

Uso del First Motion y la inversión del tensor de momentos para el cálculo del mecanismo focal del sismo del 7 de agosto de 2018 a las 15:53:59 (hora local) Mw: 5.5 con epicentro en el municipio de Los Santos, departamento de Santander.

Trabajo de grado para optar por el título de Geólogo

William Eduardo Peñaranda Arévalo

Director(a):

Rocío Bernal Olaya

PhD en Geología general

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2019

Dedicatoria

A Dios, quien me ha otorgado la oportunidad de estar aquí y me ha dotado de las cualidades necesarias para terminar esta empresa. A mis Padres William y Ruth Marina, quienes me han apoyado con sus consejos, su compañía y su amor incondicional. A mi hermano William Andrés, quien ha sido vital para el desarrollo académico que he tenido y quien me ayudado en la comprensión de los conocimientos necesarios para desarrollar esta investigación. A mis familiares quienes siempre han creído en mis capacidades y han sido una fuente de motivación permanente.

Agradecimientos

A Dios y a mi familia por haberme acompañado y apoyado durante el desarrollo de la presente investigación.

A mi directora de tesis, la Profesora Rocío Bernal Olaya por haberme brindado la oportunidad de participar en su grupo de investigación, su enseñanza y asesoría en esta nueva temática traída por el Dr. Wu-Cheng Chi a la escuela de Geología de la UIS.

Al Dr. Wu-Cheng Chi por haberme dado la oportunidad de presentarme a la convocatoria del TIGP para realizar una pasantía de investigación en la Academia Sinica en Taiwán y haberme enseñado acerca de esta nueva temática.

Al director de la escuela de Geología, Luis Carlos Mantilla, por su colaboración durante el proceso de admisión del programa TIGP ofertado por la Academia Sínica.

A la subdirectora de la Oficina comercial de Taipei en Colombia, Cielo Shu-hui, Lee; por haberme brindado su colaboración y asesoría en los procesos de visado necesarios para viajar a Taiwan.

A todos los profesores de la escuela de Geología, quienes hicieron parte de mi proceso de formación profesional.

Tabla de Contenido

Introducción	12
Localización.....	13
Planteamiento del Problema	15
Justificación del Problema	18
Antecedentes	19
1. Objetivos	23
1.1. Objetivo General.....	23
1.2. Objetivos Específicos.....	23
2. Marco referencial	24
2.1. Tensor de momentos	24
2.2. Datos y Modelo de velocidades 1D	29
3. Métodos.....	36
3.1. Inversión del tensor de momentos	36
3.2. Inversión del primer arribo de la onda P.....	43
4. Análisis de resultados	46
5. Discusión.....	65
6. Conclusiones	67
7. Recomendaciones	69
Referencias bibliográficas.....	70

Lista de Tablas

Tabla 1. Representación de los mecanismos focales para las tres fallas fundamentales en forma matricial.	28
Tabla 2. Estaciones que registraron el evento sísmico de estudio. El asterisco indica que los datos obtenidos por la RSNC no están completos (Faltan componentes). El guion indica que no se obtuvo la información solicitada, el signo de pregunta indica que la información fue inferida.	29
Tabla 3. Modelo de velocidades 1D propuesto por Ojeda and Havskov, (2001) el cual fue usado en esta investigación para calcular las funciones de Green. Q_p y Q_s son los factores de calidad para las ondas P y S respectivamente.	34
Tabla 4. Comparación de los resultados obtenidos de inversión del tensor de momentos de los catálogos GCMT y USGS.....	46
Tabla 5. Comparación de los planos solución de falla obtenidos de los catálogos y los métodos del First Motion y la inversión del tensor de momentos.....	62

Lista de figuras

Figura 1. Localización del sismo del 7 de agosto de 2018.	14
Figura 2. Los nueve pares de fuerza que componen el tensor de momento sísmico representados en el sistema cartesiano. Tomado y modificado de Stein & Wyssession, (2003).	24
Figura 3. Definición del sistema cartesiano (x, y, z)	26
Figura 4. Ubicación de las estaciones sismológicas que registraron el evento sísmico de estudio.	35
Figura 5. Ilustración de las fuerzas equivalentes, tensor de momentos (en el sistema coordinado principal) y patrones de radiación de los tres tipos de fuentes (Isotrópica, Double Couple y CLVD) usados en la descomposición del tensor de momentos	38
Figura 6. Pasos del procesamiento de los datos recogidos por las estaciones sismológicas	42
Figura 7. Patrones de radiación de la onda P para un determinado mecanismo focal. (Shearer. P., 2009).	43
Figura 8. Vista en planta del primer arribo de la onda P en las estaciones para un determinado mecanismo focal. (Cox y Hart., 1986).	44
Figura 9. Ubicación de las estaciones sismológicas donde fueron picados los arribos de la onda P	45
Figura 10. Resultados obtenidos por el método de inversión del tensor del primer arribo de la onda P (First Motion) usando el programa Seisan.....	47
Figura 11. Resultados de la inversión del tensor de momentos para la estación RUS	48
Figura 12. Resultados de la inversión del tensor de momentos para la estación ANWB.....	49
Figura 13. Resultados de la inversión del tensor de momentos para la estación PAL.	50

Figura 14. Resultados de la inversión del tensor de momentos para la estación ZAR	51
Figura 15. Resultados de la inversión del tensor de momentos para la estación ARGC	52
Figura 16. Comparación entre las funciones de Green generadas por un modelo directo y los datos registrados y procesados para la estación ANWB	56
Figura 17. Comparación entre las funciones de Green generadas por un modelo directo y los datos registrados procesados para la estación PAL	57
Figura 18. Movimiento de las partículas registrado para varias estaciones sismológicas	58
Figura 19. Movimiento de las partículas registrado para la estación PAL	59
Figura 20. Movimiento de partículas para la estación ANWB	60
Figura 21. Ilustración de los patrones de radiación de la onda P y S, que definen el movimiento teórico de las partículas para el evento de estudio.	61
Figura 22. Resultados de la inversión del tensor de momentos en la estación RUS permitiendo soluciones isotrópicas	63
Figura 23. Arribo tardío de una onda P en las componentes de las siguientes estaciones APAC, ORTC y OTAV	64

Resumen

Título: Uso del First Motion y la inversión del tensor de momentos para el cálculo del mecanismo focal del sismo del 7 de agosto de 2018 con magnitud Mw (5.5) a las 15:53:59 (Hora Local) con epicentro en el municipio de Los Santos, (Departamento de Santander).

Autor: William Eduardo Peñaranda Arévalo**

Palabras Clave: First Motion, Inversión del tensor de momentos, Sismo del 7 de agosto de 2018 con Mw: 5.5, Mecanismo focal rumbo-deslizante.

Descripción: En el presente trabajo se presenta el resultado del estudio de un sismo de profundidad intermedia a través del cálculo del mecanismo focal usando dos métodos, la inversión del primer arribo (First Motion) y la inversión del tensor de momentos. El motivo del uso de estas dos técnicas es debido a que estas técnicas nos aportan información importante acerca de los parámetros de las fuentes sísmicas, entre ellas la dirección de los esfuerzos responsables de la generación de este tipo de eventos además de enseñarnos como utilizar estas técnicas para futuros análisis de otros eventos similares. Para ello se utilizó el modelo de velocidades 1D propuesto por Ojeda and Havskov, (2001) como base para ejecutar los dos métodos anteriormente propuestos. Se usó el programa FPFIT desarrollado por Reasenberg and Oppenheimer (1985) incluido en el programa Seisan para realizar la inversión del primer arribo y el código TDMT_INVC desarrollado por Dreguer et al., (2011). Se obtuvo como resultado un mecanismo focal rumbo-deslizante (strike-slip) con una dirección de esfuerzos SW-NE, el cual es concordante con los resultados obtenidos por los catálogos del GCMT (Global Centroid Moment Tensor) y del USGS (United States Geological Survey). La dirección de esfuerzos indicada en el mecanismo focal podría ser correlacionada con la dirección de esfuerzos oblicuos W-E propuesto por Cortes et al., (2005) para el movimiento de la placa de Nazca.

*Trabajo de Grado

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Rocio Bernal Olaya, Geóloga PhD

Abstract

Title: Using First Motion and Moment tensor inversion to calculate the focal mechanism of the 2018/08/07 Earthquake with Mw: 5.5 at 15:53:59 (Local time) with epicenter in the Los Santos, (Santander's State).

Author: William Eduardo Peñaranda Arevalo**

Keywords: First Motion, Moment Tensor Inversion, 2018/08/07 Earthquake, Strike-Slip focal Mechanism.

Description: In this work presents the results of the study of an intermediate depth earthquake from the Bucaramanga Nest though the calculus of the focal mechanism after the application of two techniques: The First Motion Inversion and Full waveform Time-Domain Moment Tensor Inversion. The reason of using these techniques is that they give us information about the source parameters such as the focal mechanism and the stress directions responsible for those types of earthquakes also of learning how to use these techniques for future analysis with another similar earthquakes. The 1D velocity proposed by Ojeda and Havskov, (2001) was the input to perform the inversions. To do the First Motion Inversion and run the Moment Tensor Inversion, we use FPIT program developed by Reasenber, and Oppenheimer, (1985) included in Seisan software (Ottemller, Voss and Havskov., 2016) and TDMT_INV_C_ISO code developed by Dreguer et al., (2011) respectively. The results show us a strike-slip focal mechanism with a SW-NE stress orientation, which is concordant with the USGS (Global Centroid Moment Tensor) and GCMT (Global Centroid Moment Tensor) results. The stress direction indicated by the focal mechanism could be correlated with the W-E oblique stress direction calculated by Cortes et al, (2005) for the displacement of Nazca Plate.

*Bachelor Thesis

** Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Rocio Bernal Olaya, Geóloga PhD

Introducción

El estudio de los sismos ha sido un objeto de gran interés en los últimos años debido a que son una de las pocas fuentes perceptibles de información de la estructura interna y el funcionamiento de nuestro planeta. Durante las últimas décadas, científicos de diversas áreas han concentrado sus esfuerzos en develar los misterios que rigen el funcionamiento de los sismos, dando paso a la creación de una nueva rama dentro de las geociencias llamada Sismología, la cual tuvo su primer impulso en la industria militar durante la época de la Guerra Fría, en base a las posibles amenazas del desarrollo de armamento nuclear.

Dependiendo de la profundidad del sismo, se pueden clasificar en tres categorías: sismos someros, sismos intermedios y sismos profundos. Los sismos intermedios destacan debido al misterio que aún permanece acerca de cómo funcionan los mecanismos responsables de su generación.

Una de las formas de estudiar los sismos es a través de los mecanismos focales, los cuales nos aportan información precisa de las direcciones de los esfuerzos responsables del evento sísmico. En este trabajo se aborda el estudio de un sismo profundidad intermedia a través del estudio del mecanismo focal de utilizando dos técnicas (First Motion y la inversión del tensor de momentos) con el objetivo principal de calcular el mecanismo focal, y además se enfatiza en el proceso de aprendizaje subsecuente necesario para poder aplicar de manera precisa y sensata las técnicas anteriormente mencionadas.

Localización

El sismo del 7 de agosto de 2018 ocurrió a las 15:53:59 Hora Local (20:54 UTC), tuvo una magnitud $M_w=5.5$ y un epicentro en el municipio de Los Santos (departamento de Santander), latitud $6^{\circ}45' N$ y longitud $73^{\circ}06' W$. (Fig. 1).

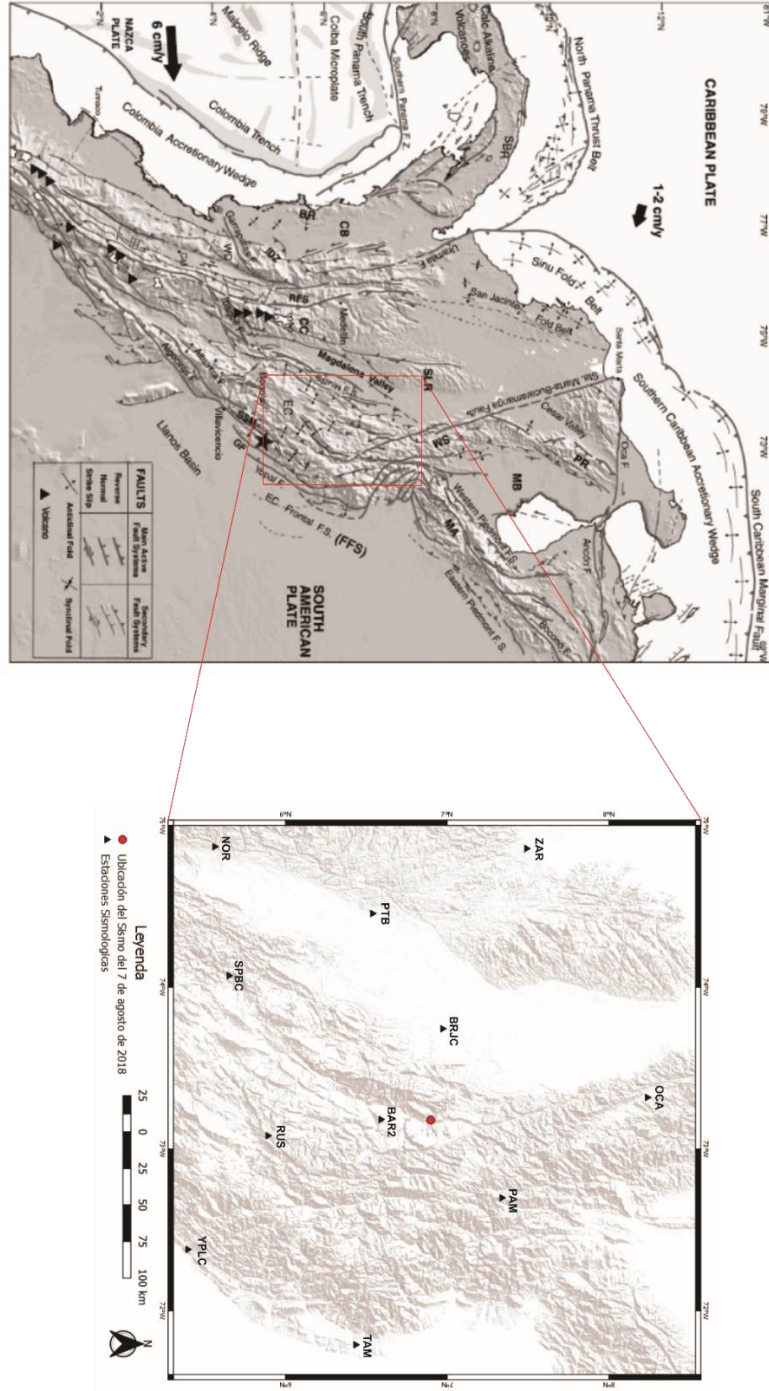


Figura 1. Localización del sismo del 7 de agosto de 2018. En la izquierda, mapa Neotectónico de Colombia con los principales sistemas de fallas (Taboada et al., 2000; Dimate et al., 2003), los triángulos indican la ubicación de los volcanes. CB, el bloque Panamá-Choco; WC, Cordillera Occidental; CC, Cordillera Central; EC, Cordillera Oriental; RFS, Sistema de falla Romeral. Las flechas solidas indican la velocidad relativa de la placa. En la derecha, localización detallada del sismo a estudiar y las estaciones sismológicas cercanas al epicentro (triángulos negros).

Planteamiento del Problema

Según el Servicio Geológico Colombiano, el epicentro del evento de interés se localizó a 54 kilómetros de la capital Bucaramanga, Santander; en el municipio de Los Santos, mientras que su hipocentro se ubica a una profundidad de 153 kilómetros. A esta profundidad se encuentra el nido sísmico de Bucaramanga, denominación que se le ha dado a una aglomeración de sismos cuyo hipocentro ocurre en un área aproximada de 8 km x 4 km (Prieto et al., 2012) comprendida entre los municipios de Cepitá, Umpalá y Los Santos, donde convergen las placas Sudamericana, de Nazca y del Caribe (Ego et al., 1996; Penington., 1981). Dada su alta actividad sísmica (más de 120 eventos mensuales) el nido sísmico de Bucaramanga se caracteriza por tener la mayor densidad de concentración de sismos a profundidad intermedia en el mundo (Prieto et al., 2012).

El nido sísmico de Bucaramanga es pues un lugar de gran interés para los geólogos, geofísicos y profesionales de áreas de conocimiento afines, que se interesan en estudiar la sismotectónica de Colombia, de acuerdo con la Red Sismológica Nacional, ya que en este lugar se presenta el 50 % de los movimientos telúricos que se registran en el país. Sin embargo, a pesar de ser la zona con más movimientos telúricos del país, no es la que representa mayor riesgo, debido a que las ondas sísmicas llegan bastante atenuadas a la superficie, por la misma profundidad de los hipocentros.

Debido a la presión y temperatura a la que se exponen las rocas a profundidades mayores a 100 km la falla frágil es poco probable. Entonces, ¿cómo puede explicarse la ocurrencia de sismos a esta profundidad, si son los desplazamientos en las zonas de falla las que permiten la liberación de energía, fundamental en la generación de un sismo? Lo anterior sugiere que debe existir otro mecanismo aún desconocido que permite la generación de estos sismos a tales profundidades.

Algunos autores han estudiado los eventos sísmicos relacionados con este nido sísmico entre los cuales se destacan los artículos de Cortés et al., (2005), Poli et al., (2016). Cortés et al., (2005)

realiza una recopilación y análisis de todos los mecanismos focales de los eventos sísmicos ocurridos en el bloque del Norte de los Andes desde el mes de Septiembre de 1968 hasta el mes de Agosto de 2002, con el objetivo de realizar una reconstrucción del estado actual de los esfuerzos activos, a partir de la cual define un campo de esfuerzos compresionales oblicuos E-W (lo cual permite una compatibilidad mecánica con los tres mecanismos focales definidos en la zona) generados por el desgarramiento activo de la placa Caribe la cual se hunde dentro de la astenosfera. Poli, et al., (2016) se enfoca en cambio en el estudio del sismo ocurrido el 10 de marzo de 2015, Mw: 6.4, estudio a partir del que propone varios modelos que explican el mecanismo de ruptura que ocurrió para generar este evento, cuyo mecanismo focal es normal.

La discusión principal acerca del nido sísmico de Bucaramanga radica en resolver la incógnita del tipo de mecanismo que opera en el nido y es el responsable de la generación de los sismos. Mientras Cortés et al., (2005) plantea en su artículo un mecanismo de falla frágil asociado al desgarramiento de la placa Caribe, Poli et al., (2016) plantea un mecanismo de falla dúctil asociado con dos eventos de ruptura debido al calentamiento termal del plano de falla generando un debilitamiento y una reducción en la fuerza de fricción, que es aprovechado por un segundo evento de ruptura de mayor velocidad y mayor energía. Otros autores como Green y Burnley (1990) explican que los sismos de profundidades intermedias y profundas se pueden explicar a través de un mecanismo de inestabilidad mineralógica (como olivino-espinela para el caso de los sismos profundos), de fractura frágil asistido por procesos como decarbonatación o deshidratación (para profundidades intermedias).

El nido sísmico de Bucaramanga alberga posibles respuestas a las muchas inquietudes acerca de su funcionamiento, y de cómo operan los mecanismos de ruptura que desencadenan en la generación de los sismos a estas profundidades. Adicionalmente el nido sísmico, que se caracteriza

por presentar frecuentes sismos de bajas magnitudes, pero muy rara vez presenta sismos de gran magnitud como por ejemplo: el sismo del 7 de Agosto de 2018 a las 15:53:59 Hora Local con $M_w = 5.5$, permite explorar otro interrogante acerca de la relación, si existe, entre los esfuerzos que generan los sismos de menor y de mayor magnitud con la dirección de los esfuerzos regionales o con estructuras tectónicas más regionales como el punto triple de convergencia entre las placas tectónicas Suramericana, Nazca y la placa del Caribe (Ego et al., 1996; Pennington., 1981). En este trabajo de grado queremos aportar a la construcción de respuestas de estos interrogantes a partir de la determinación del mecanismo focal de este evento de $M_w: 5.5$ a través de los métodos de First Motion y la inversión del tensor de momentos, con especial énfasis en el proceso de aprendizaje de estas dos metodologías para definir su potencial utilidad en otros estudios posteriores, de interés para el grupo de investigación. Esto último se pretende dejar como valor agregado adicional al desarrollo de este proyecto de investigación.

Justificación del Problema

El sismo del 7 de agosto de 2018 fue analizado por el USGS (United States Geological Survey) y el GCMT (Global Centroid Moment Tensor) los cuales calcularon un mecanismo focal rumbo-deslizante (strike-slip) con un 75% de solución double couple con una profundidad hipocentral de 150.2 km y 153 Km respectivamente. Esto supone un reto a la hora de realizar el cálculo usando la inversión del tensor de momentos porque la solución se compone de una componente deviatoria (Double Couple) y una componente isotrópica. En general los códigos computacionales usados para calcular los parámetros de fuente usando la inversión del tensor de momentos trabajan principalmente con soluciones *double couple* y usualmente se usan en sismos superficiales.

Por lo cual es un reto buscar un código que se adapte a las características particulares del evento a estudiar. Luego de una breve revisión se escoge el TDMT_INVC_ISO desarrollado por Dreguer et al., (2011). Este código permite el análisis de eventos sísmicos permitiendo soluciones double couple e isotrópicas. Esto supone una importante ventaja para el uso de este código computacional para el análisis del evento de estudio.

Este trabajo aportará valiosa información acerca del mecanismo focal de este evento que contribuirá a esclarecer la relación entre los esfuerzos regionales presentes en el nido sísmico y el esfuerzo instantáneo responsable de la generación de este evento, además de enseñarnos la aplicación de una metodología de inversión de tensores de momentos que podrá ser usada en sismos más superficiales para obtener información de los parámetros de sus respectivas fuentes y su relación con la dirección del campo de esfuerzos que actúan en el nido sísmico de Bucaramanga.

Antecedentes

La inversión del tensor de momentos se ha desarrollado a partir de los años 1960 donde han estado involucrados un número muy importante de investigadores que han hecho sus aportes al desarrollo de la nueva metodología por lo cual es muy importante mencionarlos. Se destaca el artículo de Jost y Herrmann (1989) donde los autores realizan un resumen muy práctico y fácil de entender para los nuevos estudiantes de los conceptos básicos del tensor de momentos, el funcionamiento de esta nueva metodología, además explican con increíble facilidad los aportes que ha hecho cada investigador, los cuales se resumen en el siguiente párrafo.

El concepto del tensor de momentos empezó su desarrollo durante la década de 1960, época en la que varios autores se encargaron de su estudio. Sin embargo, fue en la década de 1970 a través del artículo de Gilbert (1970) que se crearon las bases para utilizar este concepto como una forma de caracterización de las fuentes sísmicas puntuales, a partir del uso del tensor de momentos para calcular los desplazamientos en una superficie libre en el dominio del tiempo usando la función elastodinámica de Green. Posteriormente, en el artículo de Gilbert (1973) quien utiliza por primera vez la relación lineal que existe entre el tensor de momentos, los elementos de la función de Green y los desplazamientos observados en superficie para calcular los elementos del tensor de momentos en el dominio de la frecuencia, se sugiere un esquema de inversión. Luego Gilbert y Dzienwoski (1975) usaron los datos de las oscilaciones libres para la inversión del tensor de momentos, Gilbert y Buland (1976) y Stump y Johnson (1977) estudiaron cual es el menor número de estaciones necesarias para una inversión exitosa.

Durante los últimos años de la década de 1970 y comienzos de la década de 1980 se empezaron a utilizar datos de las ondas de superficie de periodo largo y datos de las ondas de cuerpo como insumo en los métodos de inversión. Se destacan los siguientes artículos que usaron los datos de

las ondas de superficie de periodo largo (usualmente filtradas con un pasa baja a 135 segundos) McCowan (1976), Mendiguren (1977), Patton y Aki (1979), Patton (1980), Romanowicz (1981), Kanamori y Given (1981, 1982); Lay et al., (1982), Nakanishi y Kanamori (1982, 1984); Scott y Kanamori (1985). Entre los autores que utilizaron los datos de las ondas de cuerpo para realizar los métodos de inversión se destacan los siguientes: Stump y Johnson (1977), Strelitz (1978, 1980), Ward (1980a, b); Fitch et al (1980), Langston (1981), Dziewonski y Woodhouse (1983a, b). Posteriormente Fitch et al., (1981) realizaron una comparación entre los tensores de momentos de las ondas de superficie y las ondas cuerpo. Más tarde Dziewonski (1981) sugirió un método de inversión iterativo resuelto por los elementos del tensor de momentos y la localización del centroide. La heterogeneidad lateral de la tierra fue considerada en los métodos de inversión por varios autores como Patton (1980), Romanowicz (1981), Nakanishi y Kanamori (1982) y Dziewonski et al (1984c).

La inversión del tensor de momentos en el dominio del tiempo puede usar la formulación propuesta por los autores Gilbert, (1970); McCowan, (1976); Stump y Johnson, (1977); Strelitz, (1978); Fitch et al, (1980); Ward, (1980b); Langston, (1981). Si la función de tiempo de la fuente no es conocida o la suposición de una fuente sincrónica es descartada (una fuente es sincrónica en el sentido que todas las componentes del tensor de momento sísmico muestran la misma dependencia del tiempo) se escoge el dominio de la frecuencia donde se puede utilizar la formulación propuesta por los autores Gilbert, (1973); Dziewonski y Gilbert, (1974); Gilbert y Dziewonski, (1975); Gilbert y Buland, (1976); Mendiguren, (1977); Stump y Johnson, (1977); Patton y Aki, (1979); Patton, (1980); Ward, (1980a); Kanamori y Given, (1981); Romanowicz, (1981).

A comienzos del siglo XXI la inversión del tensor de momentos se utilizó para estudiar el terremoto Chi-Chi de 1999 que afectó a Taiwán (Chi et al., 2001; Chi et al., 2002). Los autores utilizan los datos sísmicos recogidos por una red densa *Strong Motion* en un método de inversión del tensor de momentos, primero para obtener los parámetros de fuente y luego para analizar a detalle cómo se generó la ruptura y su propagación por el subsuelo durante el tiempo usando *Finite Fault Source Modeling*. El mecanismo focal para este terremoto es predominantemente inverso, además de calcularse un modelo planar con rumbo de 5° NE, buzamiento de 30° E con un pequeño desplazamiento lateral sinistral.

Los autores utilizaron la formulación propuesta para *Finite Fault Source Modeling* de Hartzell y Heaton, (1983) donde se relaciona los sismogramas observados con la distribución espaciotemporal del desplazamiento a lo largo de un plano, para realizar la inversión con base en esta formulación y obtener así el comportamiento de los vectores de desplazamiento a través del tiempo durante el evento sísmico.

Posteriormente Dreguer et al., (2011) desarrollaron un código computacional en el laboratorio sismológico de Berkeley usando el sistema operativo Linux versión CentOS, que utiliza los programas SAC (Seismic Analysis Code) y GMT (Generic Mapping Tools) y que se basa en la metodología propuesta por Jost y Herrmann (1989) para la inversión del tensor de momentos.

La inversión del primer arribo de la onda P (*First Motion*) es un método usado desde hace varias décadas atrás, en el cual se destaca el resumen hecho en la publicación de Herrmann (1975), en el cual explica varios métodos usando los datos de las ondas P y S para la determinación del mecanismo focal, entre ellos, la inversión del primer arribo de la onda P (*First Motion*). Posteriormente otros autores desarrollarían códigos computacionales y programas con el objetivo de simplificar los procedimientos realizados manualmente, uno de los primeros programas fue el

FPFIT, desarrollado por Reasenber, and Oppenheimer, (1985), escrito en Fortran, cuya función base es encontrar el mejor plano solución de falla *double couple* que se ajusta mejor a un conjunto de polaridades de onda P observados.

Mas adelante se desarrollaron otros programas como por ejemplo FOCMEC, diseñado y posteriormente mejorado por Snoke, J. A. (1984, 2003) respectivamente que utiliza un conjunto de datos adicionales aparte de las polaridades de los arribos de la onda P como los ángulos de *take off*, tasas de amplitudes, polaridades de las ondas SV y SH entre otros más para restringir mejor los rangos de los parámetros de plano solución de falla a obtener.

El sismo del 7 de agosto de 2018 fue analizado por el USGS (United States Geological Survey) los cuales calcularon un mecanismo focal rumbo-deslizante (strike-slip) con dos planos solución (strike: 356°, dip: 71°, slip: 179°; strike: 87°, dip: 89°, slip: 19°) y un porcentaje de solución DC del 75%. El GCMT (Global Centroid Moment Tensor) obtuvo un mecanismo focal strike-slip con dos planos solución (strike: 357°, dip: 68°, slip: 173°; strike: 90°, dip: 83°, slip: 22°).

Los anteriores artículos se constituyen en referentes metodológicos para que en el presente proyecto de grado se realice el cálculo del mecanismo focal del evento sísmico del 7 de agosto del 2018, Mw: 5.5 con epicentro en el municipio de Los Santos (departamento de Santander) a través del método de inversión del tensor de momentos y del método de inversión del primer arribo (*First Motion*).

1. Objetivos

1.1. Objetivo General

- Calcular el mecanismo focal del sismo del 7 de agosto de 2018 a las 15:53:59 con epicentro en el municipio de Los Santos, Santander.

1.2. Objetivos Específicos

- Seleccionar un modelo de velocidades 1D a partir de la revisión bibliográfica.
- Calcular el mecanismo focal para el evento usando el método de *First Motion* en el programa Seisan.
- Poner en prueba el *Time Domain Inverse Code* desarrollado por Dreguer et al., (2011) para calcular el mecanismo focal del evento establecido.

2. Marco referencial

2.1. Tensor de momentos

El tensor de momentos representa todos los posibles componentes de par de fuerzas debido a una fuente sísmica en un sistema coordenado cartesiano (Ver Fig. 2).

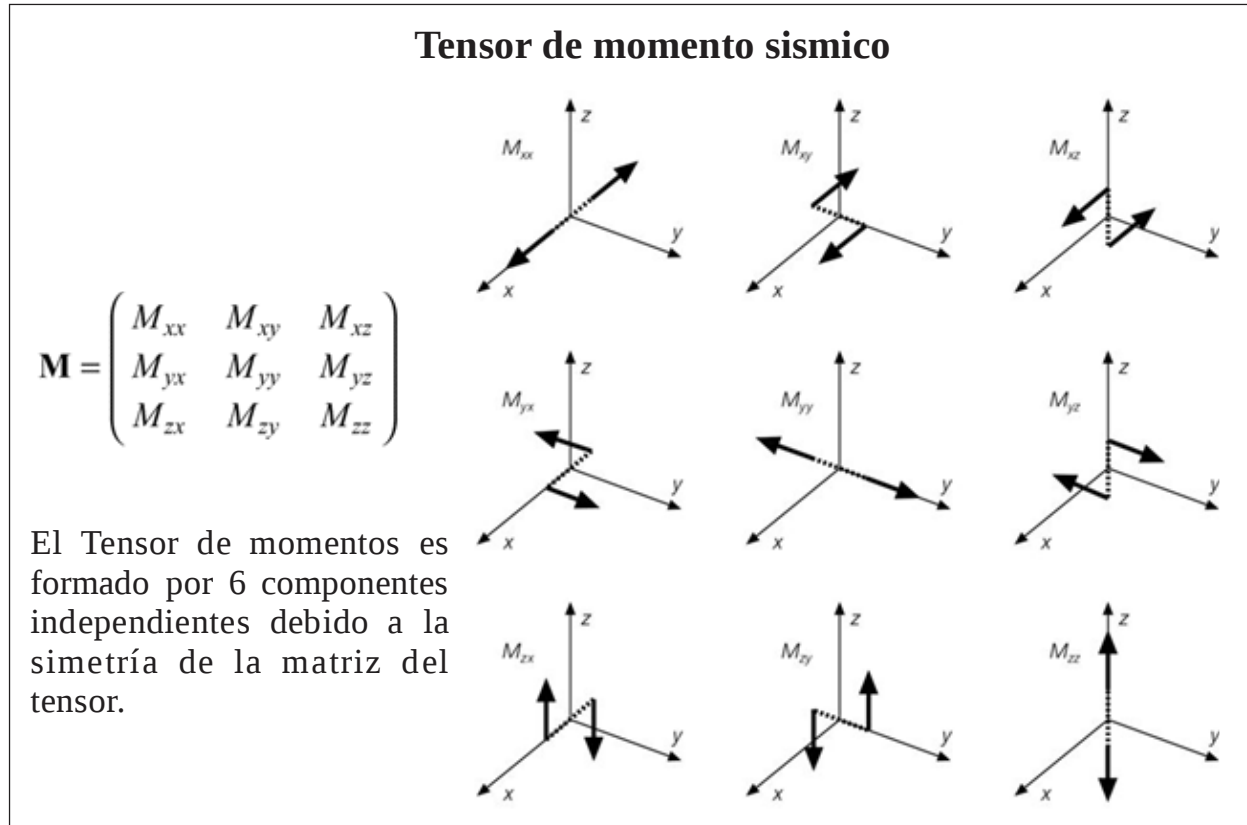


Figura 2. Los nueve pares de fuerza que componen el tensor de momento sísmico representados en el sistema cartesiano. Tomado y modificado de Stein & Wyssession, (2003).

Al ser el momento angular conservativo en la esfera de la fuente permitiendo que $M_{ij} = M_{ji}$ generando que el tensor de momentos sea simétrico. Los elementos del tensor de momentos se pueden definir para un medio isotrópico por un *double couple* de fuerzas equivalentes como:

$$M_{ij} = \mu A (u_i v_j + u_j v_i)$$

Donde μ es el módulo de cizalla, A es el área del plano de falla, u es el vector de deslizamiento (*slip vector*) y v es el vector normal al plano de falla (Aki y Richards, 1980; Ben-Menahem y Singh, 1981).

De acuerdo con lo anterior se puede inferir que debido a que el tensor es simétrico por definición, se puede intercambiar el rol de los vectores normal y deslizamiento sin afectar el campo de desplazamiento, lo que genera la ambigüedad entre el plano de falla y el plano de falla auxiliar (Jost y Herrmann., 1989).

$$M_{ij} = \mu A (u_i v_j + u_j v_i)$$

$$M_{ji} = \mu A (\mu_j v_i + \mu_i v_j)$$

$$M_{ij} = M_{ji}$$

Si se conoce el rumbo Φ , el buzamiento δ y el deslizamiento λ de una falla (ver Fig. 3), el vector de deslizamiento $\mathbf{u}$ y el vector de falla normal $\mathbf{v}$, se pueden expresar según Aki y Richards, (1980) como:

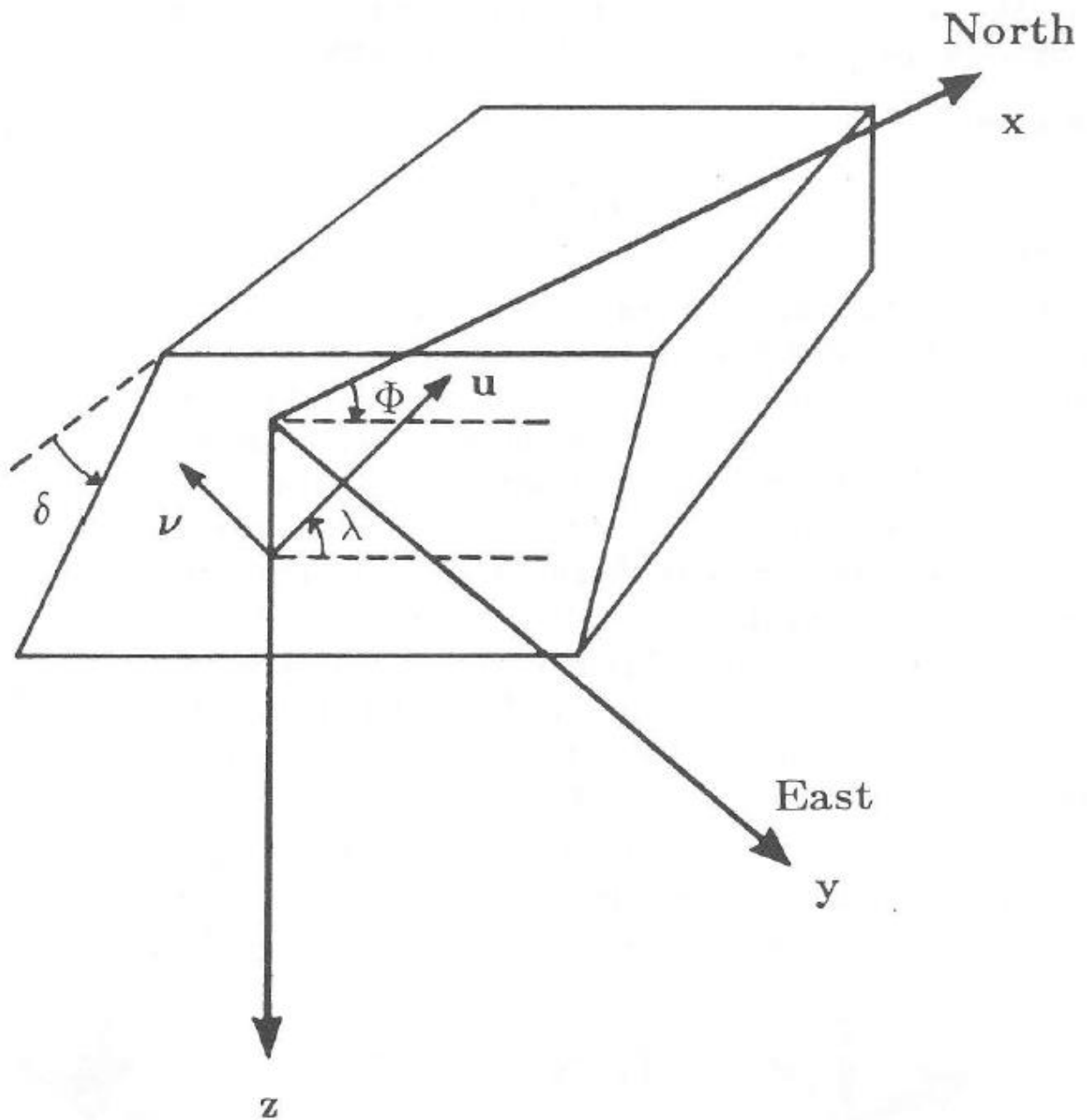


Figura 3. Definición del sistema cartesiano (x, y, z) . El origen es en el epicentro, el rumbo es medido en sentido horario a partir del norte, el buzamiento desde la horizontal hasta el plano de falla y el deslizamiento en sentido antihorario desde la horizontal sobre el plano de falla. Los vectores u y v son respectivamente el vector de deslizamiento y el vector normal de falla. Tomado de Jost y Herrmann., (1989).

$$\mathbf{u} = \bar{u} (\cos \lambda \cos \Phi + \cos \delta \sin \lambda \sin \Phi) \mathbf{e}_x + \bar{u} (\cos \lambda \sin \Phi - \cos \delta \sin \lambda \cos \Phi) \mathbf{e}_y - \bar{u} \sin \delta \sin \lambda \mathbf{e}_z$$

$$\mathbf{v} = -\sin \delta \sin \Phi \mathbf{e}_x + \sin \delta \cos \Phi \mathbf{e}_y - \cos \delta \mathbf{e}_z$$

Donde $\bar{u}$ es el desplazamiento promedio, $\mathbf{e}_x$, $\mathbf{e}_y$, $\mathbf{e}_z$ son los vectores unitarios para las tres ejes cartesianos.

El rango de los parámetros de orientación de falla es el siguiente: El valor del rumbo oscila entre $0^\circ < \Phi < 360^\circ$, el valor del buzamiento es $0^\circ < \delta < 90^\circ$ y el valor del deslizamiento es $-180^\circ < \lambda < 180^\circ$ (Herrmann., 1975; Aki y Richards., 1980). El momento escalar sísmico se define según Jost y Herrmann., (1989) como:

$$M_0 = \mu A \bar{u}$$

A partir de las relaciones anteriores planteadas los componentes del tensor de momentos pueden expresarse en función de la magnitud del momento sísmico, y los parámetros de orientación de falla (Jost y Herrmann., 1989).

$$M_{xx} = -M_o [\sin \delta \cos \lambda \sin 2\Phi + \sin 2\delta \sin \lambda (\sin \Phi)^2]$$

$$M_{yy} = M_o [\sin \delta \cos \lambda \sin 2\Phi - \sin 2\delta \sin \lambda (\cos \Phi)^2]$$

$$M_{zz} = M_o (\sin 2\delta \sin \lambda)$$

$$M_{xy} = M_o (\sin \delta \cos \lambda \cos 2\Phi + 0.5 \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\Phi)$$

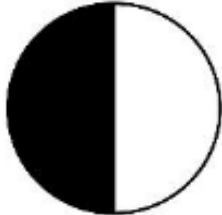
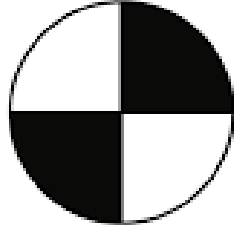
$$M_{xz} = -M_o (\cos \delta \cos \lambda \cos \Phi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \Phi)$$

$$M_{yz} = -M_o (\cos \delta \cos \lambda \sin \Phi - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \Phi)$$

Utilizando las ecuaciones anteriormente planteadas podemos calcular el tensor de momentos para los siguientes tipos de falla (ver tabla 1):

- Falla rumbo-deslizante vertical [$\Phi = 0^\circ, \delta = 90^\circ, \lambda = 0^\circ$]
- Falla inversa con buzamiento a 45° [$\Phi = 0^\circ, \delta = 45^\circ, \lambda = 90^\circ$]
- Falla normal vertical [$\Phi = 0^\circ, \delta = 90^\circ, \lambda = -90^\circ$]

Tabla 1. Representación de los mecanismos focales para las tres fallas fundamentales en forma matricial.

Tipo de Falla	Tensor de momentos	Mecanismo focal
Falla Normal vertical	$M = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -M_o \\ 0 & -M_o & 0 \end{bmatrix}$	
Falla Inversa con buzamiento a 45°	$M = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_o & 0 \\ 0 & 0 & M_o \end{bmatrix}$	
Falla Rumbo-deslizante vertical	$M = \begin{bmatrix} 0 & M_o & 0 \\ M_o & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$	

2.2. Datos y Modelo de velocidades 1D

Los datos fueron obtenidos de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RNSC), en formato NORDIC y están expresados como velocidades. Al revisar los archivos se observan los canales en los cuales fueron grabados los datos y junto con la información acerca de las estaciones (Ver tabla 2), se logró relacionar los siguientes canales con un tipo de sismómetro:

- **HH:** Banda ancha
- **BH:** Banda ancha
- **HN:** acelerómetro
- **EH:** Periodo corto
- **HL:** Strong Motion

Las siguientes estaciones sismológicas registraron el evento de estudio (ver Fig. 4):

Tabla 2. Estaciones que registraron el evento sísmico de estudio. El asterisco indica que los datos obtenidos por la RSNC no están completos (Faltan componentes). El guion indica que no se obtuvo la información solicitada, el signo de pregunta indica que la información fue inferida.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m.s.m)	Tipo de sismómetro	Tipo de estación
ACON	11.968	-85.1733	862	Trillium 40	Banda ancha
ANIL	4.491	-75.4025	2300	CMG-3T	Banda ancha
ANWB	17.6685	-61.7856	39	Streckeisen/STS-2	Banda ancha
APAC	7.90028	-76.58042	195	Kinematics/STS-2.5; Guralp Fortis	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
ARGC	9.8577	-74.2458	201	Kinematics/STS-2.5; Tokio Keiki Inc/TSM-1; Guralp/5TC	Hibrida (Banda ancha, Strong Motion y acelerográfica)
AUA1	12.506	-70.011	25	CMG-40T	Banda ancha
AZU	7.79	-80.27	24.384	Titan y Trillium 120p;	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)

BAR2*	6.5918	-73.18378	1783	Reftek/151-120A; Mark products/L-4C-3D; Guralp/Fortis	Hibrida (Banda ancha, Periodo corto y acelerográfica)
BBAC	2.0216	-77.2469	1.716	Kinematics/STS-2.5	Banda ancha
BCIP	9.166500	-79.837300	61	Streckeisen STS-2 Standard-gain	Banda ancha
BET	2.7225	-75.4179	557	Mark products/L-4C-3D; Kinematics/Episensor	Hibrida (Periodo corto y acelerográfica)
BOAV	2.3953	-60.5225	114	Trillium 120 P	Banda ancha
BOG	4.641	-74.08	2584	Kinematics/Episensor; Kinematics/Hyposensor	Acelerográfica
BONI	0.45	-77.53	1905.61	Trillium 120 P	Banda ancha
BRJC	6.9732	-73.7442	110	Nanometrics/Trillium_120p; Nanometrics/Titan	Hibrida (Banda ancha, acelerográfica)
CACAO	7.33	-80.85	120.396	Titan y Trillium 120p;	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
CAP2	8.646	-77.359	221	Guralp/CMG-3ESPC; Kinematics/Episensor	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
CCALA	4.509	-75.627	1780	Guralp/Fortis	Acelerográfica
CHI	4.6295	-73.7317	3140	Kinematics/STS-2	Banda ancha
CNGN	12.5	-86.698502	515	Trillium 40	Banda ancha
CONO	-	-	-	-	¿Banda ancha?
CRIN	12.696586	-87.020886	879	Trillium 40	Banda ancha
CRJC	11.02	-72.8816	825	Kinematics/STS-2.5	Banda ancha
CRU	1.568	-76.951	2.761	Geospace/GS-1	Periodo largo
CUFI	1.226	-77.345	3653	Guralp/CMG-5TD	Acelerográfica
CUM	0.941	-77.825	3420	Geospace/GS-1; Guralp/Fortis	Hibrida (Periodo corto y acelerográfica)
CVER	4.521	-74.074	3.608	Nanometrics/Trillium-Compact	Banda ancha
CZSB	-7.7299	-72.7049	196	Trillium 120p	Banda ancha
DBB	7.0174	-76.2097	780	Reftek/151B-120; Mark Products/L-4C-3D; Guralp Fortis	Hibrida (Banda ancha, Periodo corto y acelerográfica)
DRL01	9.708886	-73.664986	68		Banda ancha
DRL02	9.735341	-73.270423	140		Banda ancha
DRL03	9.391687	-73.474931	86		Banda ancha
DRL04	9.607332	-73.523423	81		Banda ancha
DRL05	9.62445	-73.476668	83		Periodo corto
DRL06	9.577068	-73.472674	81		Periodo corto
FLO2	1.583	-75.653	365	Kinematics/STS-2.5; Kinematics/Episensor	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)

GARC	2.1867	-75.4938	1.973	Reftek/151B-120; Kinematics/Episensor	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
GCUF	1.226	-77.345	3800	CMG-3ESP	Banda ancha
GMAL	7.8	-81.25	27.73	Titan y Trillium Compact;	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
GR1C	3.003	-78.167	60	Mark Products/L-4C-3D; Kinematics Episensor	Hibrida (Periodo corto y acelerográfica)
GRGR	12.0794	-61.39	0	Streckeisen STS-6A VBB	Banda ancha
GRTK	21.51149	-71.132698	12	Streckeisen STS-2	Banda ancha
GTBY	19.9268	-75.110802	79	Streckeisen STS-2.5	Banda ancha
GUA	2.5421	-72.6239	234	Mark Products/L-4C-3D; Kinematics/Episensor	Hibrida (Periodo corto y acelerográfica)
HI1C	7.13281	-75.65879	597.103	Guralp 6T	Periodo corto
HI2C	7.13105	-75.65685	1431.34	Guralp 6T	Periodo corto
HI3C	7.13640	-75.65225	1555.08	Guralp 6T	Periodo corto
HI4C	7.13389	-75.64644	435.86	Guralp 6TD	Banda ancha
HI5C	7.15266	-75.6583	845.8	Reftek-151B	Banda ancha
HI6C	7.134083	-75.6659	1282.90	Guralp 6T	Periodo corto
HI7C	7.12635	-75.66857	1274.36	Guralp 6T	Periodo corto
IBA1C	4.447	-75.235	1.284	Guralp/CMG-5TD	Acelerográfica
JAMC	3.215	-76.673	1400	Kinematics/STS-2; Guralp/Fortis	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
JTS	10.2908	-84.952499	340	Kinematics/STS-2.5	Banda ancha
LCBC	8.8573	-76.3677	90	Nanometrics/Trillium-120p	Banda ancha
LL8C	9.339196	-73.796899	58	-	¿Banda ancha?
LPAZ *	-16.287924	-68.130714	4815.1	Geotech KS-54000	Banda ancha
MAL	4.013	-77.3318	112	Mark Products/L-4C-3D; Kinematics/Episensor	Hibrida (Periodo corto y acelerográfica)
MAN1C	5.071472	-75.524397	2199	Guralp/Fortimus	Acelerográfica
MARO	2.84	-75.95	2207	CMG-3ESP	Banda ancha
MCRA	-4.37	-79.95	465.7344	Trillium 120p-VSM	Banda ancha
MEDEC	6.276	-75.5893	1552	Nanometrics/Titan	Acelerográfica
MTDJ	18.226049	-77.534538	925	Streckeisen STS-2	Banda ancha
NNA	-11.9875	-76.842201	575	Streckeisen/STS-2	Banda ancha
NOR	5.5635	-74.8691	545.7	Reftek/151-120A; Kinematics/Episensor	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
OCA	8.2389	-73.3196	1233	Kinematics/STS-2.5; Kinematics/Episensor	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
ORTC	3.9093	-75.2461	470	Reftek/151-120A; Guralp/Fortis	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
OTAV	0.24	-78.45	3510	Streckeisen/STS-1	Banda ancha
PAC1	0.27	-78.79	1119.835	Trillium/Compact	Banda ancha

PAL	4.9056	-76.2825	716	Guralp/CMG-3ESPC; Tokio Keiki INC./TSM-1; Kinematics/Episensor	Hibrida (Banda ancha, Strong motion y acelerográfica)
PAM	7.3395	-72.6996	3.679	Mark Products/L-4C-3D; Guralp/Fortis	Hibrida (Periodo corto y acelerográfica)
PAS1	1.189	-77.322	3227	Guralp/CMG-5TD	Acelerográfica
PAS2	1.221	-77.251	2641	Guralp/CMG-5TD	Acelerográfica
PAYG*	-0.6742	-90.286102	270	Streckeisen/STS-2.5	Banda ancha
PIAT	-0.98	-78.26	2961.74	Trillium 120p-VSM	Banda ancha
PIZC	4.9653	-77.3597	84	Reftek/151B-120; Kinematics Episensor	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
POP2	2.5403	-76.6761	1983	Reftek/151-120A; Tokio Keiki INC./TSM-1; Guralp Fortis	Hibrida (Banda ancha, Strong motion y acelerográfica)
PPLP	-1.55	-80.78	302	Trillium 120p-VSM	Banda ancha
PRA	3.7139	-74.8861	437	Kinematics/STS-2	Banda ancha
PRV	13.376	-81.3633	38	Nanometrics/Trillium 120p	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
PTA	7.147	-77.808	78	Reftek/151B-120; Tokio Keiki INC./TSM-1; Kinematics/Episensor	Hibrida (Banda ancha, Strong motion y acelerográfica)
PTB	6.5395	-74.4564	279	Reftek/151B-120; Kinematics/Episensor	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
PTGC	4.199	-72.134	170	Reftek/151-120A	Banda ancha
PTLC	-0.17042	-74.797	225	Reftek/151-120A; Tokio Keiki INC./TSM-1; Guralp Fortis	Hibrida (Banda ancha, Strong motion y acelerográfica)
PTP	8.2	-82.87	26.5	Titan y Trillium Compact;	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
RAC2C	3.3723	-76.5295	988	Guralp/CMG-5TD	Acelerográfica
RECRC	4.9604	-75.3525	4136	Guralp/CMG-5TD	Acelerográfica
ROSC	4.8449	-74.3211	3015	Guralp/CMG-3ESPC	Banda ancha
RUS	5.8925	-73.0832	3.697	Nanometrics/Trillium 240p	Banda ancha
SAML	-8.9489	-63.183102	120	Streckeisen/STS-2	Banda ancha
SDDR	18.9821	-71.287804	589	Streckeisen/STS-2	Banda ancha
SDV	8.8839	-70.634003	1620	Streckeisen/STS-1VBB	Banda ancha
SJC	9.897	-75.18	596	Reftek/151-120A; Guralp Fortis	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
SMAR	11.1638	-74.2245	116	Kinematics/STS-2; Guralp/Fortis	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)

SOL	6.223637	-77.405428	60	Mark Products/L-4C-3D; Guralp/Fortis	Hibrida (Corto periodo y acelerográfica)
SOTO	2.13	-76.6	3795	CMG-3ESP	Banda ancha
SPBC	5.6522	-74.0724	783	Reftek/151-120A; Guralp Fortis	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
TABC*	5.011	-74.204	3500	Mark Products/L-4C-3D	Periodo corto
TAM	6.4354	-71.7913	436	Reftek/151B-120; Kinematics Episensor	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
TBTG	-4.1868	-69.909	91	Trillium 120p	Banda ancha
TEIG	20.226299	-88.276299	40	Streckeisen/STS-2.5	Banda ancha
TGUH	14.057	-87.273003	1151	Streckeisen/STS-2	Banda ancha
TULM	0.72	-77.79	3415.89	Trillium Compact	Banda ancha
TUM	1.8237	-78.7268	83	Kinematics/STS-2.5; Kinematics Episensor	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
URE	7.7517	-75.5323	225	Nanometrics/Trillium 120p; Tokio Keiki INC./TSM-1; Guralp Fortis	Hibrida (Banda ancha, Strong motion y acelerográfica)
URI	11.7017	-71.9925	97	Nanometrics/Trillium 240; Kinematics Episensor	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
URMC	3.24723	-74.37872	726	Reftek/151B-120; Kinematics Episensor	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
VALLC	10.5086	-73.2581	346	Guralp/CMG-5TD	Acelerográfica
VIL	4.1111	-73.6934	1110	Mark Products/L-4C-3D; Tokio Keiki INC./TSM-1; Kinematics/Episensor	Hibrida (Periodo corto, Strong motion y acelerográfica)
YOT	3.9834	-76.3451	1059	Reftek/151B-120; Guralp Fortis	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
YPLC	5.3969	-72.3802	696	Guralp/CMG-3T; Guralp/5TC	Hibrida (Banda ancha y acelerográfica)
ZAR	7.4923	-74.858	200	Kinematics/STS-2.5	Banda ancha

Después de una revisión bibliográfica, se utilizará el modelo de velocidades 1D propuesto por Ojeda and Havskov, (2001) (ver tabla 3) para calcular las funciones de Green, debido a que es un modelo a escala regional, factor importante para la ejecución de la inversión del tensor de

momentos donde se requiere usar las estaciones sismológicas regionales al epicentro del sismo a estudiar.

Además, en la inversión del tensor de momentos es necesario utilizar estaciones banda ancha, debido al rango de frecuencias que pueden captar, puesto que se requieren el uso de ondas de baja frecuencia, las cuales son poco influenciadas por las heterogeneidades estructurales. Las ondas de alta frecuencia son muy sensibles a los efectos de la velocidad de las estructuras.

Tabla 3. *Modelo de velocidades 1D propuesto por Ojeda and Havskov, (2001) el cual fue usado en esta investigación para calcular las funciones de Green. Q_p y Q_s son los factores de calidad para las ondas P y S respectivamente.*

Espesor (km)	Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Densidad (g/cm³)	Qp	Qs
4	4	4.8	2.77	2.503	600	300
21	25	6.6	3.81	2.7941	600	300
7	32	7	4.04	2.8355	600	300
8	40	8	4.62	2.9318	600	300
60	100	8.1	4.68	2.9409	600	300
100	200	8.2	4.74	2.9499	600	300

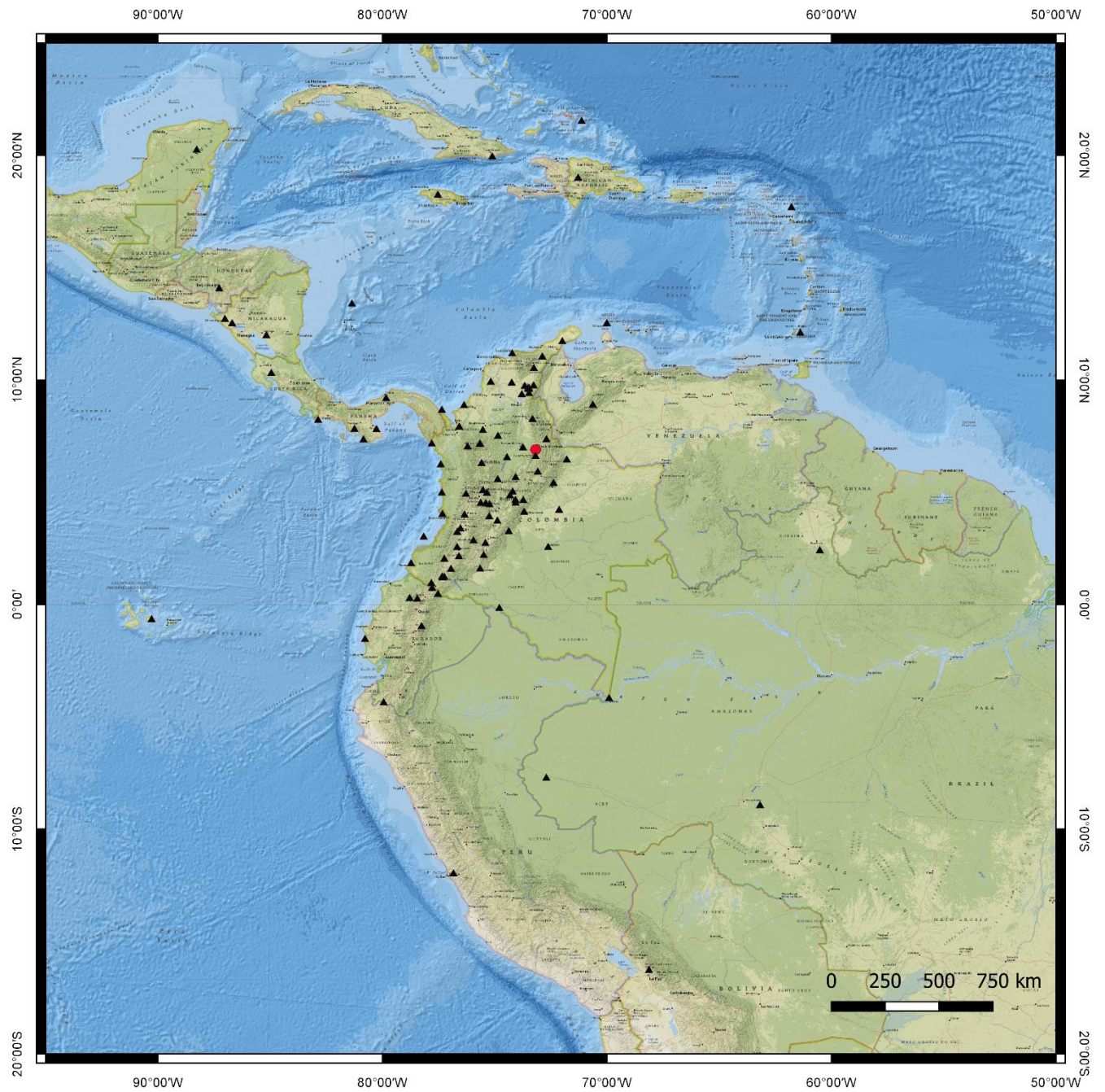


Figura 4. Ubicación de las estaciones sismológicas que registraron el evento sísmico de estudio. Los triángulos representan las estaciones sismológicas y el círculo representa la localización del evento sísmico de estudio.

3. Métodos

Se utilizarán dos técnicas para el estudio del sismo del 7 de agosto de 2018 a las 15:53:59 (Hora local). La inversión del tensor de momentos, que se pondrá a prueba para sismos de profundidad intermedia, usando el código TDMT_INVC_ISO, y la inversión del primer arribo de la onda (*P-wave First Motion Inversion*).

3.1. Inversión del tensor de momentos

Se utilizará una inversión del tensor de momentos de onda completa en el dominio del tiempo (*time-domain full-waveform moment tensor inversion*) utilizando las tres componentes de desplazamiento de la onda luego de aplicar un pasabanda intermedio (10-50s), además de las funciones de Green (Saikia, 1994) de un modelo calibrado de velocidades 1D basándose en la siguiente relación:

$$U_n(x, t) = G_{ni,j}(x, t) * M_{ij}$$

Donde U_n es el componente n ésimo del desplazamiento observados en superficie, $G_{ni,j}$ es el n ésimo componente de la función de Green que describe una respuesta elasto-dinámica para cada doble par de fuerzas (*Double couple*) con su orientación respectiva y M_{ij} es el tensor de momento sísmico, el cual describe la magnitud de los doble pares de fuerzas (*Double couple*). Los índices i y j se refieren a las direcciones geográficas. La anterior ecuación es resuelta usando mínimos cuadrados para una profundidad dada de la fuente. Los doble pares de fuerzas (*Double couple*) para una fuente puntual pueden ser representados usando las funciones de Green para las tres fallas fundamentales: Una falla vertical rumbo-deslizante, una falla vertical normal y una falla inversa con buzamiento de 45° evaluada a un azimut de 45° (Langston, 1981). Las primeras dos

corresponden a las funciones de Green del tensor de momentos, pero la tercera difiere ligeramente de cualquiera de las funciones de Green del tensor de momentos (M_{ij}) debido a que es evaluada en un azimut particular. Esta formulación es muy útil para invertir los parámetros de la falla directamente en vez de los elementos del tensor de momentos [Lay y Wallace (1995)].

Los desplazamientos medidos en la superficie pueden ser modelados como una combinación de funciones de Green ponderadas en base a la formulación de Herrmann y Wang (1985) para un esquema de inversión del tensor de momentos así:

$$u_Z = A_1 * ZSS + A_2 * ZDS + A_3 * ZDD$$

$$u_R = A_1 * RSS + A_2 * RDS + A_3 * RDD$$

$$u_T = A_4 * TSS + A_5 * TDS$$

Donde u_Z es el desplazamiento vertical, u_R es el desplazamiento radial y u_T es el desplazamiento tangencial. Las funciones ZSS, ZDS, ZDD, RSS, RDS, TSS y TDS son las funciones de Green requeridas para calcular un campo de onda generada por una fuente arbitraria de dislocación enterrada en medio de una capa. Los coeficientes A_i se calculan para una fuente deviatoria y se pueden expresar en función de los elementos del tensor de momentos y el azimut entre la fuente y el receptor (Jost y Herrmann, 1989) como lo indica el siguiente sistema de ecuaciones:

$$A_1 = \frac{1}{2} (M_{xx} - M_{yy}) \cos(2az) + M_{xy} \sin(2az)$$

$$A_2 = M_{xz} \cos(az) + M_{yz} \sin(az)$$

$$A_3 = -\frac{1}{2} (M_{xx} + M_{yy})$$

$$A_4 = \frac{1}{2} (M_{xx} - M_{yy}) \sin(2az) - M_{xy} \cos(2az)$$

$$A_5 = -M_{yz} \cos(az) + M_{xz} \sin(az)$$

Donde M_{ij} son los elementos del tensor de momentos y az es el azimut entre la fuente y el receptor. En estas inversiones, se obtiene M_{ij} el cual se descompone en: Un momento escalar sísmico, un tensor de momentos de doble par de fuerzas y un tensor de momentos de dipolo de vectores lineales compensados (CLVD). La descomposición puede ser representada en términos de porcentaje de solución *double couple* (PDC), porcentaje de solución CLVD (PCLVD) y porcentaje de solución isotrópica (PISO) (Ver Fig. 5).

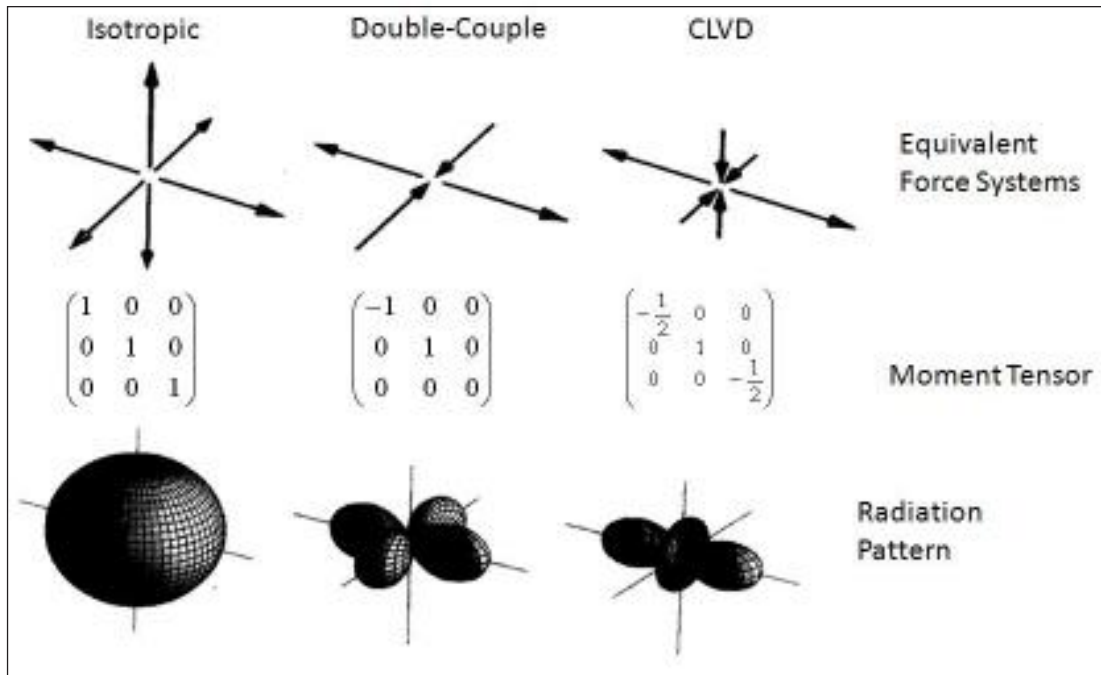


Figura 5. Ilustración de las fuerzas equivalentes, tensor de momentos (en el sistema coordinado principal) y patrones de radiación de los tres tipos de fuentes (Isotrópica, Double Couple y CLVD) usados en la descomposición del tensor de momentos. Tomado de Julian, Miller, y Foulger, (1998).

Debido a la definición del tensor de momentos, el problema de la inversión lineal tiene solo 6 componentes independientes del tensor de momentos (Minson & Dreguer, 2007 después de Herrmann & Hutchenson, 1993):

$$M = (G^T G)^{-1} G^T u$$

La calidad de la solución fue determinada por el mejor ajuste entre la onda sintética generada a partir de las funciones de Green y la onda observada, la cual fue cuantificada a través de la reducción de la varianza (VR), una medida definida por (Dreguer, 2002);

$$VR = \left[1 - \sum_i \frac{\sqrt{(data_i - synth_i)^2}}{\sqrt{data_i^2}} \right]$$

La profundidad de la fuente es calculada iterativamente encontrando la solución que obtenga la mayor reducción de varianza, donde data y synth son los datos observados y las funciones de Green respectivamente. Se modeló la forma de la onda usando el código TDMT_INVC desarrollado por Dreguer et al., (2011). El código TDMT_INVC puede usarse para encontrar la mejor solución deviatoria en la cual la traza de la matriz del tensor de momentos es limitada a cero generando una solución sin componente isotrópica o para la solución completa de seis grados de libertad permitiendo soluciones isotrópicas. Además, calcula los parámetros de la fuente, los planos solución de falla y lo representa gráficamente a través de un mecanismo focal en términos de rumbo, deslizamiento y buzamiento. La metodología básica y la descomposición del tensor de momento sísmico es ampliamente explicada en el artículo de Jost y Herrmann, (1989).

El procedimiento usado en la inversión del tensor de momentos se divide en dos partes: La primera parte (ver Fig. 6) explica el procesamiento que se realizó a los datos obtenidos por la

RSNC y la segunda parte detalla el proceso para calcular las funciones de Green y finalmente correr la inversión utilizando el TDMT_INV_C_ISO. La primera parte consta de los siguientes pasos usando el programa SAC (*Seismic Analysis Code*):

1. Se definió el tiempo de origen extrayéndolo de la base de datos del sismo en Seisan en horas, minutos, segundos y milisegundos, para este estudio el tiempo de origen fue: 15:53:59:600.
2. Se seleccionaron las tres componentes (X, Y, Z) de los datos de una estación sismológica dada.
3. Se cortó la longitud del archivo de ondas a partir desde el tiempo de origen desde -400 segundos hasta 1200 segundos y se rellenó con ceros.
4. Se removi6 la respuesta instrumental con el objetivo de convertir las unidades de conteos digitales a metros por segundo.
5. Se multiplic6 por 100 para convertir a cent6metros por segundo.
6. Se removi6 la tendencia de los datos y se removi6 el promedio para que la onda quede alineada con el eje $x=0$.
7. Se rotaron las componentes horizontales desde un sistema de coordenadas cartesianas al sistema de referencia *Great Circle Path*.
8. Se aplic6 un “*taper*” para suavizar los efectos del siguiente filtro pasabanda, en los puntos iniciales y finales de los datos.
9. Se integraron los datos para convertir las unidades de velocidad de los datos (cent6metros por segundo) a unidades de desplazamiento (cent6metros).
10. Se aplic6 un filtro pasabanda (Butterworth de 4 polos) con los siguientes rangos de frecuencia entre 0.018 Hz hasta 0.05 Hz, el cual fue seleccionado luego de haber probado

iterativamente con diferentes rangos de frecuencias utilizando como referencia los rangos de frecuencias definidos por Dreguer y Fukuyama., (2000).

11. Se recortó la longitud del archivo desde el tiempo de origen hasta 512 segundos después de este.
12. Finalmente se realizó un remuestreo del tiempo para las tres componentes cambiándola desde la tasa de muestreo por defecto del instrumento hasta un segundo.

Para la segunda parte, las funciones de Green fueron computadas usando el programa FKRPROG desarrollado por Chandan Saikia (1994) usando el método numérico de onda discreta y el modelo de velocidades 1D de Ojeda and Havskov, (2001). Luego el código seleccionado aplica transformada de Fourier inversa para convertir las funciones de Green desde el dominio de frecuencia al dominio del tiempo. Finalmente se aplica un filtro pasabanda con el mismo rango de frecuencias usados para procesar los datos observados, para este estudio el rango es desde 0.018 Hz hasta 0.05 Hz.

Finalmente, después de finalizar las dos partes del procesamiento se procede a correr la inversión del tensor usando el código computacional anteriormente mencionado (TDMT_INVC) usando una sola estación con el objetivo de encontrar las estaciones sismológicas que presentan el mejor ajuste entre las funciones de Green y los datos observados. Luego se correrá una inversión con las tres estaciones que presentan mejor ajuste, para calcular el mecanismo focal y los parámetros de la fuente con una buena cobertura azimutal.

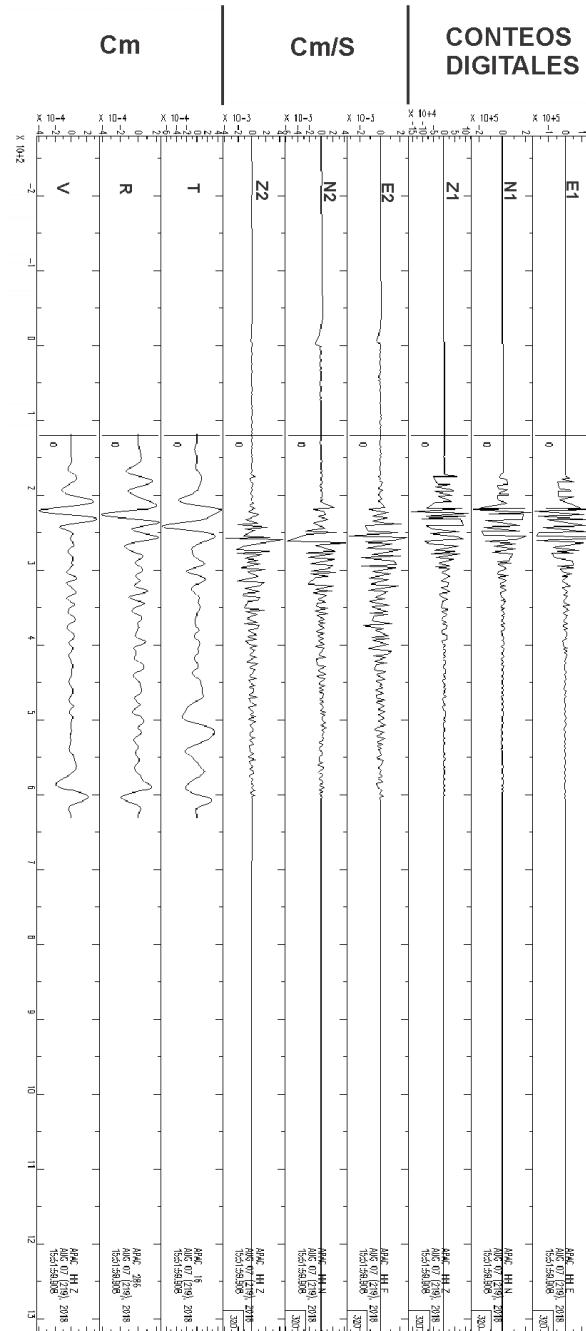


Figura 6. Pasos del procesamiento de los datos recogidos por las estaciones sismológicas. Desde arriba hacia abajo, los paneles (E1, N1, Z1) corresponden a los datos crudos de las correspondientes componentes, los siguientes paneles (E2, N2, Z2) son los sismogramas en velocidad de las componentes correspondientes luego de remover la respuesta instrumental. Por último, los paneles (T, R, V) son los sismogramas en desplazamiento de las componentes E, N y Z respectivamente luego de rotar las componentes horizontales al *Great Circle Path*, haber aplicado el filtro pasa-banda, haber remuestreado la señal a una tasa de un segundo y haber cortado a una longitud de 512 segundos.

3.2. Inversión del primer arribo de la onda P

Este método consiste en usar la polaridad de la onda P registrada en los sismogramas de diversas estaciones sismológicas para determinar el mecanismo focal de la fuente sísmica basándose en los patrones de radiación de la onda P (ver Fig. 7).

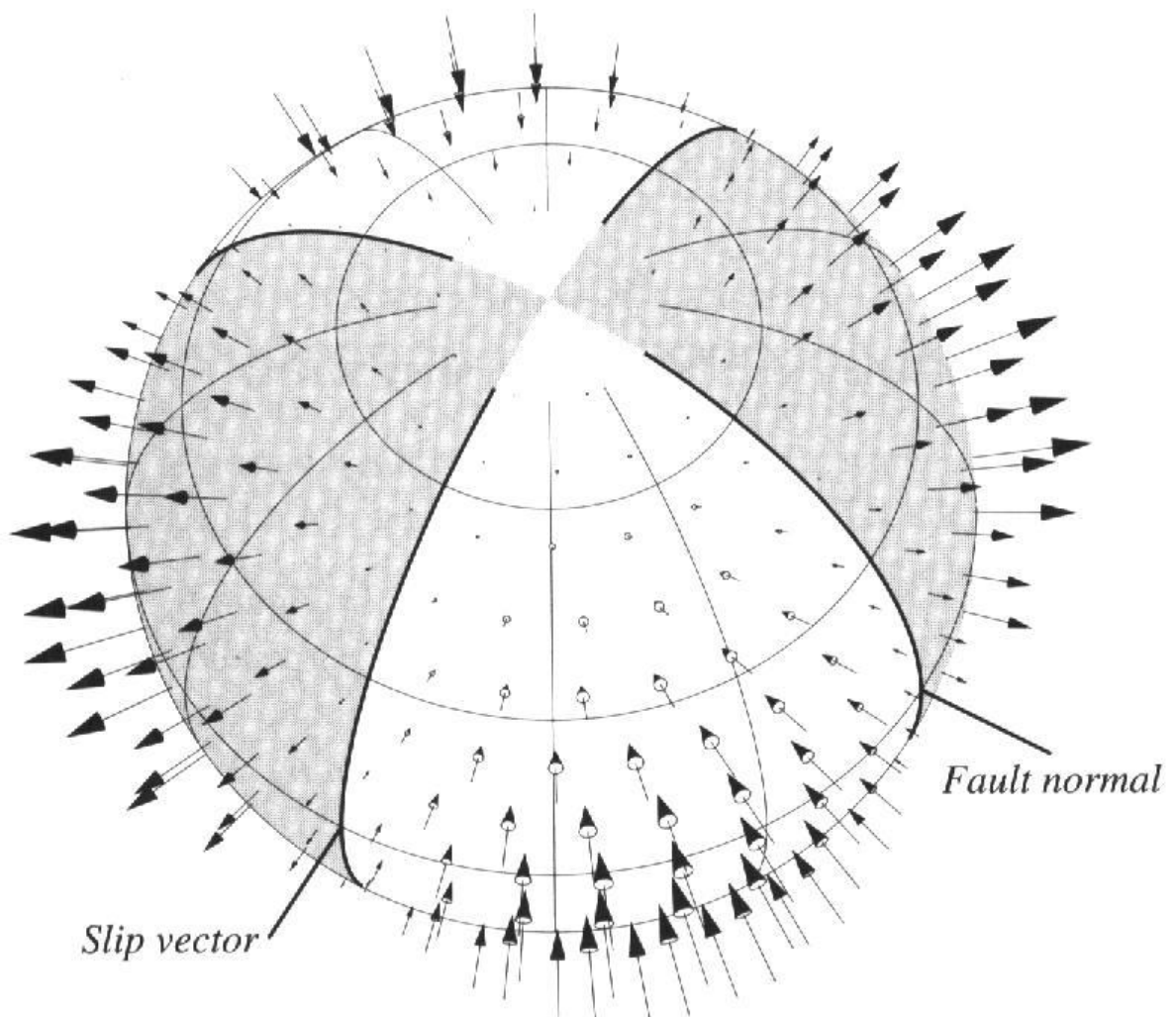


Figura 7. Patrones de radiación de la onda P para un determinado mecanismo focal. (Shearer. P., 2009).

Al observar el movimiento del primer arribo de la onda P en una vista de planta obtenemos el siguiente resultado (ver Fig. 8). Nótese la definición de los planos nodales a partir de la distribución de desplazamientos definidos a partir del primer arribo:

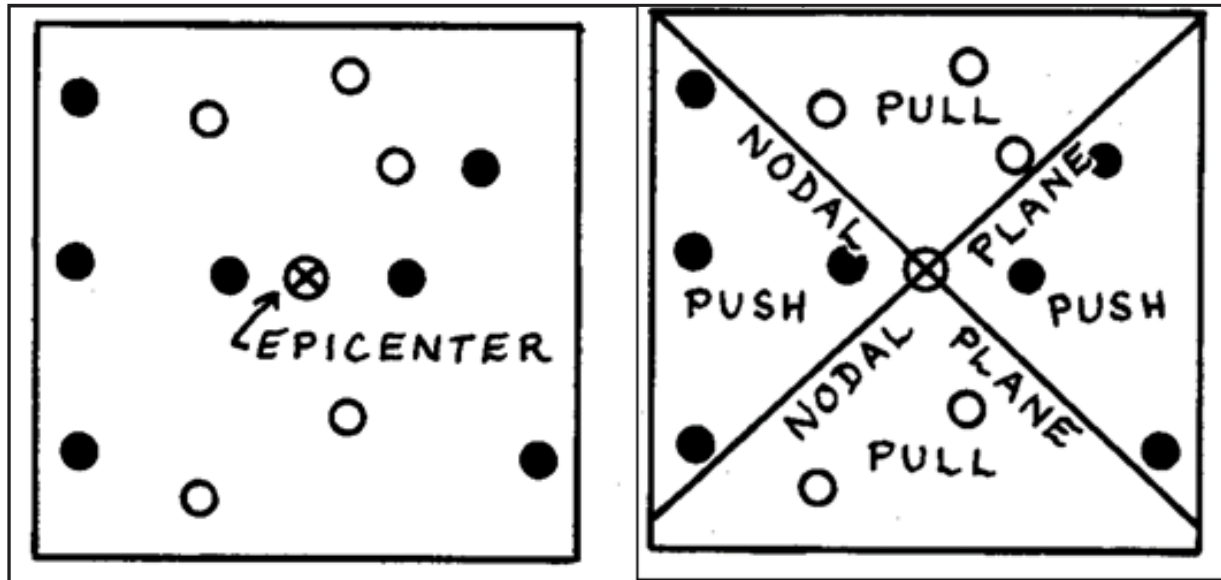


Figura 8. Vista en planta del primer arribo de la onda P en las estaciones para un determinado mecanismo focal. (Cox y Hart., 1986).

Se usará el software SEISAN para determinar el mecanismo focal de la fuente usando el modelo de velocidades 1D propuesto por Ojeda and Havskov, (2001), además del uso de las estaciones sismológicas que registraron el evento. El picado del arribo de la onda P se hará sin remover la respuesta instrumental de los datos, es decir en los datos crudos, con la única condición de realizar el picado solo donde sea muy claro el arribo de la onda P.

Los arribos de la onda P se picaron en la componente vertical de los sismogramas pertenecientes a sus respectivas estaciones. Para ello primero se modificó el modelo de velocidades 1D que trae el programa por defecto, cambiándolo por el modelo de velocidades 1D de Ojeda and Havskov (2001). Luego se procedió a filtrar únicamente la componente vertical (z) de cada estación y finalmente se picó el arribo de la onda P (Ver Fig. 9). Una ventaja importante de usar el método

de primer arribo es que las estaciones que registraron el evento generan una buena cobertura azimutal del epicentro por lo que este método nos aporta información muy precisa del mecanismo focal generador del evento sísmico de estudio.

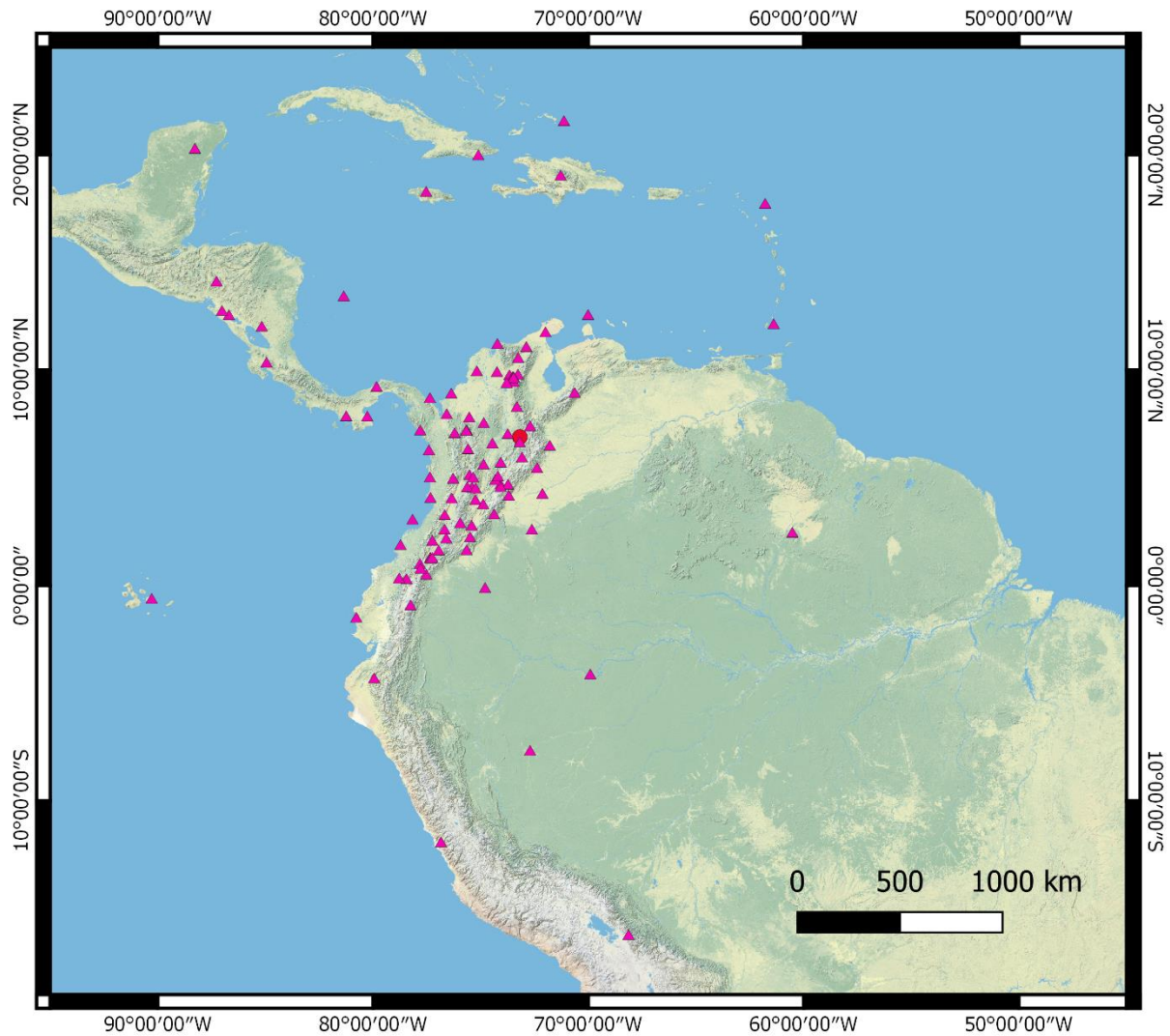
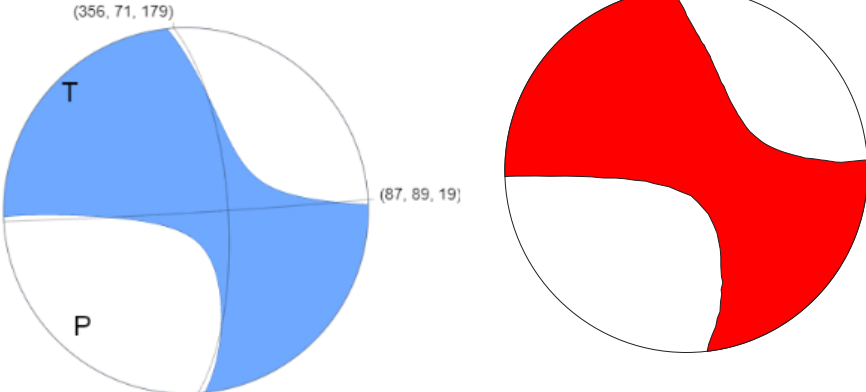


Figura 9. Ubicación de las estaciones sismológicas donde fueron picados los arribos de la onda P. Los triángulos representan las estaciones sismológicas y el círculo representa la ubicación del epicentro del evento de estudio.

4. Análisis de resultados

Los resultados obtenidos por los catálogos del GCMT (*Global Centroid Moment Tensor*) y el USGS (*United States Geological Survey*) fueron los siguientes (ver tabla 4):

Tabla 4. Comparación de los resultados obtenidos de inversión del tensor de momentos de los catálogos GCMT y USGS.

Parámetros	USGS	GCMT
Momento escalar (Mo)	1.252e+17 N.m	1.49e+24 d.cm
Duración media	1.17	1.2
Magnitud (Mw)	5.33	5.4
Profundidad (Km)	150.5 km	153 km
Planos de falla (Strike, dip, slip)	(356, 71, 179) (87, 89, 19)	(357, 68, 173) (90, 83, 22)
		

Luego los resultados obtenidos por la inversión del primer arribo (ver Fig. 10) y de la inversión del tensor de momentos (ver Figs. 11, 12, 13, 14, 15) con los mejores valores de reducción de varianza se adjuntan a continuación:

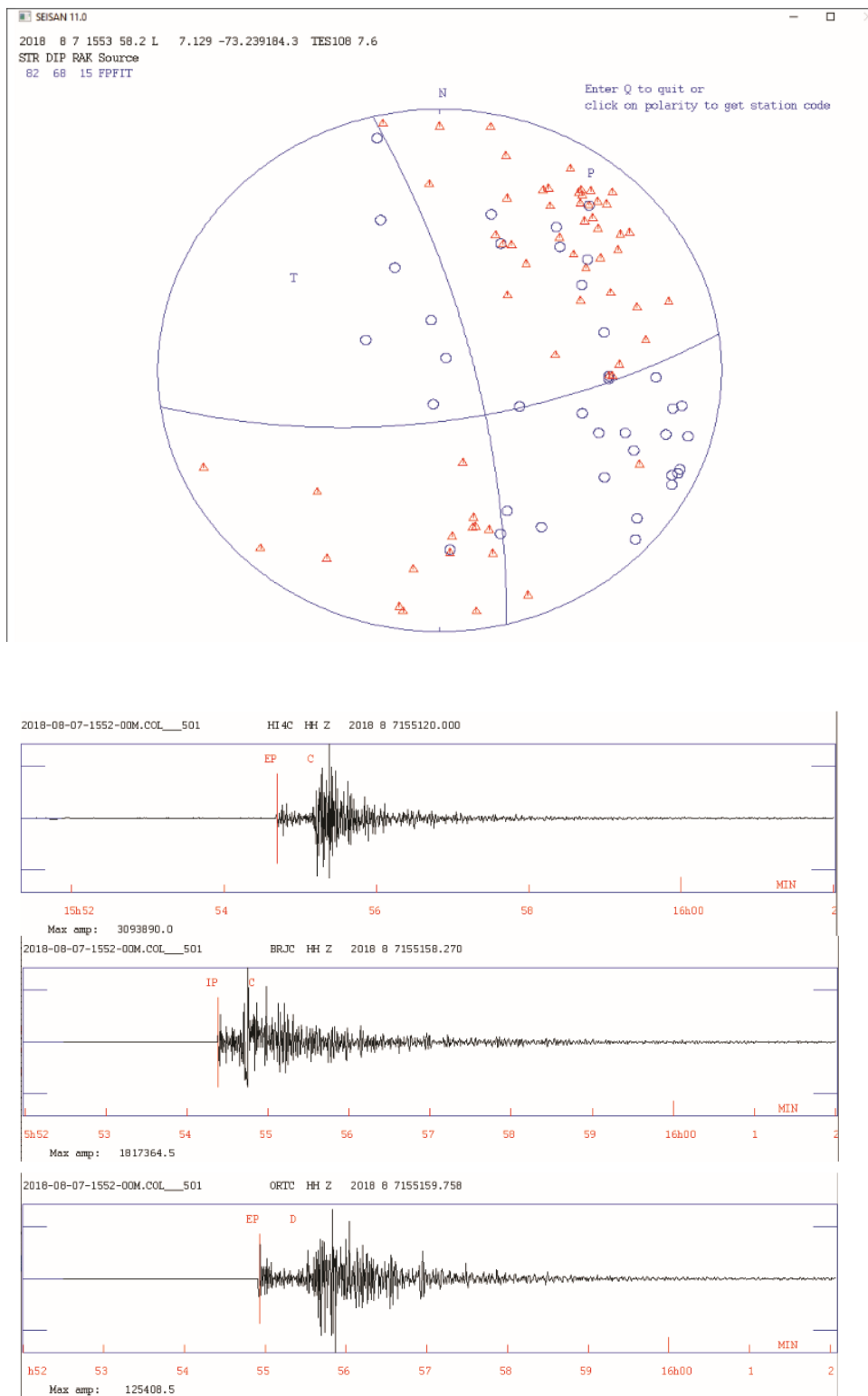


Figura 10. Arriba. Resultados obtenidos por el método de inversión del tensor del primer arribo de la onda P (First Motion) usando el programa Seisan. **Abajo.** Picado de la onda P en la componente Z de tres estaciones determinadas.

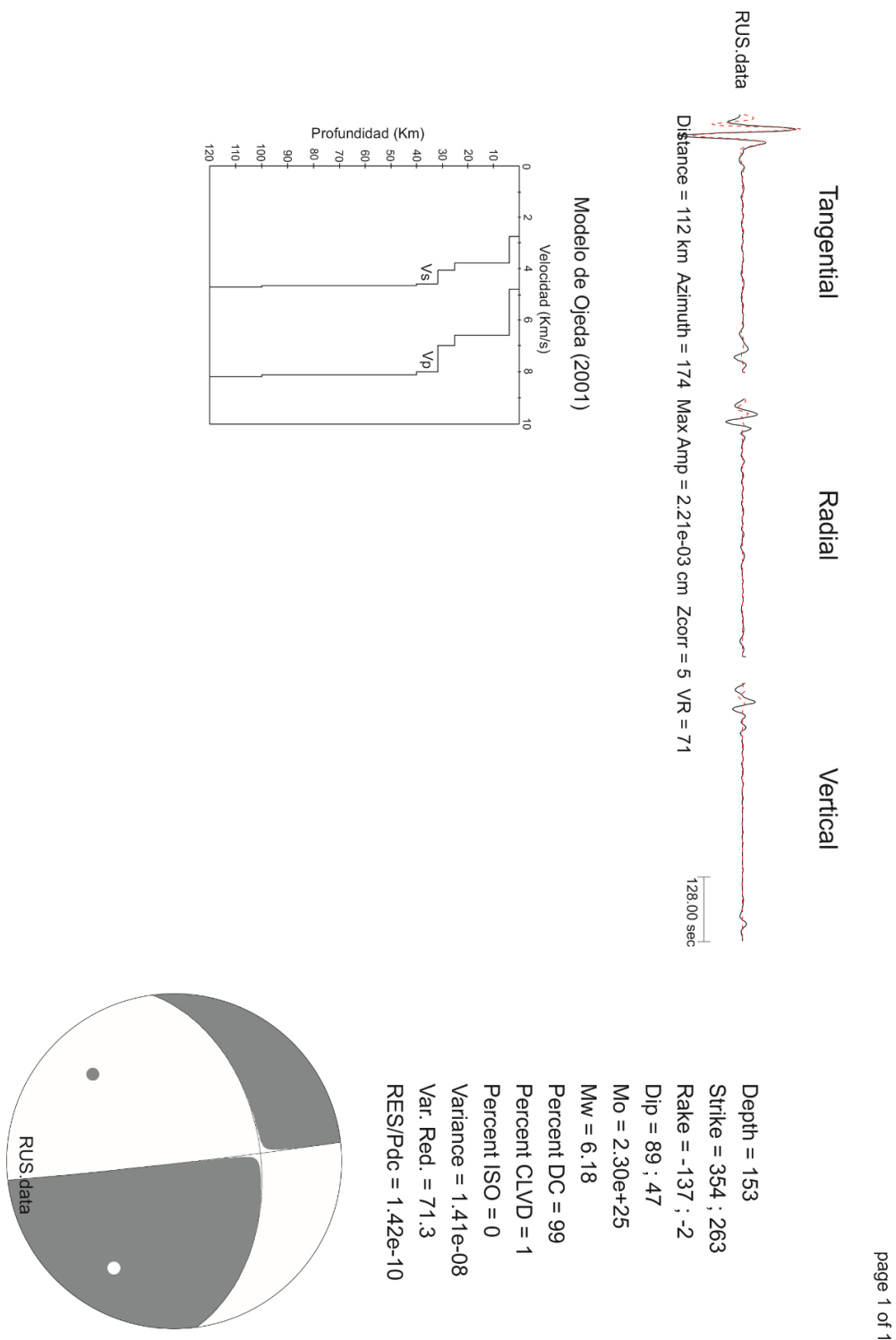


Figura 11. Resultados de la inversión del tensor de momentos para la estación RUS. La línea roja punteada indica la función de Green calculada en la inversión y la línea negra indica la forma de onda procesada a partir de los datos registrados en la estación RUS.

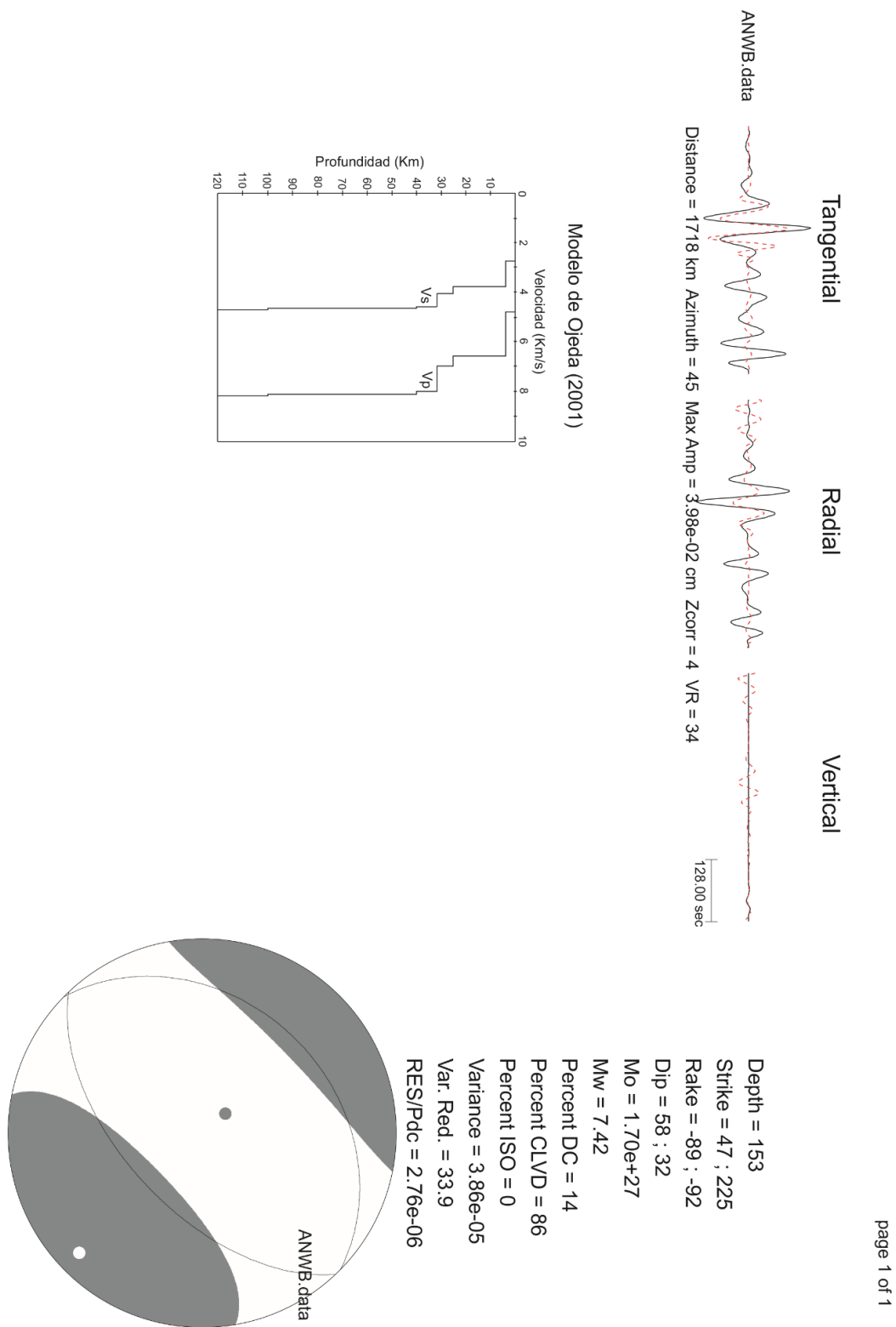


Figura 12. Resultados de la inversión del tensor de momentos para la estación ANWB. La línea roja punteada indica la función de Green calculada en la inversión y la línea negra indica la forma de onda procesada a partir de los datos registrados en la estación ANWB.

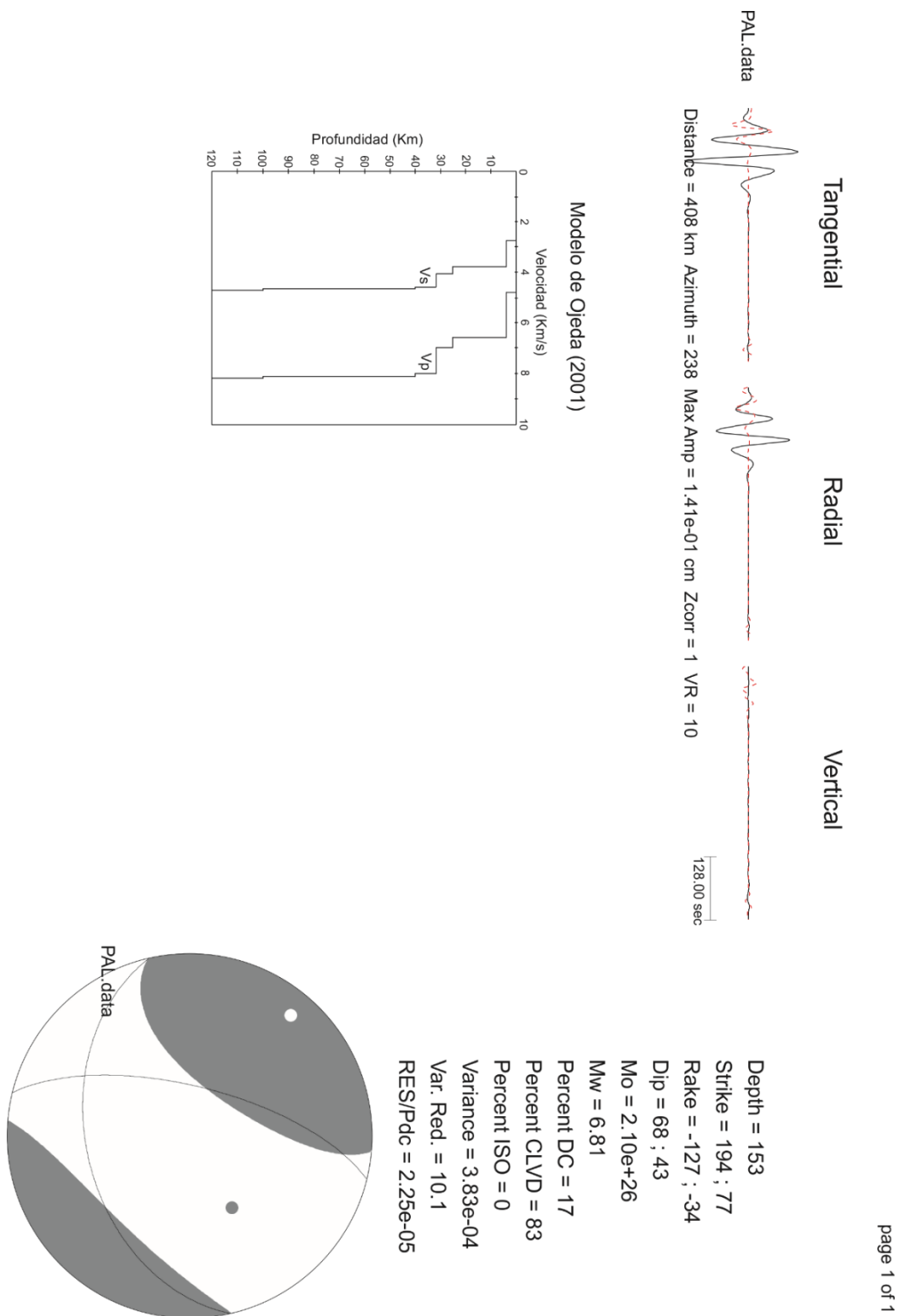


Figura 13. Resultados de la inversión del tensor de momentos para la estación PAL. La línea roja punteada indica la función de Green calculada en la inversión y la línea negra indica la forma de onda procesada a partir de los datos registrados en la estación PAL.

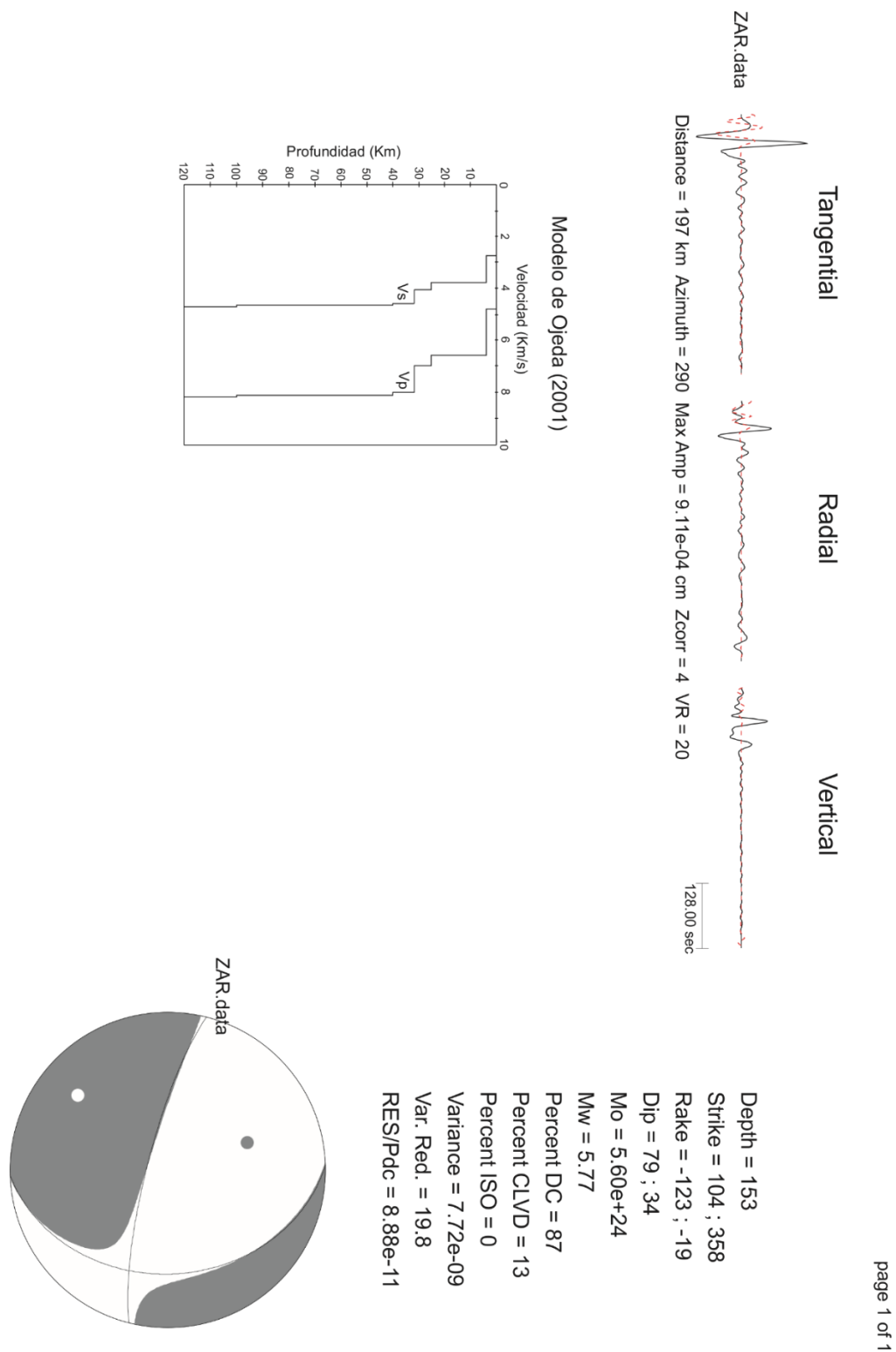


Figura 14. Resultados de la inversión del tensor de momentos para la estación ZAR. La línea roja punteada indica la función de Green calculada en la inversión y la línea negra indica la forma de onda procesada a partir de los datos registrados en la estación ZAR.

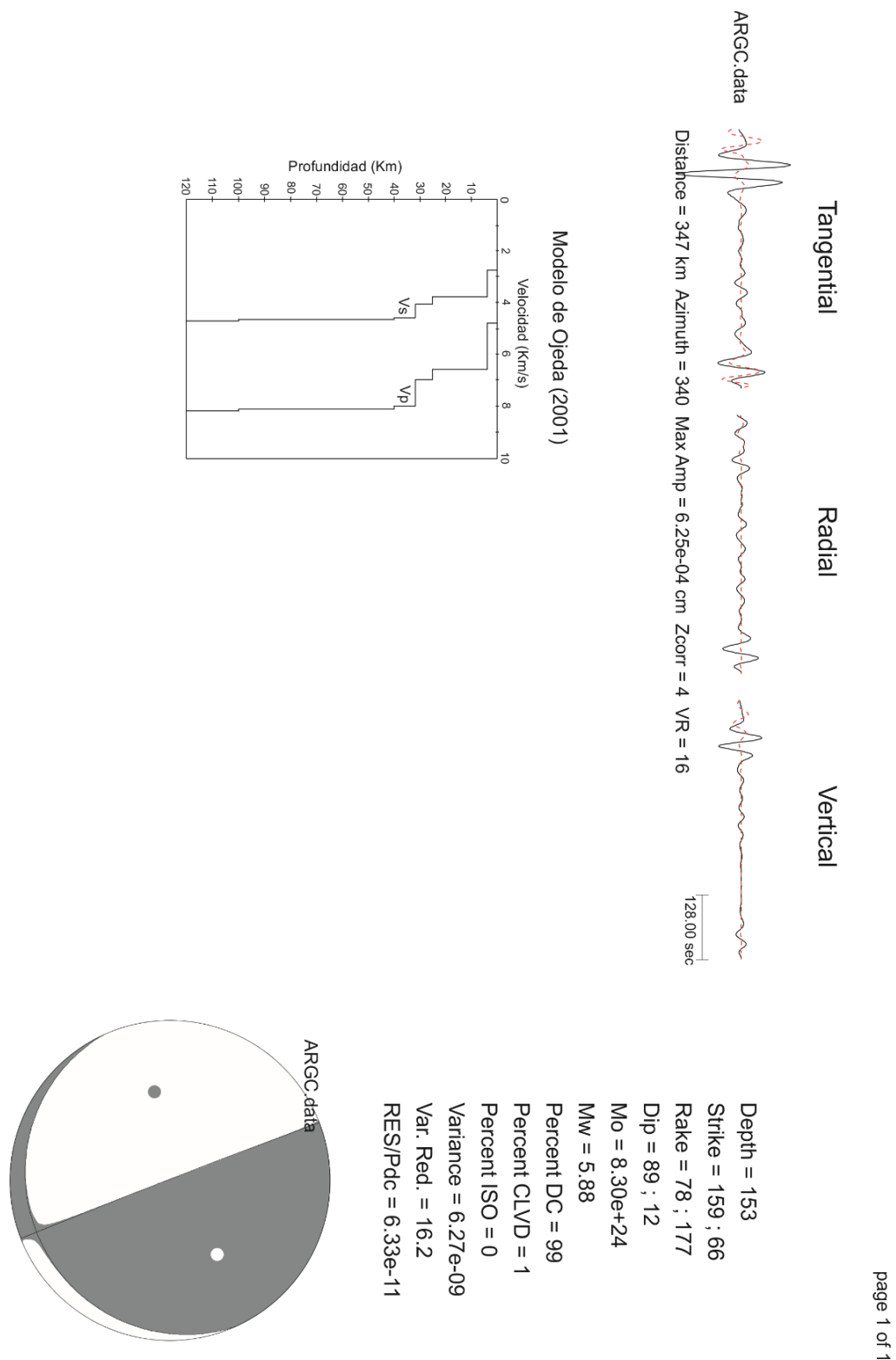


Figura 15. Resultados de la inversión del tensor de momentos para la estación ARGC. La línea roja punteada indica la función de Green calculada en la inversión y la línea negra indica la forma de onda procesada a partir de los datos registrados en la estación ARGC.

Al realizar la inversión del primer arribo de la onda P obtenemos el siguiente resultado del plano solución principal de falla (82, 68, 15) (Ver Fig. 10) usando el programa anexo a Seisan llamado FPFIT. Al utilizar otros programas complementarios (por ej: *FOCMEC*) incluidos en Seisan para calcular el plano de solución auxiliar, no se obtuvo los parámetros del plano solución auxiliar de falla, se usó el código diseñado en Mathlab escrito por **Garrett Euler** para calcular el plano auxiliar obteniendo como resultado: (346,26°, 76,11°, 157.3°). Al comparar con las soluciones calculadas por los catálogos del GCMT y USGS se observa una gran similitud. Por lo cual se infiere la gran precisión y certeza de este método para el estudio de este sismo.

En contraste los resultados de la inversión del tensor de momentos calculados y revisados en todas las estaciones en todas las estaciones que registraron el evento muestran solo 5 estaciones con los más altos valores de reducción de varianza y los mejores ajustes entre las funciones de Green y los datos registrados. La estación (RUS) (Ver Fig. 11) es la única con un buen ajuste, y 4 estaciones (ANWB, PAL, ZAR, ARGC) presentan un ajuste moderado. Sin embargo, las soluciones no coinciden con las de los catálogos del GCMT y el USGS ni con la solución obtenida por la inversión del primer arribo (*First Motion*). En las estaciones ANWB y PAL (ver Figs. 12, 13 respectivamente) el porcentaje de solución CLVD es superior al 40% mientras que las estaciones RUS, ZAR y ARGC (ver Figs. 11, 14, 15 respectivamente) presentan soluciones principalmente *Double Couple*.

Para descartar errores sistemáticos introducidos en el procesamiento de los datos se revisó todo el procedimiento con el objetivo de rectificar la metodología y buscar errores incluidos durante esta fase. Adicionalmente se generó otra rutina de procesamiento de los datos conservando el mismo filtro pasa-banda, el mismo tiempo de origen y la misma longitud de los archivos (512 segundos a partir del tiempo de origen). Los resultados fueron iguales a los calculados por primera

vez por lo cual se concluyó que las soluciones están correctamente calculadas con la metodología existente. También se generaron modelos directos en las estaciones (ANWB y PAL) con el objetivo de calcular de otra manera las funciones de Green (ver Figs. 17, 18 respectivamente) y observar que tan similares se ven con respecto a los datos registrados, esto debido a que las componentes verticales registradas por las estaciones no fueron ilustradas en el gráfico de la solución de la inversión del tensor de momentos.

Debido a la variedad de resultados de la inversión del tensor de momento para las estaciones, y a su diferencia con respecto a las soluciones calculadas por los catálogos y la inversión del primer arribo, se definió los siguientes planteamientos para determinar si la solución hallada es significativa o no:

1. Las estaciones utilizadas en la inversión deben mostrar una concordancia entre el movimiento de partículas registrado en sus respectivos sismogramas (ver Figs. 18, 19, 20) y el movimiento de partículas teóricos calculado usando los patrones de radiación de la onda S (ver Fig. 21) y la dirección de los esfuerzos inferidos de los mecanismos focales obtenidos en la inversión del primer arribo y las soluciones calculadas en los catálogos del GCMT y el USGS.
2. Las inversiones calculadas para estas estaciones deben tener un buen ajuste entre las funciones de Green y los datos registrados en dicha estación y un gran valor de reducción de varianza.

El análisis de los planteamientos para las estaciones donde se calculó un mecanismo focal con la inversión del momento sísmico arroja lo siguiente:

En la estación RUS (ver Fig. 11) se observa un buen ajuste entre las funciones de Green y los datos registrados por la estación, un alto valor de reducción de varianza, además una coherencia del movimiento de partículas registrado en esta estación (ver Fig. 18) con el movimiento de partículas teórico (ver Fig. 21) y un mecanismo focal calculado que coincide con los catálogos y el *First Motion*, se define entonces que esta solución es correcta. Particularmente se observa un arribo tardío de la onda P hacia el final del sismograma (ver Fig. 11).

En las estaciones ANWB (ver Fig. 12) se observó que los desplazamientos verticales registrados son casi cien veces más pequeños que los desplazamientos tangenciales y radiales (ver Fig. 16), lo que podría explicar que en el grafico generado por el código en la componente vertical se observe una línea plana que aparenta no contener datos (ver Fig. 12). Aun no se puede descartar que la escala de la solución de desplazamiento vertical sea un error o *bug* del código usado. Analizando la solución podemos observar un buen ajuste en la componente tangencial durante los primeros segundos del arribo, en cambio para las otras componentes hay un ajuste pobre entre las funciones de Green y los datos registrados con un valor bajo de reducción de varianza. Al observar el diagrama del movimiento de partículas de la estación (ver Fig. 20) y compararlo con el diagrama de movimiento de partículas teórico observamos que el movimiento de partículas de la estación ANWB coincide con el movimiento teórico (ver Fig. 21). Lo anterior nos permite definir la solución proveniente de esta estación como incorrecta debido al bajo ajuste entre las funciones de Green y los datos registrados por la estación. Particularmente se observa un arribo tardío de la onda P hacia el final del sismograma (ver Figs. 12, 16).

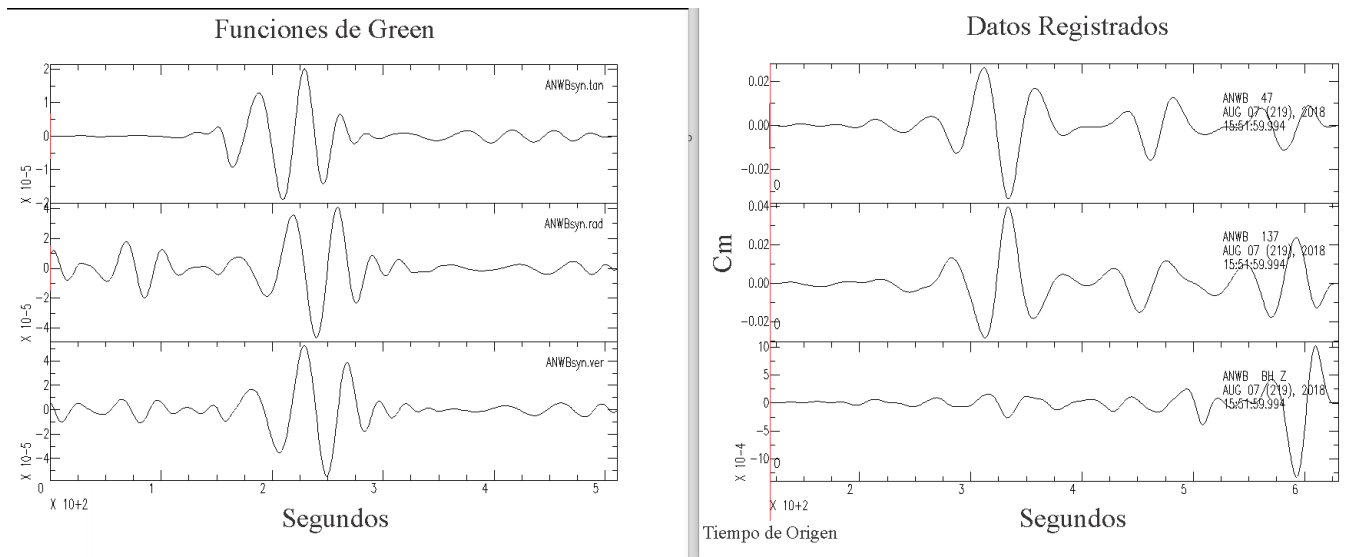


Figura 16. Comparación entre las funciones de Green generadas por un modelo directo (izquierda) y los datos registrados y procesados para la estación ANWB (derecha).

En la estación PAL (ver Fig. 13) se observó que los desplazamientos verticales registrados son casi diez veces menores que los desplazamientos tangenciales y radiales (ver Fig. 17), observación que podría explicar que en el gráfico generado por el código en la componente vertical se observe una línea plana aparentando no graficar los datos (ver Fig. 13). Este caso puede explicarse como un error o bug del código usado debido a que en otras estaciones procesadas se observaba también que los desplazamientos en la componente vertical eran 10 veces menores. Examinando los resultados visualizamos que el ajuste entre las funciones de Green y los datos registrados es muy bueno durante los primeros segundos del arribo, pero luego su ajuste disminuye, el valor de reducción de varianza es muy bajo también. Al revisar el diagrama de movimiento de partículas de la estación y compararlo con el movimiento de partículas teórico (ver Fig. 19) podemos observar que el movimiento de partículas registrado en la estación no coincide con el movimiento teórico esperado. Por consiguiente, esta solución se define como incorrecta.

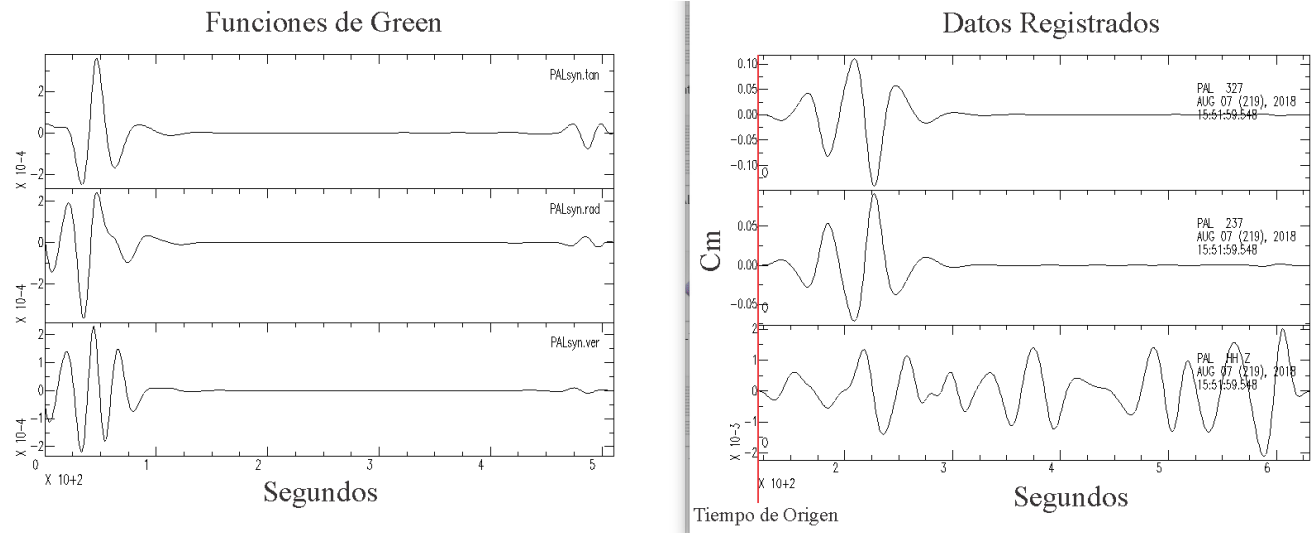


Figura 17. Comparación entre las funciones de Green generadas por un modelo directo (Izquierda) y los datos registrados procesados para la estación PAL (Derecha).

En la estación ZAR (ver Fig. 14), los resultados destacan el poco ajuste entre las funciones de Green y los datos observados junto con un bajo porcentaje de reducción de varianza. Revisando el diagrama de movimiento de partículas de esta estación (ver Fig. 18) luego de contrastarlo con los movimientos de partículas teóricos esperados (ver Fig. 21), se muestra una concordancia entre los dos. Por ende, esta solución se define como incorrecta debido al bajo ajuste entre las funciones de Green y los datos registrados para esta estación junto con el bajo valor de reducción de varianza.

En la estación ARGC (ver Fig. 15), al revisar los resultados podemos observar el bajo ajuste entre las funciones de Green y los datos observados, además de un bajo porcentaje de reducción de varianza. Al revisar el diagrama de movimiento de partículas calculado (ver Fig. 18) para esta estación y compararla con los movimientos de partículas teóricos (ver Fig. 21), se ilustra una concordancia entre los movimientos registrados y los movimientos teóricos. Aunque existe concordancia entre los movimientos de partículas, esta solución se define como incorrecta debido al bajo ajuste entre las funciones de Green y los datos registrados, además de su bajo valor de

reducción de varianza. En particular en la estación ARGC se observa un arribo tardío de una onda P hacia el final del sismograma (ver Fig. 15).

Diagrama de movimiento de partículas del evento de estudio

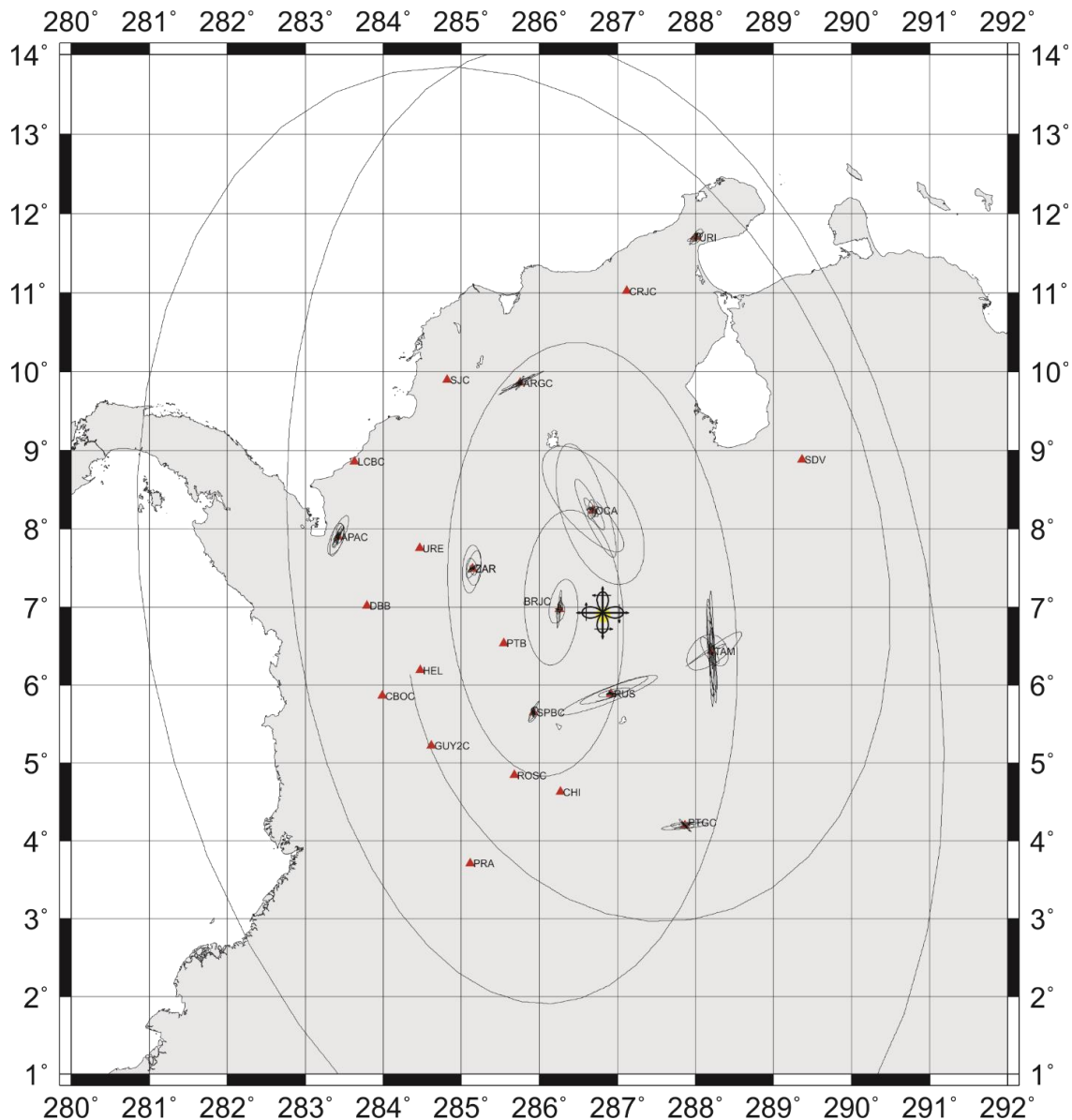


Figura 18. Movimiento de las partículas registrado para varias estaciones sismológicas registradas en línea negra y el movimiento de partículas teórico ubicado en el epicentro calculado en base a los patrones de radiación de la onda S y los catálogos del GCMT y el USGS.

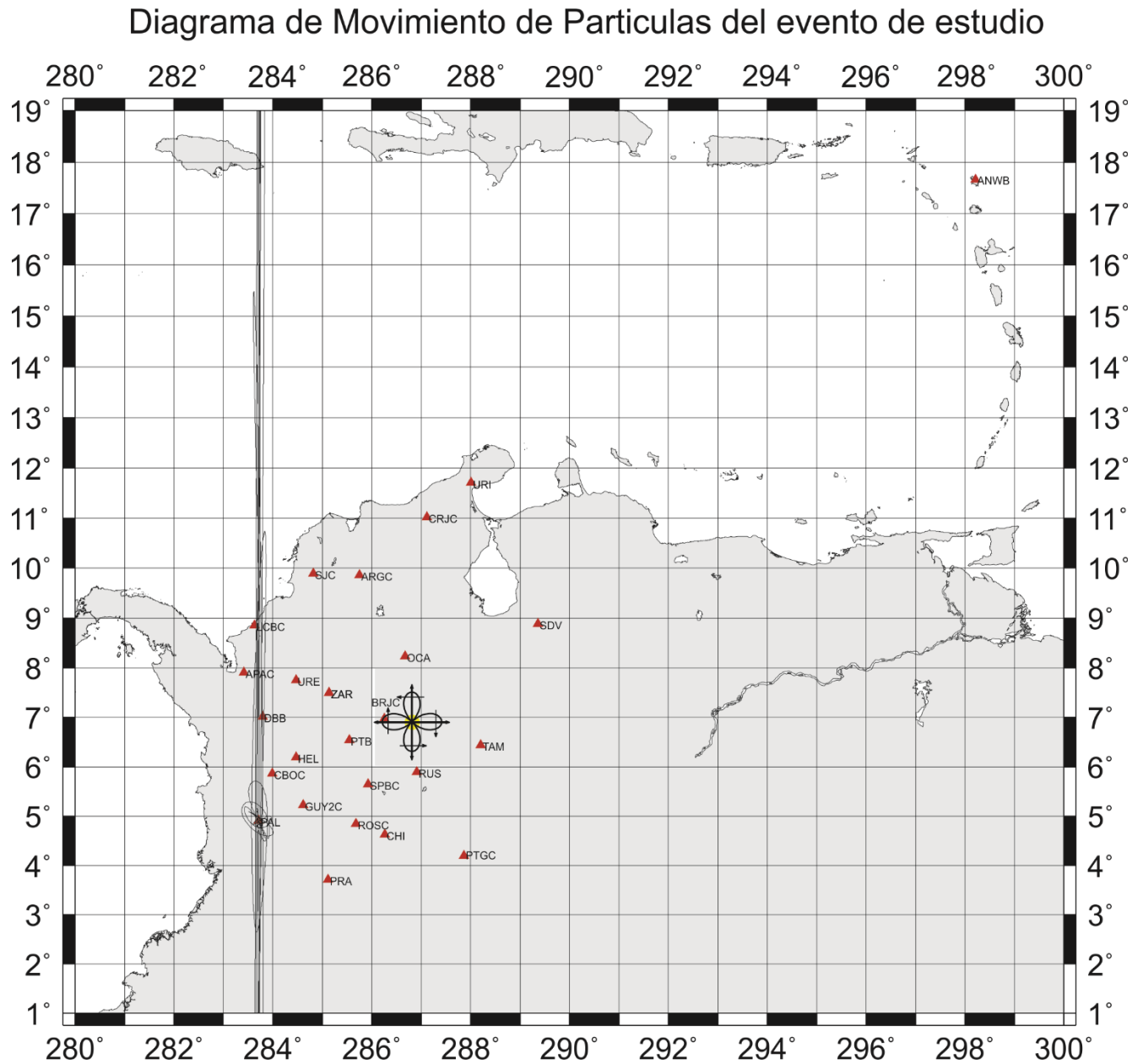


Figura 19. Movimiento de las partículas registrado para la estación PAL en línea negra delgada y el movimiento de partículas teórico ubicado en el epicentro calculado en base a los patrones de radiación de la onda S y los catálogos del GCMT y el USGS.

Diagrama de movimiento de partículas del evento de estudio

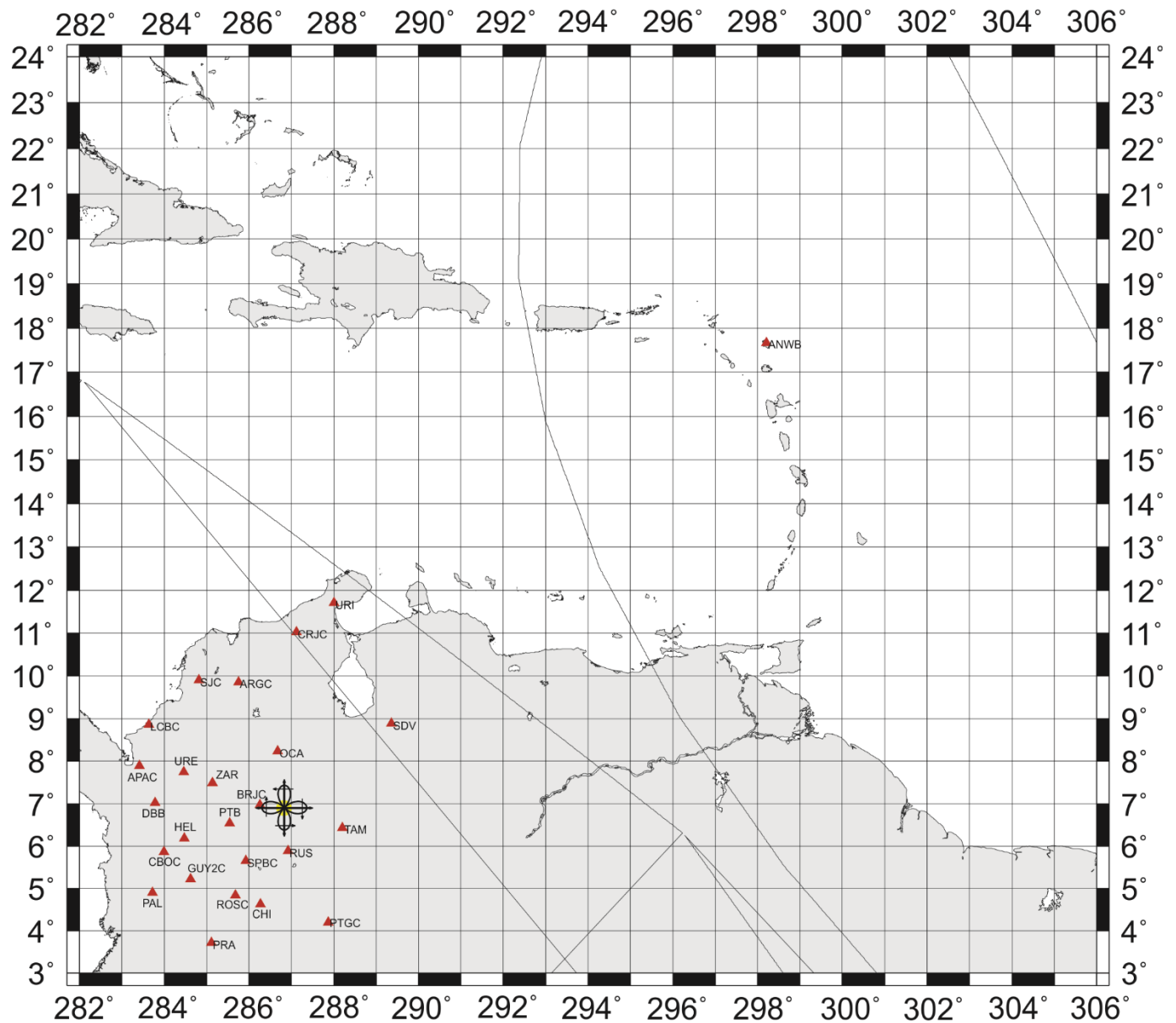


Figura 20. Movimiento de partículas para la estación ANWB en línea negra delgada y el movimiento de partículas teórico ubicado en el epicentro calculado en base a los patrones de radiación de la onda S y los catálogos del GCMT y el USGS.

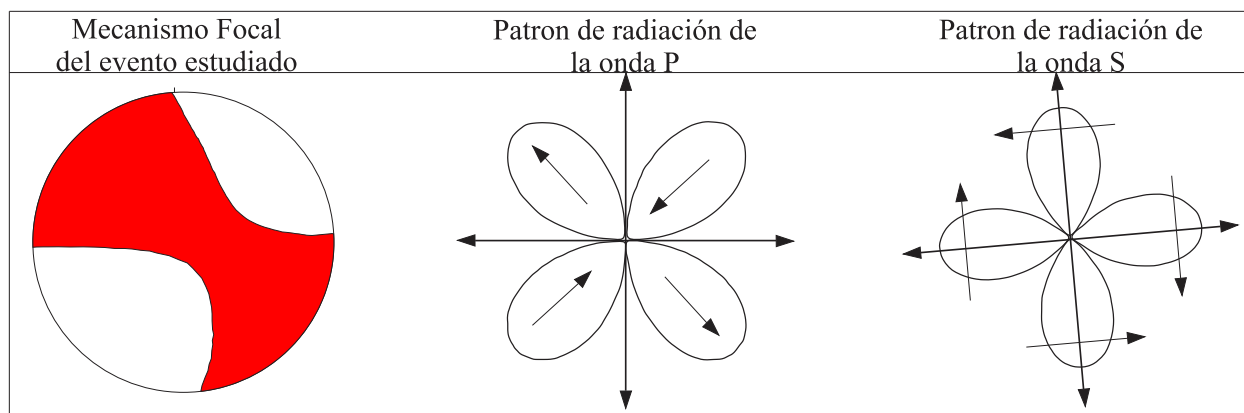


Figura 21. Ilustración de los patrones de radiación de la onda P y S, que definen el movimiento teórico de las partículas para el evento de estudio.

Al comparar los resultados correctos de la inversión del tensor de momentos y el método de primer arribo de la onda P con las soluciones propuestas por los catálogos del GCMT (Global Centroid Moment Tensor) y el USGS (United States Geological Survey) (ver tabla 4) se observan similitudes tanto en el mecanismo focal como en los planos solución (ver tabla 5) entre el método de primer arribo de la onda P (ver Fig. 10) y los resultados del GCMT y el USGS (ver tabla 4). En contraste los resultados de la inversión del tensor de momentos muestran diferencias que sugieren que el método no resuelve una solución coherente para este evento (En algunas estaciones no es posible invertir los datos debido a que se necesitan datos locales precisos de un modelo de velocidades 3D para poder generar inversiones confiables). Al correr la inversión del tensor usando una sola estación observamos que los resultados confiables son los obtenidos de la estación RUS (ver Fig. 11), ya que son más similares a los mecanismos focales del GCMT y el método de inversión del primer arribo, pero con una diferencia notable en el ángulo de deslizamiento del plano auxiliar y el rumbo del primer plano de falla debido posiblemente a la incertidumbre generada al realizar la inversión con una sola estación (ver tabla 5). En cambio, para las otras

demás estaciones con menor ajuste (PAL, ANWB, ZAR y ARGC) las soluciones obtenidas presentan un mecanismo focal diferente al obtenido con los anteriores procedimientos por lo que se establece que son soluciones incorrectas, que no se utilizaran en el análisis de la solución debido a que no cumplen los dos planteamientos anteriormente mencionadas para el análisis de la fiabilidad de las soluciones calculadas en la inversión.

Tabla 5. Comparación de los planos solución de falla obtenidos de los catálogos y los métodos del First Motion y la inversión del tensor de momentos.

Planos de Falla solución	USGS	GCMT	First Motion	Inversión del tensor RUS
Plano de falla principal	(87, 89, 19)	(90, 83, 22)	(82, 68, 15)	(263, 47, -2)
Plano auxiliar de falla	(356, 71, 179)	(357, 68, 173)	(346.26, 76.11, 157.3)	(354, 89, -137)

La imposibilidad de realizar una inversión del tensor de momentos de onda completa con tres estaciones debido a que no se encontraron suficientes estaciones con soluciones confiables definidas por buen ajuste entre las funciones de Green y los datos registrados en las estaciones, una reducción de varianza superior al 60% y concordancia entre el movimiento de partículas teórico y el movimiento de partículas registrado para las estaciones hace que el cálculo del mecanismo focal a partir de la inversión del tensor de momento no sea confiable ni concluyente.

Finalmente, al realizar nuevamente las inversiones del tensor de momentos permitiendo soluciones deviatorias e isotrópicas en la estación RUS (ver Fig. 22), única estación con solución confiable se observa que en la inversión del tensor de momentos de la estación RUS el porcentaje de solución isotrópica es de 1%. Esto se debe interpretar como una fuente puramente *Double Couple*.

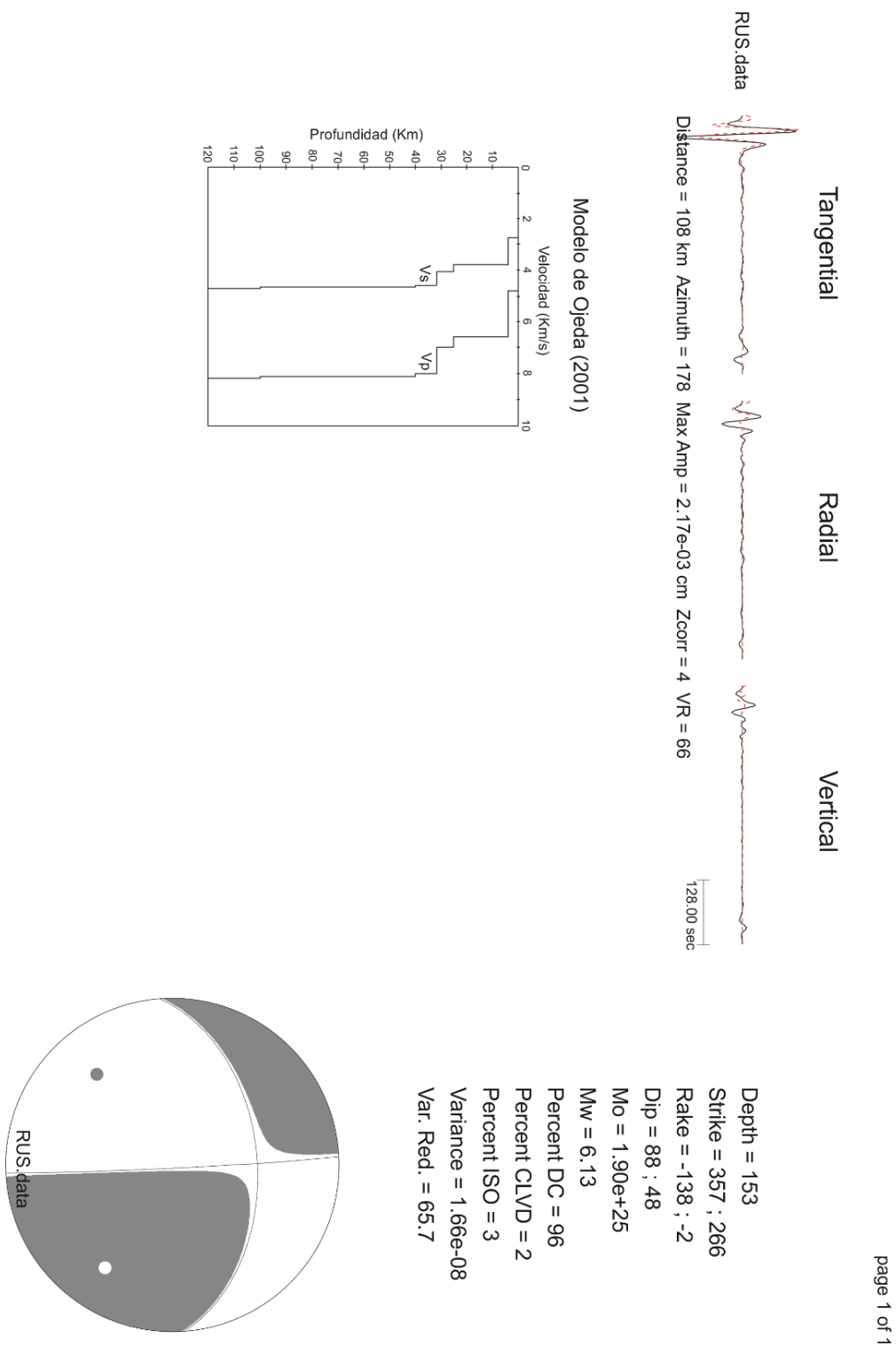


Figura 22. Resultados de la inversión del tensor de momentos en la estación RUS permitiendo soluciones isotrópicas. La línea roja punteada indica la función de Green calculada en la inversión y la línea negra indica la forma de onda procesada a partir de los datos registrados en la estación RUS.

Una característica peculiar de este evento sísmico es el registro en varias estaciones sismológicas de un arribo tardío de una onda P (ver Fig. 23), que nos está reflejando evidencia acerca de una propiedad o característica desconocida hasta el momento para la litosfera del bloque Norandino que puede estar generando esa respuesta tan particular.

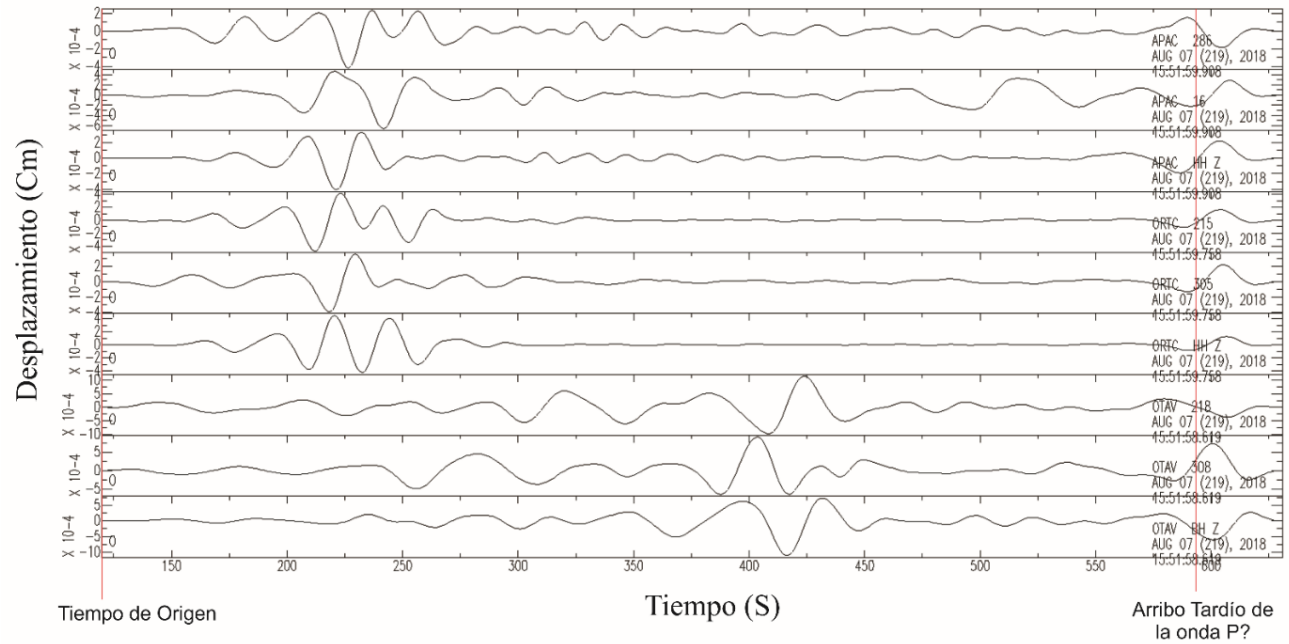


Figura 23. Arribo tardío de una onda P en las componentes de las siguientes estaciones APAC, ORTC y OTAV. De arriba hacia abajo, componente radial (N), tangencial (E) y vertical (Z) para cada estación mencionada anteriormente.

5. Discusión

Los modelos de velocidades propuestos por varios autores para la zona del nido sísmico de Bucaramanga como Ojeda and Havskov, (2001), Londoño., (2010), Sepúlveda y Cabrera., (2018), muestra una notable diferencia en el rango de velocidad de los primeros reflectores, pero una carencia de un fuerte contraste de velocidades entre la interfase corteza-manto, característica peculiar del modelo cortical del bloque Norandino que aún no se ha estudiado.

El resultado de la inversión del primer arribo, *First Motion*, se considera correcta a partir de su comparación con los resultados reportados por el USGS y el GCMT. En cambio, los resultados de la inversión del tensor de momentos no fueron exitosos en todas las estaciones analizadas. Durante el procesamiento de los datos observados previo al proceso de inversión del tensor de momentos, la estación RUS tiene una calidad de señal excepcional, lo cual plantea la hipótesis de que la radiación de la onda P es muy buena hacia ese azimut en particular. En cambio, los datos observados en otras estaciones la señal observada es muy diferente, en todas sus componentes, permitiéndonos sugerir que existen evidencias de un fuerte efecto de topografía 3D y heterogeneidades en el modelo de velocidades corticales que no permiten invertir todas las estaciones de manera confiable a partir de un único modelo 1D de velocidad. Se requiere entonces, un modelo de velocidades 3D confiable, local y buenos datos topográficos. Esta variación del modelo de velocidades se observa también en los diagramas de movimiento de partículas, ya que en ciertas estaciones el movimiento de partículas observado no es concordante con el movimiento de partículas teórico esperado, a que para el modelo teórico directo no se tuvieron en cuenta las

particularidades del modelo de velocidades 3D del Bloque Norandino, probablemente generadas por la configuración tectónica u otro motivo (aun no estudiado) particular del Bloque Norandino.

Adicionalmente, se encontró un problema con los datos de las estaciones PAL y ANWB donde el código no dibuja en la solución los datos observados de la componente vertical del código. Se considera como un error o bug a corregir, pero no es una deficiencia del código de inversión del tensor de momentos, incluso si esta es una metodología usada principalmente en sismos someros, debido a que el análisis del evento grabado en la estación RUS resultó exitoso. Sin embargo, el código de inversión del tensor de momento sísmico si requiere un ajuste, particularmente en la correlación cruzada automática (*Cross-Correlation*), ya que no funciona muy bien para este evento. En este caso, tuvo que realizarse una correlación manual cambiando el *sample offset* (Zcor), variable que el código obtiene de la correlación de los datos con las funciones fundamentales de Green (tss, tds, etc.), probando diferentes valores con el objetivo de buscar el mejor ajuste entre las funciones de Green y los datos registrados por las estaciones. Estas observaciones sugieren futuras correcciones que pueden ajustar el código en el futuro para invertir sismos de profundidades intermedias.

Finalmente, en algunas estaciones se observaron arribos tardíos de la onda P (ver Fig. 23). Esto despierta interrogantes acerca de cuál es la causa o característica de la corteza del bloque Norandino o del norte de la placa Suramericana que permite generar este tipo de arribos tardíos en las ondas P y fenómenos en la radiación de la onda P, y ratifica que los modelos de velocidad de esta zona del país deben revisarse con detalle y en 3D.

.

6. Conclusiones

Una vez realizada la revisión bibliográfica, se utilizó el modelo de velocidades 1D propuesto por Ojeda and Havskov (2001), el cual fue usado en esta investigación para calcular las funciones de Green, en razón a que es un modelo a escala regional, factor importante para la ejecución de la inversión del tensor de momentos donde se requiere usar las estaciones sismológicas regionales al epicentro del sismo estudiado. Sin embargo, los resultados muestran que no es adecuado utilizar este modelo de velocidades en algunas estaciones debido a los significativos efectos topográficos tridimensionales y la complejidad del bloque Norandino.

La presente investigación obtuvo como resultado para el sismo del 7 de agosto de 2018 utilizando el método de la inversión del primer arribo (*First Motion*), un mecanismo rumbo-deslizante (Strike-Slip) con dos planos solución (82, 68, 15) y (346.26, 76.11, 157.3). Estos resultados son confiables debido a la concordancia con los resultados obtenidos por el GCMT y el USGS.

En cambio, los resultados de la inversión del tensor de momentos no son confiables ni concluyentes a excepción de la solución para la estación RUS, que es coherente con los resultados del GCMT y el USGS. La diferencia en el ángulo de deslizamiento (Rake) y el rumbo del plano principal puede explicarse con la posible incertidumbre generada en la solución generada por el método, debido a que la inversión solo se realizó con una estación.

El código TDMT_INVC_ISO (Dreguer et al., 2011) puede utilizarse para encontrar las soluciones de sismos de profundidades intermedias, como por ejemplo en la inversión de la estación RUS, pero requiere ajustes debido a que presenta problemas como: el primero es que el

código no gráfico la señal registrada en la componente vertical en los resultados de las inversiones de las estaciones PAL y ANWB. El segundo es el no funcionamiento de la correlación cruzada automática (Cross Correlation) en las inversiones del sismo de estudio.

En atención a la complejidad del Bloque Norandino y los efectos topográficos tridimensionales no es efectivo el uso de un modelo de velocidades 1D debido a que no se pueden modelar ciertas frecuencias generadas por estos efectos siendo recomendable en estos casos la aplicación de un modelo de velocidades 3D.

Al observar la dirección de las fuerzas que generaron este sismo en los tres mecanismos focales (USGS, GCMT, Inversión del primer arribo de la onda P) los cuales son similares, visualizamos una dirección de esfuerzos compresionales en sentido SW-NE, que se podría correlacionar con la dirección de esfuerzos oblicuos W-E calculados por Cortes et al., (2005) para la dirección de empuje de la placa de Nazca.

7. Recomendaciones

Es necesario tener información precisa acerca de los gradientes de velocidades de las ondas P y S en las zonas cercanas al nido sísmico de Bucaramanga y a las estaciones sismológicas para poder realizar inversiones con mayor precisión.

Se sugiere validar la metodología usada por el código TDMT_INVC_ISO (Dreguer et al., 2011) con otros eventos de profundidad intermedia de la región.

Es conveniente profundizar en el estudio de los arribos tardíos de la onda P descubiertos en este proyecto, debido a que están marcando evidencias acerca de las propiedades de la litosfera del bloque Norandino.

Referencias bibliográficas

Chi, W.-C., D. Dreguer, and A. Kaverina (2001). Finite-Source modeling of the 1999 Taiwan (Chi-Chi) Earthquake derived from a dense strong-motion network, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 1144-1157.

Chi, W.-C., and D Dreguer (2002). Finite fault inversion of the September 25, 1999 ($M_w = 6.4$) Taiwan earthquake: Implications for the GPS displacements of Chi-Chi, Taiwan earthquake sequence. *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, NO. 14, 1694.

Cortés, M., and J. Angelier. "Current state of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanism of earthquakes." *Tectonophysics* 403.1 (2005):25-98.

Cox, A., and Hart, R.B. (1986). *Plate Tectonics: How it works*. Blackwell Scientific Publications, Palo Alto.

Dreguer, S., and Helbei D (1993). Determination of Source Parameters at Regional Distances with Three-Components Sparse Network Data. *Journal of Geophysical Research*, 98: 8107-8125.

Dreguer, S., (2011). Time-Domain Moment Tensor INVerse Code; Berkeley Seismological Laboratory, Open File Report p .18. The Geological Society of America Special Paper, 428: 21-36.

Dziewonsky, A. M., F. Gilbert (1974). Temporal variation of the seismic moment tensor and the evidence of precursive compression for two deep earthquakes, *Nature* 247, 185-188.

Dziewonski, A. M., T-A. Chou, and J. H. Woodhouse (1981). Determination of earthquake source parameters form waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.* 86, 2825-2852. GCMT citation.

Dziewonski, A. M., A. Friedman, D. Giardini, and J.H. Woodhouse (1983a). Global seismicity of 1982: Centroid-moment tensor solutions for 308 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors* 33, 76-90.

Dziewonski, A. M., A. Friedman, D. Giardini, and J.H. Woodhouse (1983b). Centroid-moment tensor solutions for January-March 1983, *Phys. Earth Planet. Interiors* 33, 243-249.

Dziewonksi, A. M., J. E. Franzen, and J. H. Woodhouse (1984c). Centroid-moment tensor solutions for January-March 1984, *Phys. Earth Planet. Interiors* 34, 209-219.

Ego, F., Sébrier, M., Lavenau, A., Yepes, H., Egues, A., (1996). Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259, 101-116.

Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski., (2012). The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9.

Fitch, T. J., D. W. McCowan, and M.W. Shields (1980). Estimation of the seismic moment tensor from telesismic body wave data with applications to intraplate and mantle earthquakes, *J. Geophys. Res.* 85, 3817-3828.

Fitch, T. J., R. G. North, and M. W. Shields (1981). Focal depths and moment tensor representations of shallow earthquakes associated with the great Sumba earthquake, *J. Geophys. Res.* 86, 9357-9374.

Fukuyama, E., Dreguer, D.S., (2000). Performance test of an automated moment tensor determination system for the future “Tokai” earthquake. *Earth Planets Space* 52, 383-392.

Garrett, Euler., (2013). SDR=AuxPlane Code. Auxiliary Plane Code. Tomado de: <https://github.com/g2e/seizmo/blob/master/cmt/auxplane.m>.

Gilbert, F. (1970). Excitation of the normal modes of the earth by earthquake sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 22, 223-226.

Gilbert, F. (1973). Derivation of the source parameters from low-frequency spectra, *Phil. Trans. R. Soc. A* 274, 369-371.

Gilbert, F. and A. M. Dziewonski (1975). An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra, *Phil. Trans. R. Soc. A* 278, 187-269.

Gilbert, F. and R. Buland (1976). An enhanced deconvolution procedure for retrieving the seismic moment tensor from a sparse network, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 47, 251-255.

Green, H. W., Bumley, P.C., 1990. The failure mechanism of deep-focus earthquakes. In: Knipe, R., Rutter, E.H. (Eds), *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics*, Geological Society Special Publication, vol 54, pp. 133-141.

Grijalva, A.N., L.E. Thompson, and A.A. Velasco (2013), Joint Inversión of Geophysical Data in the Bucaramanga Seismic Nest, Colombia. American Geophysical Union, Fall Meeting 2013, abstract id. S11B-2351.

Herrmann, R. B. (1975). A student's guide for the use of P and S wave data for focal mechanism determination. *Earthquake Notes*, 46/4, 29-39. Recuperado de: <https://www.slu.edu/arts-and-sciences/earth-atmospheric-sciences/faculty/herrmann-robert.php>.

Herrmann, R. B., Wang, C. Y., (1985). A comparison of synthetic seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75, 41-56.

Jost L. M., and Herrmann B. H., (1989). A Student's Guide to and Review of Moment Tensors. *Seismological Research Letters*, Volume 60, No. 2, April-June.

Julian, B. R., A.D Miller, y G.R. Foulger, (1998). Non-Double-Couple Earthquakes 1. Theory, *Reviews of Geophysics*, 36 (4), 529-549.

Kanamori, H. and J. W. Given (1981). Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters, *Phys. Earth Planet. Interiors* 27, 8-31.

Kanamori, H. and J. W. Given (1982). Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake source parameters: 2. Preliminary determination of source mechanism of large earthquakes ($M_s \geq 6.5$) in 1980, *Phys. Earth Planet. Interiors* 30, 260-268.

Kanamori, H., T.H. Heaton. "Microscopic and Macroscopic physics of earthquakes" *Geocomplexity and the Physics of Earthquakes* (2000): 147-163.

Langston, C. A. (1981). Source inversion of seismic waveforms: The Koyana, India, earthquakes of 13 September 1967, *Bull Seism. Soc. Am.* 71, 1-24.

Lay, Thorne; Wallace, Terry (1995). *Modern Global Seismology*, Volume 58 1st Edition. Academic Press, Santa Cruz, Ca.

Lay, T., J. W. Given, and H. Kanamori (1982). Long-period mechanism of the 8 November 1980 Eureka, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 439-456.

McCowan, D. W. (1976). Moment tensor representation of surface wave sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 44, 595-599.

Mendiguren, J. A. (1977). Inversion of surface wave data in source mechanism studies, *J. Geophys. Res.* 82, 889-894.

Meng, L., et al. "Earthquake in a maze: Compressional rupture branching during the 2012 Mw 8.6 Sumatra earthquake." *Science* 337.6095 (2012): 724-726.

Nakanishi, I. and H. Kanamori (1982). Effects of lateral heterogeneity and source process time on the linear moment tensor inversion of long-period Rayleigh waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 2063-2080.

Nakanishi, I. and H. Kanamori (1984). Source mechanism of twenty-six large, shallow earthquakes ($M_s \geq 6.5$) during 1980 from P-wave first motion and long-period Rayleigh wave data, *Bull. Seims. Soc. Am.* 74, 805-818.

Ojeda, A and Havskov Jens (2001). Crustal structure and local seismicity in Colombia. *Journal of Seismology* 5: 575-593.

Ottentmler, L., P. Voss and J. Havskov (2016). SEISAN: EARTHQUAKE ANALYSIS SOFTWARE.

Patton, H. and K. Aki (1979). Bias in the estimate of seismic moment tensor by the linear inversion method, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 59, 479-495.

Patton, H. (1980). Reference point equalization method for determining the source and path effects or surface waves, *J. Geophys. Res.* 85, 821-848.

Pennington, W.D., 1981. Subduction of the East Panama Basin and Seismotectonics of the northwestern South America. *J. Gephys. Res* 86 (B11), 10753-10770.

Poli, P., G.A. Prieto, C.Q. Yu, M. Florez, H. Agurto-Detzel, T.D. Mikesell, G. Chen, V. Dionicio, and P. Pedraza (2016), Complex rupture of the M6. 3 2015 March 10 Bucaramanga

earthquake: evidence of strong weakening process. *Geophysical Journal International* Advance Access.

Prieto, G.A., et al. (2012) "Earthquake nests as natural laboratories for the study of intermediate-depth earthquake mechanics." *Tectonophysics* 570: 42-56.

Reasenber, P. A and Oppenheimer, D. (1985). FPFIT, FPLOT and FPPAGE: FORTRAN Computer Programs for Calculating and Displaying Earthquake Fault-Plane Solutions. U.S Geological Survey. Open-File Report 85-739, 109p.

Romanowicz, B. (1981). Depth resolution of earthquakes in central Asia by moment tensor inversion of long-period Rayleigh waves: Effects of phase velocity variations across Eurasia and their calibration, *J. Geophys. Res.* 72, 3689-3699.

Saikia, C, K., (1994). Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using Filon's quadrature: modeling of Lg wave in eastern North America. *Geophysical Journal International* 118, 142-158.

Scott, D. R. and H. Kanamori (1985). On the consistency of moment tensor source mechanism with first-motion data, *Phys. Earth Planet. Interiors* 37, 97-107.

Shearer, P., (2009): *Introduction to Seismology*. Cambridge: Cambridge University Press.

Sipkin, S. A. (2001). USGS moment tensor software and catalog, *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* (W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, and C. Kisslinger, eds), Academic Press, San Diego (Part B: 1629-1630 and accompanying CD).

Snoke, J. A., J. W. Munsey., A. C. Teague, and G. A. Bollinger (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data. *Earthquakes notes*, 55, #3, 15.

Snoke, J. A. (2003). FOCMEC: Focal MECHANism determinations. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* (W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, and C. Kisslinger, eds). Academic Press, San Diego (Part B: 1629-1630 and accompanying CD).

Strelitz, R. A. (1978). Moment tensor inversions and source models, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 52, 359-364.

Stein & Wysession., (2003). An introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure. Oxford: Blackwell Science.

Strelitz, R. A. (1980). The fate of the downgoing slab: A study of the moment tensors from body waves of complex deep-focus earthquakes, *Phys. Earth Planet Interiors* 21, 83-96.

Stump, B. W. and L. R. Johnson (1977). The determination of source properties by the linear inversion of seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 1489-1502.

Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., ... Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787-813.

Ward, S. N. (1980a). Body wave calculations using moment tensor sources in spherically symmetric, inhomogeneous media, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 60, 53-66.

Ward, S. N (1980b). A technique for the recovery of the seismic moment tensor applied to the Oaxaca, Mexico earthquake of November 1978, *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 717-734.