ojeda, César Pastén, Cristian Otarola, and Rodrigo Silva

Abstract The 2011 Tohoku-Oki megathrust earthquake and its aftershocks were well recorded by the KiK-net network in accelerographs placed inside boreholes and on the surface. These data allow comparing strong-motion records with synthetic acceleration time histories for this large magnitude earthquake that caused extensive damage in Japan. Generating synthetic accelerograms at high frequencies can be approached using different techniques. We use the stochastic method to simulate horizontal and vertical strong-motion accelerograms in hard-rock boreholes; additionally, we incorporate P , SV , and SH soil amplification transfer functions to generate surface accelerograms. We reproduce the three components of the strong motion for 18 stations of the M_w 9.0 mainshock event; additionally, we simulated 8 stations for an M_w 6.9 aftershock. Our simulated acceleration time histories show similarity in time and frequency with the acceleration records for the period band between 0.05 and 1 s.

Electronic Supplement: Table of the velocity model used in the modeling of our synthetic records, and figures showing comparison of time series and 5% response spectra of synthetic and real data of 2011 Tohoku-Oki megathrust earthquake and an M_w 6.9 aftershock.

Introduction

K-NET and KiK-net networks recorded extensively the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki megathrust earthquake and its aftershocks. The KiK-net stations, composed of surface and borehole accelerographs, allowed studying the behavior of soils during large earthquakes (Bonilla *et al.*, 2011; Ghofrani, Atkinson, and Goda, 2013; Roten *et al.*, 2013; Pavlenko, 2016). Proper modeling of the strong-motion records obtained in the borehole and on the ground surface is a challenge that can be approached using different strong-motion simulation techniques (Douglas and Aochi, 2008). One of the most accepted ground-motion simulation techniques is the stochastic approach, proposed by Boore (1983) and later improved in several studies (Beresnev and Atkinson, 1997; Boore, 2003; Motazedian and Atkinson, 2005; Otarola and Ruiz, 2016; among others). This method is based on the idea that the higher frequencies of ground motions have a random behavior that can be modeled in time and in frequency. The Brune (1970) source spectral model is used to modulate the hard-rock surface records in the frequency domain, whereas the soil influence is considered either intrinsically by the kappa or f_{\max} parameters (Hanks, 1982; Anderson and Hough, 1984) or explicitly by adopting a spectral filter (Beresnev and Atkinson, 1998; Atkinson and Silva, 2000; Ghofrani, Atkinson,

Goda, *et al.*, 2013; Otarola and Ruiz, 2016; and many others). The Tohoku-Oki earthquake showed a different emission of seismic waves pattern along-dip (Tajima *et al.*, 2013; Lay, 2017; and references therein). Apparently, the down-dip zone controlled the wavefield of strong-motion records. Kurahashi and Irigura (2011, 2013) and Asano and Iwata (2012) proposed that the strong motion was controlled by four or five strong-motion generation areas (SMGAs) of higher stress drop. Ghofrani, Atkinson, Goda, *et al.* (2013) used the proposed SMGAs and a random slip background or prescribed slip distribution to simulate the strong motion at borehole stations, using the EXSIM software (Motazedian and Atkinson, 2005; Boore, 2009) as well as amplification factors to obtain surface records (Ghofrani, Atkinson, and Goda, 2013). Here, we simulate 18 strong-motion records located in hard-rock boreholes and on the surface for the mainshock event and other 8 records for the M_w 6.9 aftershock that occurred on 23 June 2011 (Fig. 1). We follow the approach of Otarola and Ruiz (2016), who proposed considering P and SV waves, in addition to the SH waves, to improve the simulation of the three components, EW, NS, and UD, of borehole accelerograms. Additionally, we implemented the soil amplification transfer functions for P , SV , and SH waves proposed by Kausel



Dynamic rupture of subduction earthquakes located near the trench

Cristian Otarola^{a,*}, Sergio Ruiz^a, Carlos Herrera^b, Raúl Madariaga^c, Cristián Siegel^a

^a Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile

^b School of Earth and Ocean Sciences, University of Victoria, 3800 Finnerty Road Victoria, British Columbia V8P 5C2, Canada

^c Département de Géologie, Ecole Normale Supérieure, PSL University, 75005 Paris, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 28 May 2020

Received in revised form 1 February 2021

Accepted 16 February 2021

Available online xxxx

Editor: J.-P. Avouac

Keywords:

source seismic

dynamic inversion

dynamic source parameters

subduction earthquakes

ABSTRACT

We perform kinematic and dynamic source inversions of four interplate thrust earthquakes that occurred near the trench at the base of the continental wedge in Northern Chile and we compare them to deeper intraplate events. The magnitudes of these interplate events were between Mw 6.3 and Mw 6.5, with hypocentral depths varying between 17.8 km and 28 km. These earthquakes correspond to one foreshock and three aftershocks of the large 2014 Mw 8.2 Iquique earthquake. The geometry of the seismic rupture obtained from the kinematic and dynamic inversions were similar for the four earthquakes studied and their dynamic source parameters are in accordance with typical interplate earthquakes around Mw 6.5. We compare the dynamic rupture of these events with those of five intraplate, intermediate-depth earthquakes that occurred in Northern Chile, Japan, Argentina and Mexico with depths between 57 km and 250 km. We also compare these events with the Mw 6.9 Valparaíso earthquake that was also a shallow interplate thrust event. Results show that the main dynamic parameters of the interplate events (stress in the nucleation zone, overall stress drop and fracture energy rate) were smaller than those of the intraplate intermediate-depth earthquakes. Furthermore, we compare our results with those obtained with several methodologies commonly used to estimate values of stress drop, fault radius and corner frequency. We find some minor differences between them for most of the earthquakes analyzed. Finally, we infer from our results that the studied area, located in the subduction interface zone near the trench, is suitable for earthquake nucleation of small to moderate earthquakes and does not represent a barrier for a future large tsunamigenic rupture.

© 2021 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Dynamic models of the earthquake source take into consideration stress-strain states and the friction laws governing the rupture of earthquakes. The slip on the fault is considered as a consequence of the stress conditions and the strength of the material in the focal region. The dynamic characteristics of the plate interface contact near the trench have always been of interest to the scientific community.

Northern Chile is an active seismic zone where large tsunamigenic earthquakes have occurred in the past (Ruiz and Madariaga, 2018). In this work, we use four events with magnitudes between Mw 6.3 and Mw 6.5 to study the friction properties on the plate interface in this region. These events were one foreshock and three aftershocks of the Mw 8.2 earthquake that occurred offshore of the city of Iquique on April 1st, 2014 (see Fig. 1). The mainshock rupture occurred on the plate interface and did not reach the trench

(Lay et al., 2014; Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014; Duputel et al., 2015), whereas the foreshocks and aftershocks were located closer to the trench under the continental wedge (Fig. 1). The 2014 Iquique main-shock was preceded by an intense foreshock activity and most probably by a slow slip event (Ruiz et al., 2014; Kato et al., 2016; Socquet et al., 2017). The largest foreshock (Mw 6.7) was located inside the upper plate and it was associated to the activation of a landward-verging normal structure of high-angle (González et al., 2015; Maksymowicz et al., 2018; Ruiz et al., 2019). The largest aftershock of the Iquique earthquake occurred in a deeper section of the plate interface with a magnitude Mw 7.7 and several events with magnitudes around Mw 6.5 were reported close to the main-shock rupture area. Most of the foreshocks and aftershocks were interplate thrust events (León-Ríos et al., 2016; Cesca et al., 2016; Soto et al., 2019), Fig. 1.

The fore arc structure of Northern Chile has been studied by various authors (Contreras-Reyes et al., 2012; Geersen et al., 2018; Maksymowicz et al., 2018). In particular, Maksymowicz et al. (2018) proposed three main units in the continental wedge: (1) A frontal accretionary prism (FAP) located in the closest section to

* Corresponding author.

E-mail address: crotarola@ug.uchile.cl (C. Otarola).