

*Departamento de Geociencias
Facultad de Ciencias
Sede Bogotá*



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Estimación de la anisotropía sísmica en Colombia y su relación con rasgos tectónicos regionales

DANIEL ALFONSO ARANGUREN CANAL

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA – SEDE BOGOTÁ
FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS
MAESTRÍA EN CIENCIAS – GEOLOGÍA
BOGOTÁ D.C.
2023**

Estimación de la anisotropía sísmica en Colombia y su relación con rasgos tectónicos regionales

DANIEL ALFONSO ARANGUREN CANAL

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:
Magíster en Ciencias – Geología

Director:

PhD. Carlos Alberto Vargas Jiménez
Profesor Titular – Departamento de Geociencias

Línea de Investigación:
Sismología y Tectónica

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA – SEDE BOGOTÁ
FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS
MAESTRÍA EN CIENCIAS – GEOLOGÍA
BOGOTÁ D.C.
2023**

A mi madre Olga Esperanza, por ser mi gran motor y ejemplo a seguir.

A mi padre Omar Alfonso, por sus sabios consejos y enseñanzas.

A mi hermano Omar Andrés, por su apoyo y lealtad incondicional.

A Rocky, por su grata y valiosa compañía.

Daniel.

Declaración de obra original

Yo declaro lo siguiente:

He leído el Acuerdo 035 de 2003 del Consejo Académico de la Universidad Nacional. «Reglamento sobre propiedad intelectual» y la Normatividad Nacional relacionada al respeto de los derechos de autor. Esta disertación representa mi trabajo original, excepto donde he reconocido las ideas, las palabras, o materiales de otros autores.

Cuando se han presentado ideas o palabras de otros autores en esta disertación, he realizado su respectivo reconocimiento aplicando correctamente los esquemas de citas y referencias bibliográficas en el estilo requerido.

He obtenido el permiso del autor o editor para incluir cualquier material con derechos de autor (por ejemplo, tablas, figuras, instrumentos de encuesta o grandes porciones de texto).

Por último, he sometido esta disertación a la herramienta de integridad académica, definida por la universidad.

Daniel Alfonso Aranguren Canal

Fecha: 05/12/2023

AGRADECIMIENTOS

A mis padres y hermano, por todo el apoyo brindado para salir adelante.

A la Universidad Nacional de Colombia, por otorgarme la beca de posgrado (por excelencia académica) al haber obtenido la distinción “grado de honor” en el pregrado.

Al profesor Carlos Alberto Vargas, por todo lo aprendido desde que cursé introducción a la sismología en pregrado, por darme la grandiosa oportunidad de realizar este trabajo bajo su supervisión, por su gran calidad humana, y por sus valiosos consejos, instrucciones y acompañamiento en todo momento.

A Juan Manuel Solano, funcionario de la Red Sismológica Nacional de Colombia, por su valiosa ayuda en la etapa de descarga de datos y de formas de onda.

A todos mis amigos y colegas geólogos que hicieron parte de este proceso, y que me acompañaron durante los dos años de maestría.

A los profesores Carlos Zuluaga, Luis Ochoa, Gustavo Sarmiento, Cristina Garzón, Germán Prieto y Ariel Cadena, por todos los aprendizajes, enseñanzas y experiencias vividas en sus respectivas asignaturas de maestría.

A los demás profesores, administrativos y personas que hicieron parte de mi proceso de formación de posgrado.

RESUMEN

Estimación de la anisotropía sísmica en Colombia y su relación con rasgos tectónicos regionales

Esta tesis consiste en la estimación de los parámetros de anisotropía sísmica (φ , δt) para las distintas estaciones sísmicas en Colombia, relacionando los resultados obtenidos con los distintos aspectos tectónicos regionales de la esquina noroccidental de Suramérica. Para ello, se estudia la polarización de las ondas correspondientes a las fases S de eventos locales (asociados con los procesos de subducción Nazca-Suramérica y Caribe-Suramérica), al igual que la polarización de las ondas correspondientes a las fases SKS de eventos telesísmicos. Los eventos locales tienen una profundidad mayor a los 70 km, al igual que magnitudes mayores o iguales a 4.5, mientras que los eventos telesísmicos tienen distancias hipocentrales entre los 90°-130°, y magnitudes mayores o iguales a 6.5. La obtención de los parámetros de anisotropía sísmica (φ , δt) se realiza para cada una de las estaciones sísmicas pertenecientes a la Red Sismológica Nacional de Colombia, comprendiendo un periodo de registro de seis años consecutivos (2016-2021). Esta se lleva a cabo mediante los paquetes de libre acceso de Python llamados ObsPy y SplitWavePy. Como resultado, se establece un control mixto de la anisotropía en la corteza donde predomina la polarización de las ondas S al interior de las fallas sobre la polarización por acción de esfuerzos; se observan patrones erráticos de φ por la presencia de fluidos en la corteza; y se obtienen las orientaciones del flujo astenosférico bajo las losas que subducen con una convergencia generalizada orientada SW-NE bajo la esquina noroccidental de Suramérica.

Palabras Clave: Anisotropía Sísmica, Shear Wave Splitting, Sismología, Tectónica, Esquina Noroccidental de Suramérica.

ABSTRACT

Estimation of seismic anisotropy in Colombia and its relationship with regional tectonic features

This thesis consists of the estimation of seismic anisotropy parameters (φ , δt) for the different seismic stations in Colombia, relating the obtained results with the different regional tectonic features of the northwestern corner of South America. To achieve it, the polarization of S phases of local events (associated with Nazca-South America and Caribbean-South America subduction processes) and SKS phases of teleseismic events is studied. The local events have a depth below 70 km, as well as magnitudes above or equal to 4.5, while the teleseismic events have hypocentral distances between 90° - 130° , and magnitudes above or equal to 6.5. The obtention of seismic anisotropy parameters (φ , δt) is done for each one of the seismic stations which belong to the Colombian National Seismological Network, comprising a record time of six consecutive years (2016-2021). This is done by free-access Python software known as ObsPy and SplitWavePy. As a result, a mixed control of the anisotropy in the crust is established, where it prevails a S wave polarization inside the faults rather than a polarization due to stresses; erratic patterns of φ due to the presence of fluids in the crust are observed; and orientations of asthenospheric flow under the subducting slabs are obtained with a generalized convergence oriented SW-NE under the NW corner of South America.

Key words: Seismic Anisotropy, Shear Wave Splitting, Seismology, Tectonics, NW Corner of South America.

CONTENIDO

	Pág.
1. INTRODUCCIÓN	15
1.1. Antecedentes	16
1.2. Objetivos	22
1.3. Problema de investigación	22
1.4. Justificación	22
2. MARCO TEÓRICO	24
2.1. Anisotropía Sísmica	24
2.2. Shear Wave Splitting	24
2.3. Sistemas físicos de deformación de minerales	28
2.4. Anisotropía sísmica en el manto: caso del Olivino	29
2.5. Anisotropía sísmica en la corteza	30
2.6. Observaciones de φ y δt en sismología y elaboración de modelos tectónicos	34
3. METODOLOGÍA	37
3.1. Descarga de formas de onda y datos de eventos sísmicos	37
3.2. Preparación de las formas de onda	39
3.3. Estimación de los parámetros de anisotropía sísmica: Método de Eigenvalores	40
3.4. Apilamiento de los datos de φ , δt : Estadística Polar	44
3.5. Elaboración de mapas y tablas de los parámetros de anisotropía sísmica	49
3.6. Definición de relaciones entre los parámetros de anisotropía sísmica obtenidos y los aspectos tectónicos regionales de la esquina noroccidental de Suramérica	49
4. RESULTADOS	51
4.1. Parámetros promedio de anisotropía sísmica	51
4.1.1. Parámetros φ y δt estimados a partir de las fases S de eventos locales	51
4.1.2. Parámetros φ y δt estimados a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos	51
4.1.3. Histogramas polares del parámetro φ para cada estación	51
4.2. Mapas de resultados generales	58
4.2.1. Mapa de parámetros φ y δt	58
4.2.2. Subdivisión por regiones	58
4.3. Parámetros de anisotropía sísmica vs. rasgos tectónicos regionales	65
4.3.1. Mapas de parámetros φ y δt a partir de las fases S de eventos locales vs. fallas	65

4.3.2. Mapas de parámetros φ y δt a partir de las fases S de eventos locales vs. fallas y esfuerzo horizontal máximo ($SH_{\text{máx}}$)	71
4.3.3. Mapa de parámetros φ y δt a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos vs. fallas	75
4.3.4. Mapas de parámetro δt a partir de las fases S de eventos locales vs. densidad de fallas	77
4.3.5. Mapas de parámetros φ y δt vs. topografía y volcanes	83
4.3.6. Mapas de interpolación de los parámetros φ y δt	89
4.3.6.1. A partir de las fases S de eventos locales	89
4.3.6.2. A partir de las fases SKS de eventos telesísmicos	91
5. DISCUSIÓN	93
5.1. Anisotropía estructural en la corteza	93
5.2. Anisotropía inducida por esfuerzos en la corteza	95
5.3. Polarización errática por fluidos en la corteza	96
5.4. Anisotropía bajo las losas que subducen	97
5.5. Modelo tectónico propuesto	99
6. CONCLUSIONES	103
7. RECOMENDACIONES	104
8. REFERENCIAS	105

LISTADO DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Estimación de los patrones de polarización de las ondas S locales en el Nido Sísmico de Bucaramanga.	16
Figura 2. Parámetros de anisotropía sísmica (izquierda) e interpretación del flujo del manto paralelo a la fosa de subducción al occidente de Suramérica.	17
Figura 3. Parámetros de anisotropía sísmica en el margen oriental-sur de la Placa Caribe (arriba) y detalle de los parámetros estimados en estaciones cercanas al sistema de fallas Oca-El Pilar-San Sebastián (abajo).	18
Figura 4. Parámetros de anisotropía sísmica en Venezuela Continental.	19
Figura 5. Vectores de polarización de las ondas SKS-SKKS en Colombia.	20
Figura 6. Interpretaciones del flujo en el manto bajo las placas que subducen y de la partición de la subducción en la esquina noroccidental de Suramérica.	21
Figura 7. Fenómeno de polarización de ondas de cizalla (Shear wave splitting) al cambiar de un medio isotrópico a uno anisotrópico al interior de la Tierra.	25
Figura 8. Parámetros ϕ y δt de anisotropía sísmica obtenidos para una forma de onda registrada en una estación sísmica.	25
Figura 9. Tipos de eventos sísmicos empleados para estimar los parámetros de anisotropía sísmica mediante Shear Wave Splitting.	26
Figura 10. Trayectoria del recorrido de las ondas correspondientes a las fases SKS y SKKS de eventos telesísmicos al interior de la Tierra.	27
Figura 11. Sistemas físicos de deformación de minerales.	28
Figura 12. Cristalografía del Olivino.	29
Figura 13. Fábricas del olivino en un diagrama Esfuerzos (MPa) vs. Contenido de Agua (ppm H/Si) (izquierda) y proyecciones de los polos de los planos mostrando las tendencias de las direcciones de cizallamiento en cada una de las fábricas, a partir de estudios de laboratorio (derecha).	30
Figura 14. Bloque diagrama de una sección cortical sometida a deformación, representando la orientación de los ejes de polarización de las ondas S debido a la anisotropía estructural y a la anisotropía inducida por esfuerzos.	31
Figura 15. Mapa geológico del Macizo Cantábrico, al Norte de España, representando anisotropía cortical atribuida a la ocurrencia de estructuras geológicas.	32
Figura 16. Mapa de la Isla Norte de Nueva Zelanda representando anisotropía cortical inducida principalmente por el campo de esfuerzos regional.	33

Figura 17. Mapas de los parámetros de anisotropía sísmica (izquierda) y del esfuerzo horizontal máximo (derecha) para una región en inmediaciones del Sistema Volcánico Askja, en la Zona Volcánica Norte de Islandia.	34
Figura 18. Detalle de la anisotropía sísmica al norte de Japón (izquierda), plasmando los vectores de polarización de las ondas rápidas. Las fábricas minerales del Olivino, y su cambio, se reconocen en una zona de subducción (derecha).	35
Figura 19. Ambientes geotectónicos donde ocurren las distintas fábricas minerales del Olivino, a partir de observaciones sismológicas.	36
Figura 20. Elaboración de un modelo tectónico a partir de estimaciones de los parámetros de anisotropía sísmica en Japón.	36
Figura 21. Epicentros de los eventos locales (verde) y telesísmicos (rojo) empleados.	37
Figura 22. Estaciones sísmicas de la Red Sismológica Nacional de Colombia	38
Figura 23. Pasos por seguir en la etapa de preparación de las formas de onda.	39
Figura 24. Componentes en las cuales se registran los eventos sísmicos en una estación sísmica.	40
Figura 25. Ventana de análisis en SplitWavePy.	43
Figura 26. Resultados gráficos de la estimación de los parámetros φ y δt para 1) un evento local y 2) un evento telesísmico.	44
Figura 27. Esquemas representando la estadística circular aplicada en la investigación.	48
Figura 28. Histogramas polares de φ y φ promedio en las estaciones AGCC-PAL.	56
Figura 29. Histogramas polares de φ y φ promedio en las estaciones PAM-ZAR.	57
Figura 30. Mapa general de los parámetros de anisotropía sísmica (φ , δt) estimados.	59
Figura 31. Subdivisión por regiones.	60
Figura 32. Región Norte.	61
Figura 33. Región Centro-Oriental.	62
Figura 34. Región Centro-Occidental.	63
Figura 35. Región Sur.	64
Figura 36. Región Norte - Mapas de parámetros φ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas.	67
Figura 37. Región Centro-Oriental - Mapas de parámetros φ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas.	68
Figura 38. Región Centro-Occidental - Mapas de parámetros φ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas.	69
Figura 39. Región Sur - Mapas de parámetros φ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas.	70

Figura 40. Región Centro-Oriental - Mapas de parámetros φ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas y $SH_{m\acute{a}x}$.	72
Figura 41. Región Centro-Occidental - Mapas de parámetros φ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas y $SH_{m\acute{a}x}$.	73
Figura 42. Región Sur - Mapas de parámetros φ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas y $SH_{m\acute{a}x}$.	74
Figura 43. Mapa general de parámetros φ y δt (fases SKS) de eventos telesísmicos vs. fallas.	76
Figura 44. Mapa del parámetro δt (fases S) de eventos locales vs. densidad de fallas para la Región Norte.	78
Figura 45. Mapa del parámetro δt (fases S) de eventos locales vs. densidad de fallas para la Región Centro-Oriental.	79
Figura 46. Mapa del parámetro δt (fases S) de eventos locales vs. densidad de fallas para la Región Centro-Occidental.	81
Figura 47. Mapa del parámetro δt (fases S) de eventos locales vs. densidad de fallas para la Región Sur.	82
Figura 48. Mapas de los parámetros φ (arriba) y δt (abajo) vs. topografía para la Región Norte.	84
Figura 49. Mapas de los parámetros φ (izquierda) y δt (derecha) vs. topografía y volcanes para la Región Centro-Oriental.	85
Figura 50. Mapas de los parámetros φ (izquierda) y δt (derecha) vs. topografía y volcanes para la Región Centro-Occidental.	87
Figura 51. Mapas de los parámetros φ (arriba) y δt (abajo) vs. topografía y volcanes para la Región Sur.	88
Figura 52. Mapas de interpolación de los parámetros φ (izquierda) y δt (derecha) obtenidos a partir de las fases S de eventos locales.	90
Figura 53. Mapas de interpolación de los parámetros φ (izquierda) y δt (derecha) obtenidos a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos.	92
Figura 54. Modelo tectónico propuesto para la esquina noroccidental de Suramérica.	101
Figura 55. Modelo del flujo mantélico propuesto para la esquina noroccidental de Suramérica.	102

LISTADO DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Parámetros promedio por estación - Fases S de eventos locales.	52
Tabla 2. Parámetros promedio por estación - Fases SKS de eventos telesísmicos.	54

LISTADO DE ECUACIONES

	Pág.
Ecuación 1. Función de una onda de cizalla (“shear wave”).	41
Ecuación 2. Función de una onda de cizalla polarizada (“splitted shear wave”).	41
Ecuación 3. Operador de polarización (“splitting operator”).	42
Ecuación 4. Matriz de covarianza que describe el movimiento de una partícula en un plano.	42
Ecuación 5. Componentes C_i y S_i de un punto en un círculo.	45
Ecuación 6. Cálculo del parámetro φ promedio.	46
Ecuación 7. Cálculo del parámetro δt promedio, y de los errores promedio en φ y δt .	47

1. INTRODUCCIÓN

La anisotropía sísmica consiste en la dependencia en la dirección de propagación de la velocidad a la cual viajan las ondas sísmicas al interior del planeta (Shearer, 2009). Esta se da como el producto de capas o conjuntos de materiales con distintas propiedades elásticas, así como de las orientaciones preferenciales en el espacio de los minerales anisotrópicos (por ejemplo, del olivino en el manto terrestre, de los minerales pertenecientes al grupo de las serpentinas, y de minerales tales como el cuarzo, los feldespatos, los filosilicatos, entre otros), cuando estos son sometidos a deformaciones en la litósfera y en la astenósfera.

El conocimiento en torno a la estimación de los parámetros de anisotropía sísmica ha sido de gran utilidad durante las últimas tres décadas en la interpretación de los procesos geodinámicos que ocurren alrededor de todo el planeta, y la esquina noroccidental de Suramérica no ha sido la excepción. Sin embargo, los trabajos previos en la región se han enfocado únicamente en la estimación de los parámetros de anisotropía sísmica a partir de las fases SKS-SKKS de eventos telesísmicos, con un enfoque principalmente en entender la reología del manto astenosférico (Russo y Silver, 1994; Piñero-Feliciangeli y Kendall, 2008; Porritt *et al.*, 2014; Idárraga *et al.*, 2016), los procesos de deformación litosférica en la región (Masy *et al.*, 2011), y la compleja geometría de subducción allí presente (Porritt *et al.*, 2014; Idárraga *et al.*, 2016).

Teniendo en cuenta lo anterior, poco se ha estudiado respecto a la anisotropía sísmica confinada en la corteza. Según Idárraga *et al.* (2016), existe una polarización de las ondas S rápidas paralela a subparalela a los grandes sistemas de fallas en la corteza de Colombia. Pero ¿serán únicamente estas estructuras geológicas las responsables de la polarización de las ondas S rápidas, o también habrá otros agentes responsables de la polarización de tales ondas en la corteza?

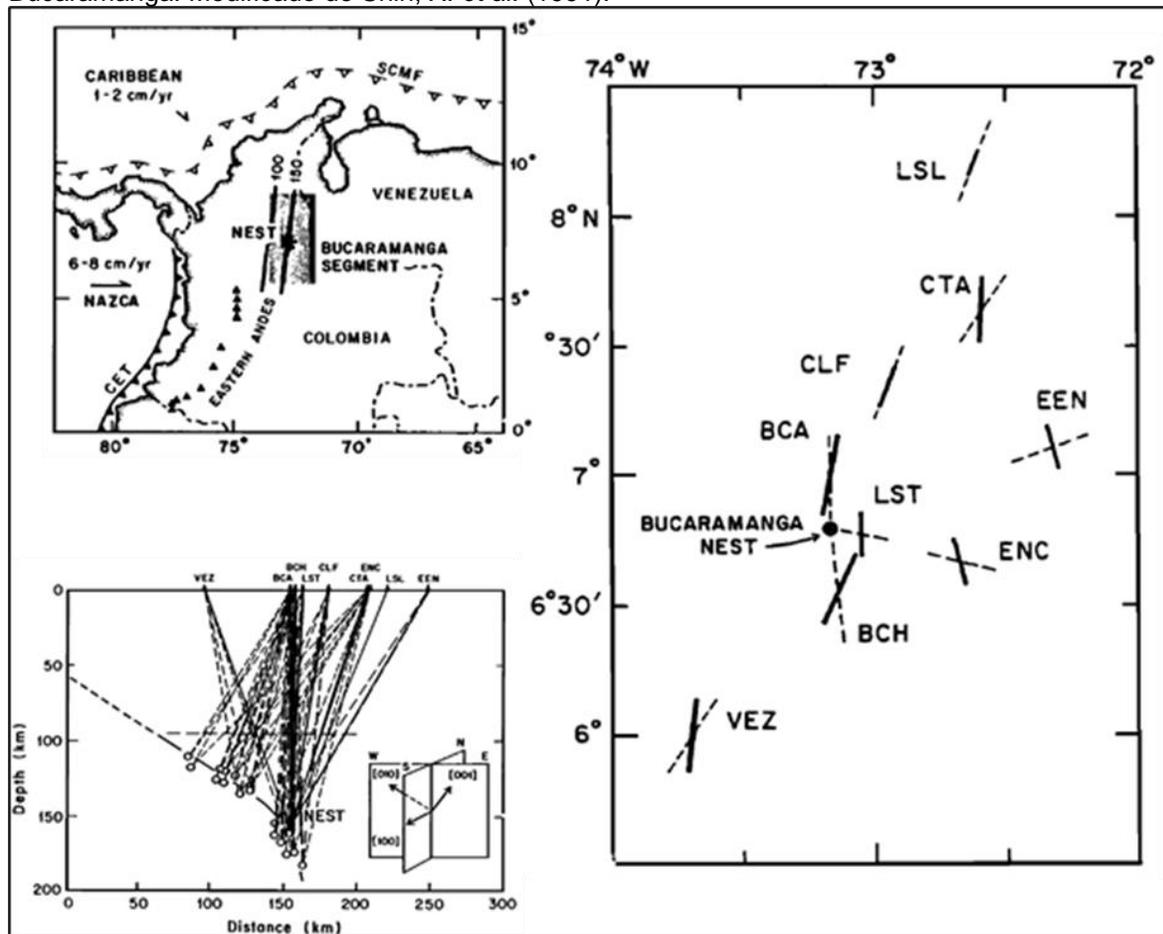
Para entender mejor el comportamiento de la anisotropía sísmica en la esquina noroccidental de Suramérica, este trabajo pretende conocer cómo se polarizan las ondas S rápidas, tanto en la corteza (a partir de las fases S de eventos locales), como en el manto astenosférico (a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos), dando una ligera prioridad al confinamiento cortical de la anisotropía mediante comparaciones de los parámetros ϕ (correspondiente al azimut de polarización de las ondas S rápidas) y δt (el cual es el tiempo de diferencia o retardo entre el arribo de las ondas S rápidas y S lentas) con la ocurrencia de algunos rasgos tectónicos (fallas, esfuerzos, topografía y volcanes). Adicionalmente, se propone un modelo tectónico que, por primera vez, integra observaciones de anisotropía sísmica, tanto en la corteza, como en el manto astenosférico para la esquina noroccidental de Suramérica.

A continuación, se describen los principales antecedentes del estudio de la anisotropía sísmica y de la polarización de ondas de cizalla en la esquina noroccidental de Suramérica, los objetivos de esta investigación, su alcance e importancia.

1.1. ANTEDECENTES

Si bien no han sido numerosos los estudios de la anisotropía sísmica y el fenómeno de polarización de ondas de cizalla (Shear Wave Splitting) en el marco tectónico regional del norte de Suramérica, se han realizado algunas investigaciones que han permitido ahondar en el estudio y modelamiento de los procesos geodinámicos en la región. Algunos de ellos, se listan a continuación:

Figura 1. Estimación de los patrones de polarización de las ondas S locales en el Nido Sísmico de Bucaramanga. Modificado de Shih, X. *et al.* (1991).

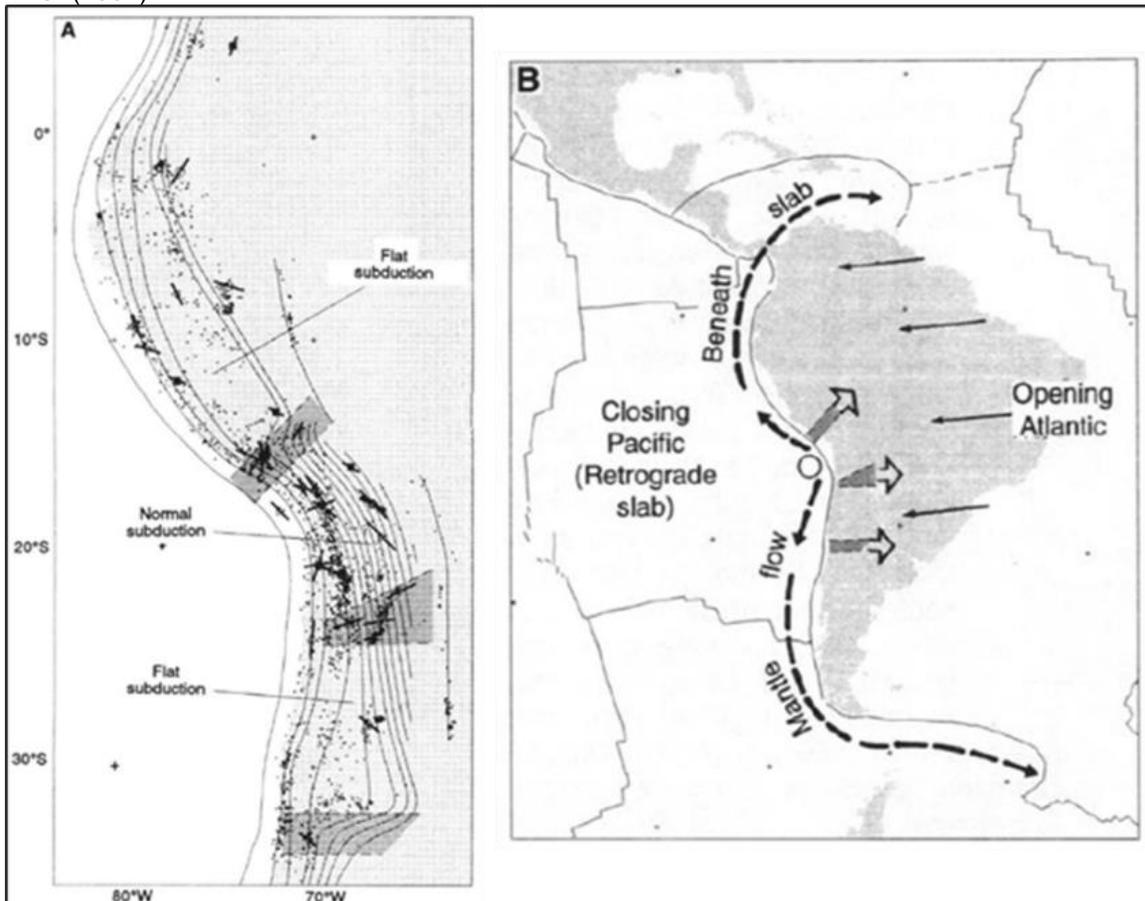


- Shih *et al.* (1991): En su trabajo, se obtuvieron por primera vez los parámetros de anisotropía sísmica (ϕ , δt) en Colombia. Su investigación se centró en las fases S de eventos locales con localización hipocentral en el Nido Sísmico de Bucaramanga. A partir de sus resultados, interpretaron la existencia de un

volumen anisotrópico en forma de cuña bajo el Nido Sísmico de Bucaramanga, y estimaron un azimuth promedio de polarización de las ondas S rápidas de $N6^{\circ}E \pm 15^{\circ}$. En la Figura 1, se representan los resultados de sus estimaciones.

- Russo y Silver (1994): En su trabajo, emplearon datos de formas de onda para estimar los parámetros de anisotropía sísmica (ϕ , δt) a partir de fases telesísmicas SKS. A partir de sus resultados, plantearon la existencia de un flujo mantélico bajo las losas que subducen el cual es paralelo a la fosa de subducción, y el cual se atribuye a un movimiento retrógrado de la Placa de Nazca. Incluso, plantearon la posibilidad de que exista un movimiento lateral hacia el este de la Placa Caribe. En la Figura 2, se representan los resultados de sus estimaciones (a la izquierda), y la interpretación del flujo del material mantélico paralelo a la fosa de subducción (derecha).

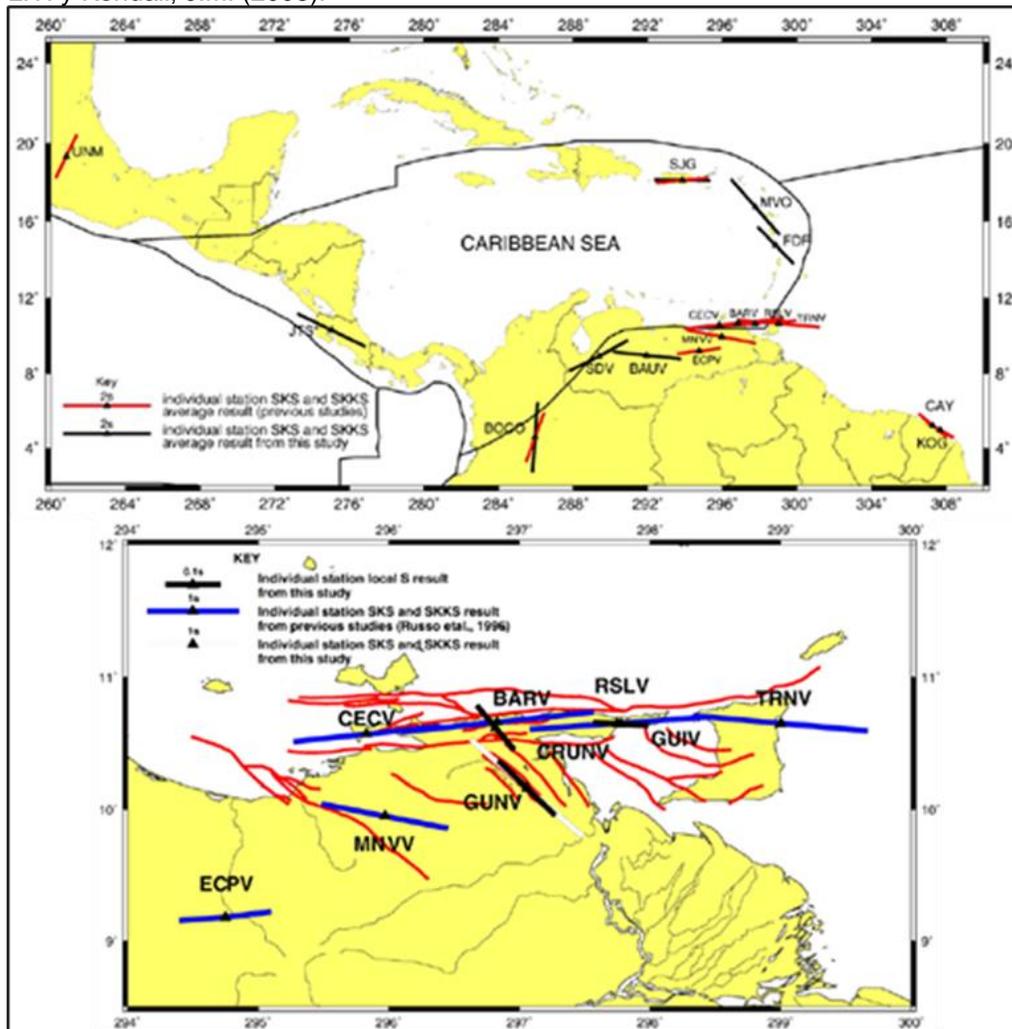
Figura 2. Parámetros de anisotropía sísmica (izquierda) e interpretación del flujo del manto paralelo a la fosa de subducción al occidente de Suramérica. Modificado de Russo, R.M. y Silver, P.G. (1994).



- Piñero-Feliciangeli y Kendall (2008): En su investigación, estimaron los parámetros de anisotropía sísmica (ϕ , δt) a partir de fases telesísmicas SKS-SKKS para distintas estaciones sísmicas localizadas en los márgenes este y sur

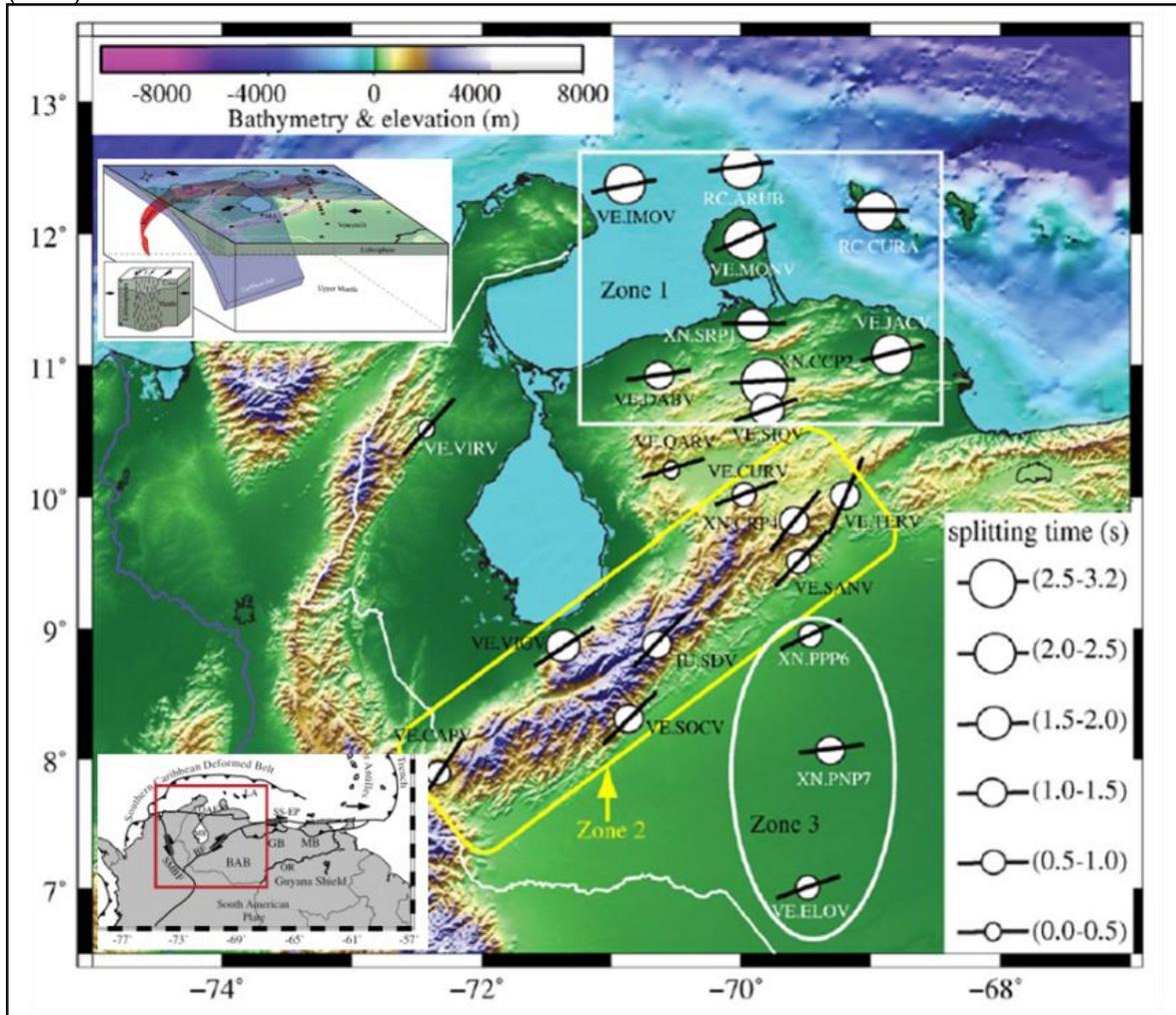
de la Placa Caribe. Como resultado, se encontró que los azimuts de polarización (parámetros ϕ) tienden a ser paralelos a los límites sur y surorientales de la Placa Caribe (por ejemplo, paralelos al sistema de fallas de Oca-EI Pilar-San Sebastián), con la existencia grandes magnitudes de polarización estimada a partir de fases SKS (representada por valores de δt en el rango de 1.2-2.1 s). Adicionalmente, se propuso la existencia de un confinamiento cortical y del manto superior de la anisotropía, una isotropía en la parte superior de la cuña mantélica, y un flujo del manto bajo la placa que subduce (forzado por la convergencia de las placas tectónicas). En la Figura 3, se representan los parámetros de anisotropía sísmica obtenidos a lo largo del margen oriental-sur de la Placa Caribe (arriba), al igual que un detalle en el cual se muestra cómo los azimuts de polarización son paralelos al sistema de fallas de Oca-EI Pilar-San Sebastián (abajo).

Figura 3. Parámetros de anisotropía sísmica en el margen oriental-sur de la Placa Caribe (arriba) y detalle de los parámetros estimados en estaciones cercanas al sistema de fallas Oca-EI Pilar-San Sebastián (abajo). Modificado de Piñero-Feliciangeli, L.T. y Kendall, J.M. (2008).



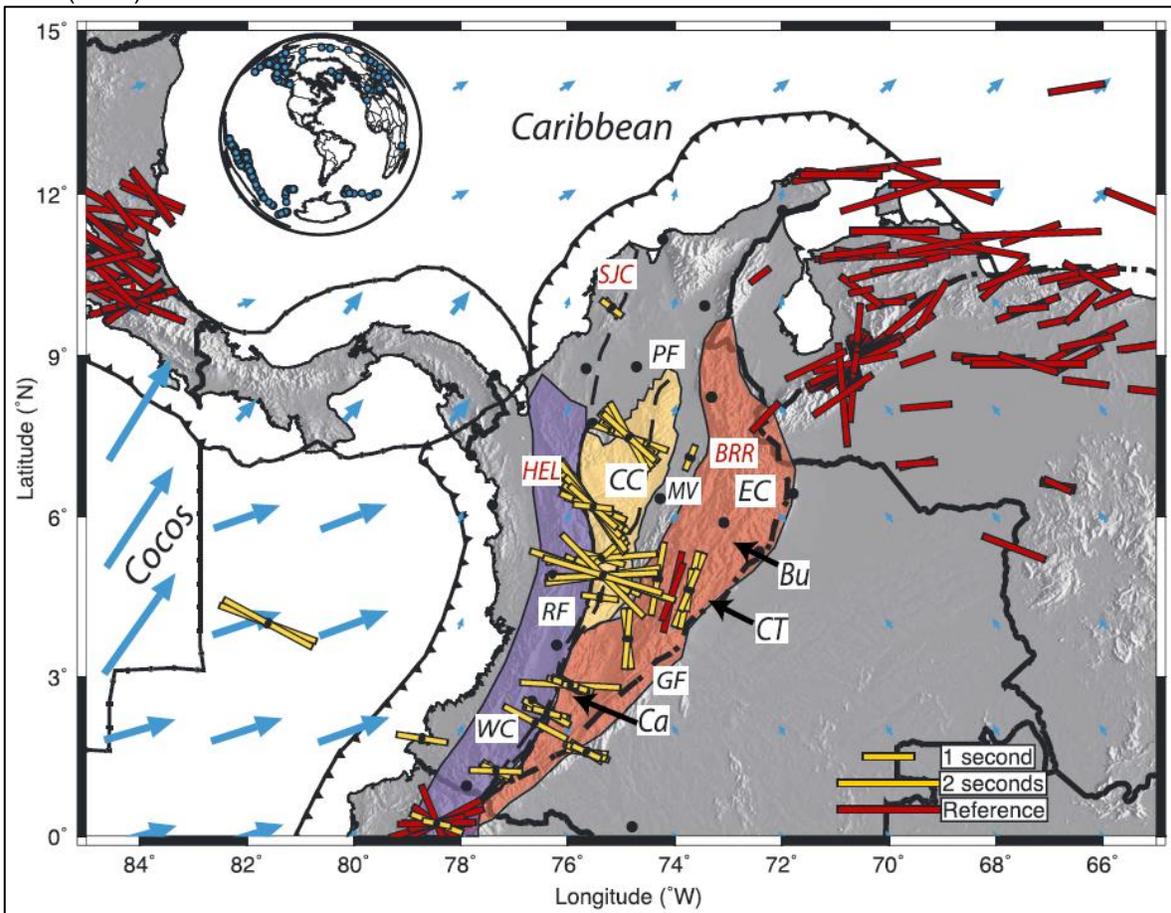
- Masy *et al.* (2011): En su trabajo, estimaron los parámetros de anisotropía sísmica (ϕ , δt) a partir de fases telesísmicas SKS-SKKS para distintas estaciones sísmicas localizadas principalmente en Venezuela. A partir de sus resultados, lograron evidenciar y modelar la existencia de tres mecanismos de deformación litosférica: un primer mecanismo relacionado con flujo hacia el este al norte del sistema de fallas de Oca (asociado al límite de las placas Caribe-Suramericana), un segundo mecanismo relacionado a un flujo en sentido NE-SW en los Andes de Mérida (asociado a un flujo paralelo al sistema de fallas de Boconó por deformación cortical y del manto subcontinental en un ambiente de cizalla), y un tercer mecanismo relacionado con un movimiento paralelo al movimiento de la Placa Suramericana (hacia la Orinoquía y Amazonía de Venezuela, en una región continental más estable). En la Figura 4, se representan los resultados de las estimaciones de ϕ y δt en este estudio, al igual que la zonación considerando los tres mecanismos de deformación.

Figura 4. Parámetros de anisotropía sísmica en Venezuela Continental. Modificado de Masy, J. *et al.* (2011).



- Porritt *et al.* (2014): En su investigación, estimaron por primera vez los parámetros de anisotropía sísmica (ϕ , δt) a partir de fases telesísmicas SKS para distintas estaciones sísmicas pertenecientes a la Red Sismológica Nacional de Colombia. A partir de sus resultados, plantearon la existencia de una compleja geometría de subducción en la esquina noroccidental de Suramérica, proponiendo una segmentación en la subducción mediante una zona de desgarre litosférico (“Caldas Tear”), destacando además la rotación de los ejes de rotación de las ondas S rápidas, desde el arco volcánico (donde tienden a ser perpendiculares a la fosa de subducción), hacia el antearco (donde tienden a ser paralelos a la fosa de subducción). En la Figura 5 se muestran los vectores de polarización de las ondas S rápidas obtenidos en este estudio.

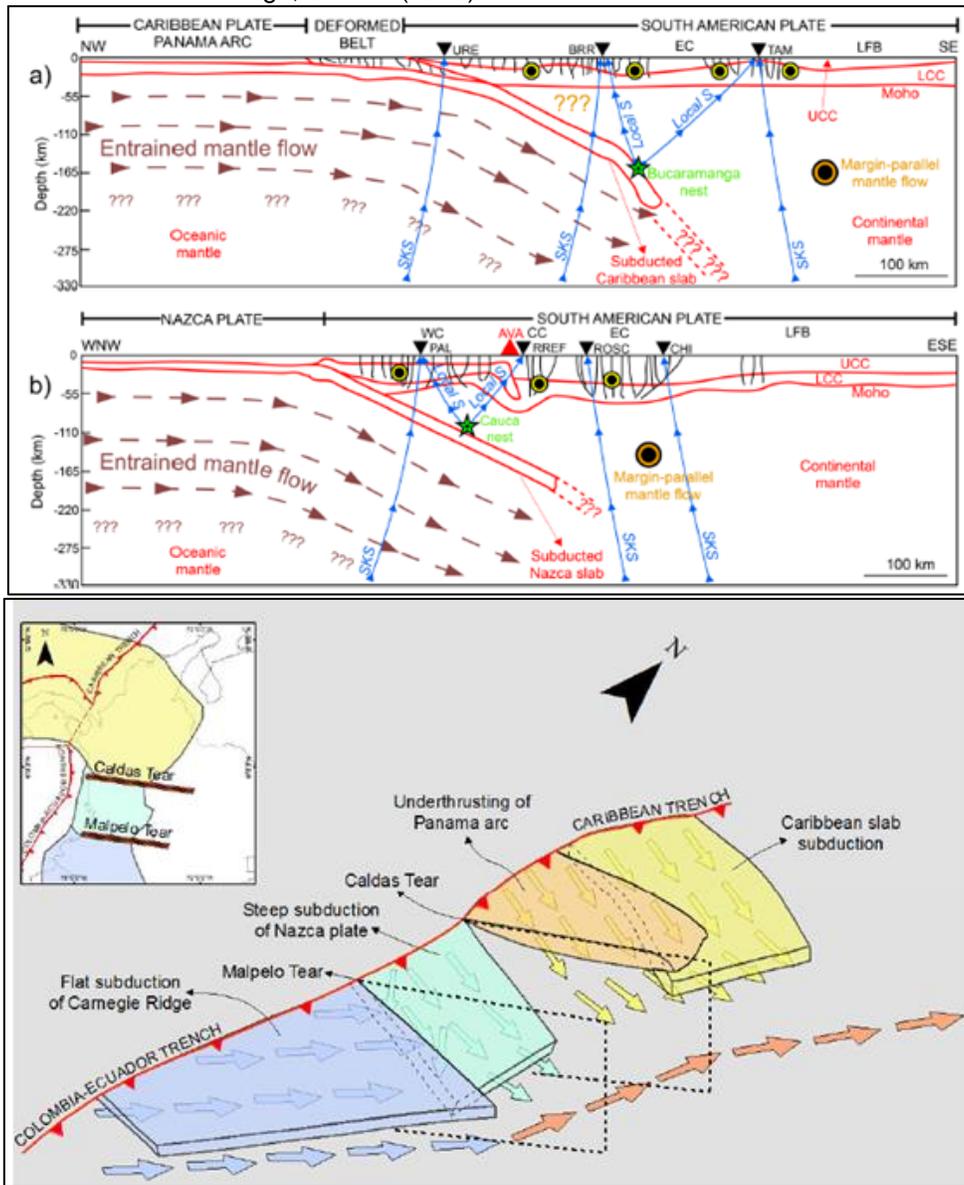
Figura 5. Vectores de polarización de las ondas SKS-SKKS en Colombia. Tomado de Porritt, R.W. *et al.* (2014).



- Idárraga *et al.* (2016): En su trabajo, se obtuvieron por primera vez en conjunto estimaciones de los parámetros de anisotropía sísmica (ϕ , δt) a partir, tanto de fases SKS-SKKS de eventos telesísmicos, como de fases S de eventos locales (enfocándose principalmente en los telesismos) para distintas estaciones sísmicas pertenecientes a la Red Sismológica Nacional de Colombia. A partir

de sus resultados, se estableció que existen dos fuentes de anisotropía sísmica en la esquina noroccidental de Suramérica: una fuente cortical (la cual hipotetizan presenta un control estructural, a partir de pocas observaciones), y una fuente mantélica (bajo las placas que subducen: Placa Caribe y Placa Nazca). Enfocándose en la caracterización de la anisotropía bajo las losas que subducen, modelaron el flujo del material mantélico, al igual que la segmentación de la subducción bajo la Placa Suramericana. En la Figura 6, se muestran las interpretaciones del flujo en el manto bajo las placas que subducen (arriba) y de la partición de la subducción (abajo) realizadas en este trabajo.

Figura 6. Interpretaciones del flujo en el manto bajo las placas que subducen y de la partición de la subducción en la esquina noroccidental de Suramérica. Modificado de Idárraga, J. *et al.* (2016).



1.2. OBJETIVOS

Los siguientes son los objetivos general y específicos del trabajo de investigación:

OBJETIVO GENERAL: Estimar la anisotropía sísmica en Colombia y relacionarla con los principales rasgos tectónicos regionales.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

1. Estimar los parámetros de anisotropía sísmica en las estaciones sísmicas de Colombia para las fases S de los eventos locales registrados entre 2016 y 2021.
2. Estimar los parámetros de anisotropía sísmica en las estaciones sísmicas de Colombia para las fases SKS de los eventos telesísmicos registrados entre 2016 y 2021.
3. Definir relaciones entre los parámetros de anisotropía sísmica y los principales rasgos tectónicos regionales en Colombia.

1.3. PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN

Esta tesis pretende responder a la pregunta: ¿Cuáles son los patrones de polarización de las ondas S rápidas en Colombia, y qué relación tienen con los principales rasgos tectónicos regionales?

Para dar una respuesta a la pregunta de investigación, se plantea la siguiente hipótesis: “Las ondas S rápidas se polarizan en Colombia acorde a las orientaciones preferenciales en el espacio de los minerales anisotrópicos, a las orientaciones de las estructuras geológicas de alcance regional (ej. sistemas de fallas), y a las direcciones de flujo del material que es sometido a procesos de deformación”.

1.4. JUSTIFICACIÓN

En primer lugar, el problema de investigación surgió del interés académico y científico en conocer cuáles son los controles que posee la anisotropía sísmica en la corteza, en el marco regional de la esquina noroccidental de Suramérica. Si bien esta ya ha sido bastante estudiada para el manto superior bajo las losas de subducción en trabajos previos (Porrirt *et al.*, 2014 e Idárraga *et al.*, 2016), es muy poco lo que se ha investigado respecto a cuáles son los patrones de polarización de las ondas S en la corteza. Teniendo en cuenta lo anterior, no sólo se buscó establecer tales patrones en un nivel cortical, sino también verificar si existe algún control estructural (sistemas de fallas), por campo de esfuerzo (orientaciones de

SH_{máx}), por fluidos (en zonas volcánicas, por ejemplo), o mixto, en las orientaciones de polarización de las ondas S rápidas (φ), al igual que en las intensidades de la anisotropía (δt).

En segundo lugar, el problema de investigación se enfocó principalmente en la estimación de los parámetros de anisotropía sísmica (φ , δt) a partir de las fases S de eventos locales, asociados con los procesos de subducción Nazca-Suramérica y Caribe-Suramérica. Esto debido a que, en los trabajos previos (Porrirt *et al.*, 2014 e Idárraga *et al.*, 2016), las estimaciones se hicieron principalmente a partir de las fases SKS-SKKS de eventos telesísmicos, con muy poca inclusión de estimaciones a partir de las fases S de los eventos locales en el trabajo de Idárraga *et al.* (2016).

Por último, este trabajo surgió de la necesidad de obtener nuevos datos de anisotropía sísmica en Colombia. Esto, teniendo en cuenta que las últimas estimaciones realizadas contemplaron el registro de eventos entre los años 2008-2015, en un total de 38 estaciones sísmicas (instaladas hasta ese entonces por la Red Sismológica Nacional de Colombia). Al año 2021, el número de estaciones ascendió a 104, llevando así a tener un mayor volumen de registros sísmicos, y una mayor cobertura superficial de información sísmica.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. ANISOTROPÍA SÍSMICA

La anisotropía sísmica consiste en la dependencia en la dirección de propagación de la velocidad a la cual viajan las ondas sísmicas al interior del planeta (Shearer, 2009). Esta es producto de capas o asociaciones de materiales con distintas propiedades elásticas, así como de las orientaciones preferenciales (*“Lattice Preferred Orientation”*, o *“LPO”*, por sus siglas en inglés) en el espacio de los minerales anisotrópicos (por ejemplo, del olivino en el manto terrestre), gracias a deformaciones en el manto (Karato, 2008). En la corteza, la anisotropía puede asociarse principalmente a la ocurrencia de estructuras geológicas, a la influencia del campo de esfuerzos, a la presencia de fluidos (y fracturas rellenas de fluidos), o a un conjunto de todas las anteriores (Boness y Zoback, 2006). En el caso de la anisotropía sísmica por LPO, esta viene dada en función de la temperatura, los esfuerzos que actúan sobre los minerales, y el contenido de agua (anisotropía por LPO = f(Temperatura, Esfuerzos, H₂O)).

Los minerales anisotrópicos están presentes, tanto en la corteza (minerales como anfíboles, serpentinas, micas, feldespatos, entre otros), como en el manto (minerales como olivino). Así, la caracterización de la anisotropía sísmica litosférica ha permitido conocer cómo se da el flujo de material al interior de la corteza y del manto litosférico, llevando a comprender múltiples procesos geodinámicos, percibiendo estos procesos como respuesta directa de la actividad tectónica en la Tierra.

2.2. SHEAR WAVE SPLITTING

“Shear wave splitting” es un fenómeno que consiste en la descomposición de un pulso de onda S en dos componentes ortogonales entre sí, una componente S rápida, y otra componente S lenta. La descomposición ocurre cuando el pulso cambia de un medio isotrópico a un medio anisotrópico, al interior de la Tierra, tal como se muestra en la Figura 7.

Para estudiar el fenómeno, es necesario conocer los parámetros de anisotropía sísmica. Los parámetros se obtienen para una forma de onda registrada en una estación sísmica. Estos parámetros son el parámetro ϕ , correspondiente al azimut de polarización de la onda S rápida, y el parámetro δt , correspondiente al tiempo de retardo acumulado entre la onda S rápida y la onda S lenta. El parámetro ϕ se muestra en la Figura 8 a la izquierda, mientras el parámetro δt se evidencia en la misma figura a la derecha (para una misma estación, se aprecian los arribos de las ondas S rápida en rojo-línea continua y S lenta en azul-línea discontinua).

Figura 7. Fenómeno de polarización de ondas de cizalla (Shear wave splitting) al cambiar de un medio isotrópico a uno anisotrópico al interior de la Tierra. Tomado de Wüstefeld, A. *et al.* (2008).

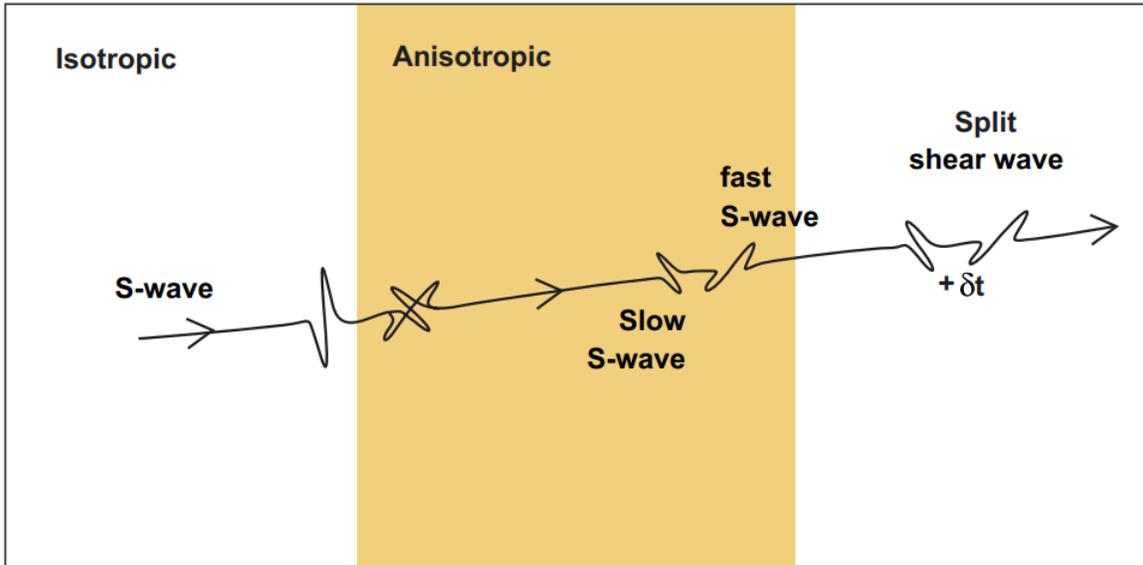
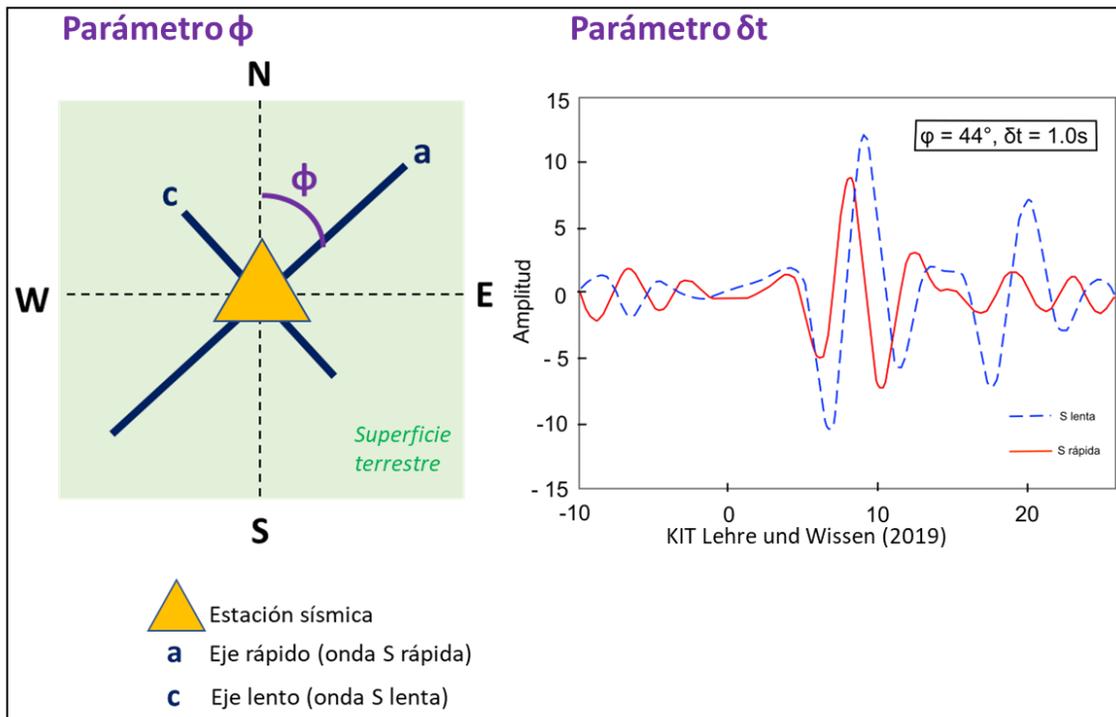


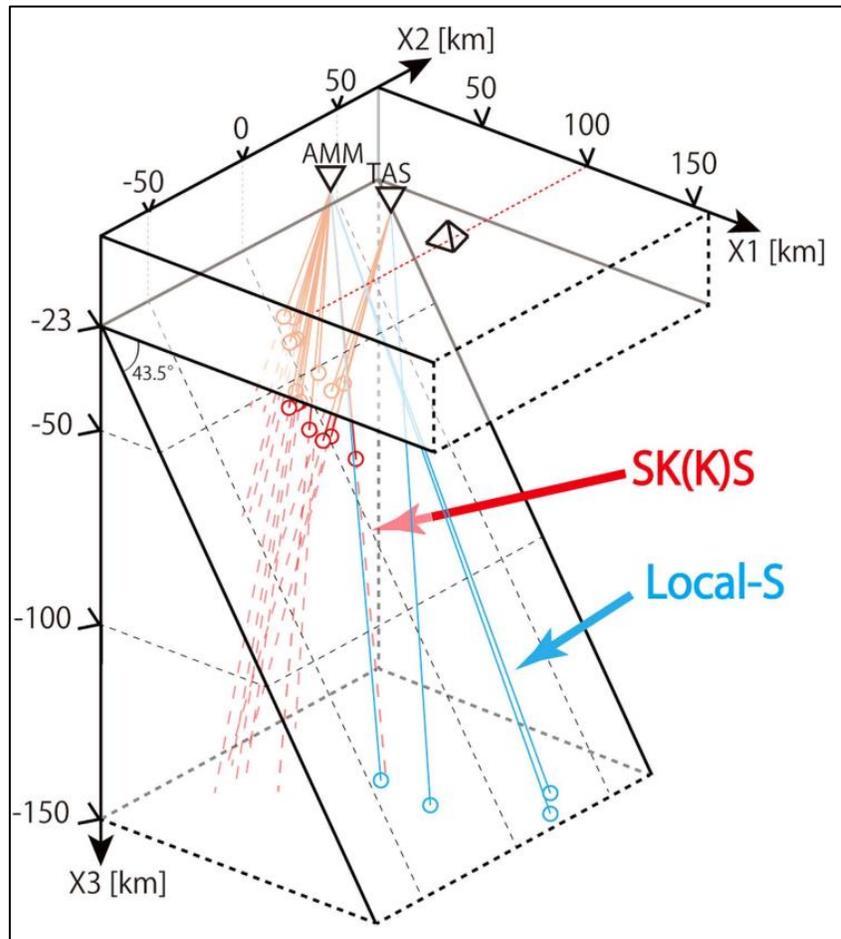
Figura 8. Parámetros ϕ y δt de anisotropía sísmica obtenidos para una forma de onda registrada en una estación sísmica. Modificado de KIT (Karlsruhe Institute of Technology) Lehre und Wissen. (2019)



Las estimaciones de los parámetros ϕ y δt se pueden realizar, tanto en las fases S de eventos locales (los cuales ocurren asociados a una placa que subduce bajo

otra), como en fases SKS-SKKS de eventos telesísmicos (los cuales ocurren a distancias hipocentrales entre 90-130°, y cuyos rayos atraviesan gran parte del interior del planeta). En la Figura 9 se representan los rayos de eventos sísmicos locales (en color azul) y los rayos de eventos telesísmicos (color rojo) en una zona de subducción.

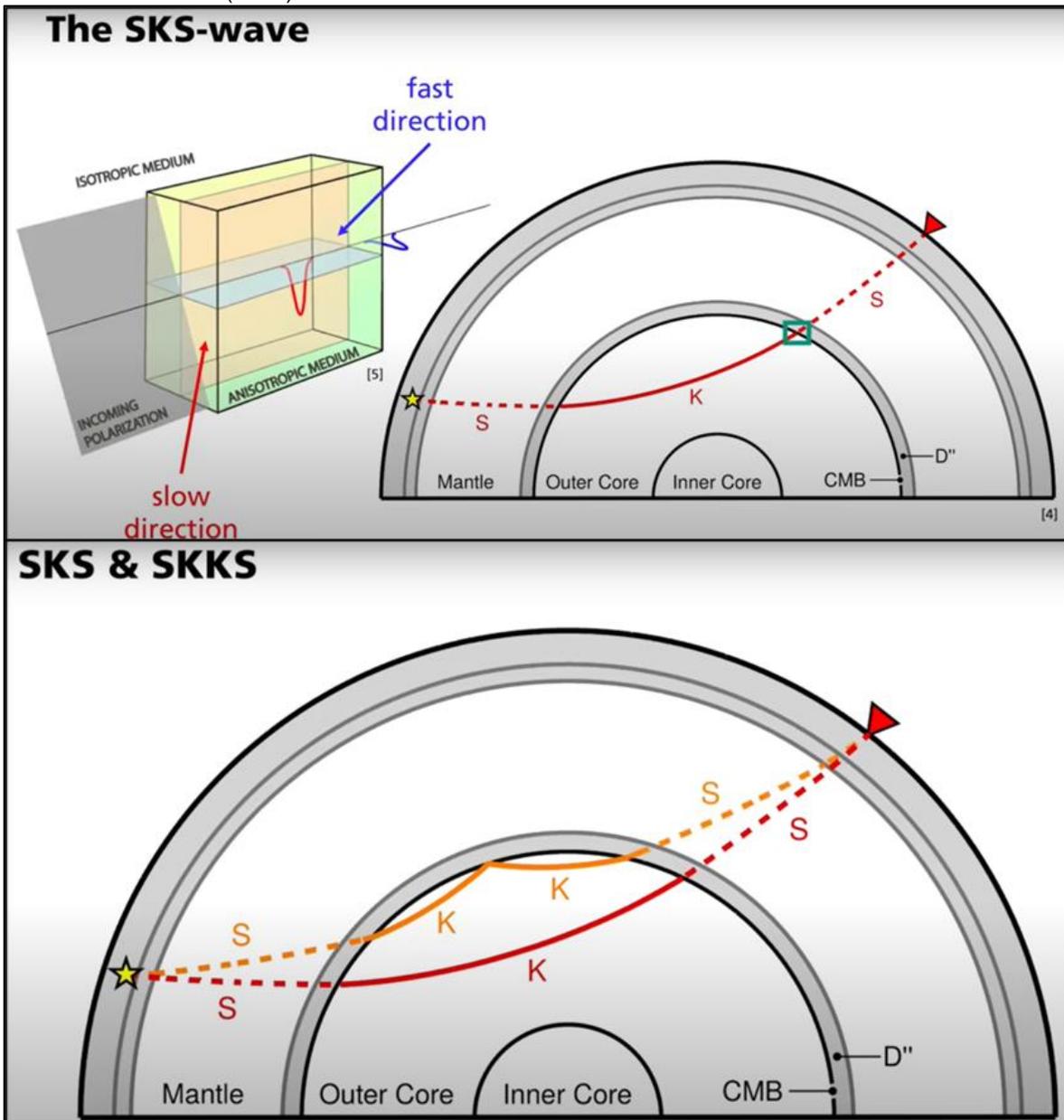
Figura 9. Tipos de eventos sísmicos empleados para estimar los parámetros de anisotropía sísmica mediante Shear Wave Splitting. Tomado de Nagaya, T. *et al.* (2016).



Respecto a los eventos telesísmicos, en la Figura 10 se muestra, en la imagen superior, cómo es la trayectoria de una fase SKS al interior del planeta. Las ondas S parten de un hipocentro en la corteza, y viajan a través de la corteza y del manto. Luego, al llegar al núcleo externo, y pasar la zona D'', se convierten en un pulso compresivo K. Esto, debido a que el núcleo externo es líquido, y las ondas S no viajan a través de líquidos; pero parte de la energía de ondas S se convierte en energía de ondas P (al cambiar de un medio anisotrópico a uno isotrópico), removiendo así la anisotropía a lo largo del rayo en el lado de la fuente antes de alcanzar el límite manto-núcleo (Zhao y Xue, 2015). Posteriormente, al dejar en

núcleo externo, y entrar en la zona D'' del manto de nuevo, se polarizan (es decir, cambian de un medio isotrópico a un medio anisotrópico), descomponiéndose en ondas S rápidas (en un plano horizontal en el esquema), y en ondas S lentas (en un plano vertical en el esquema, perpendicular al plano horizontal). En la imagen inferior, se muestra cómo sería el viaje de una fase SKKS, la cual presenta un recorrido similar a la fase SKS, sólo que involucra una reflexión interna en el límite núcleo externo-manto (zona D'').

Figura 10. Trayectoria del recorrido de las ondas correspondientes a las fases SKS y SKKS de eventos telosísmicos al interior de la Tierra. Tomado de KIT (Karlsruhe Institute of Technology) Lehre und Wissen. (2019).



2.3. SISTEMAS FÍSICOS DE DEFORMACIÓN DE MINERALES

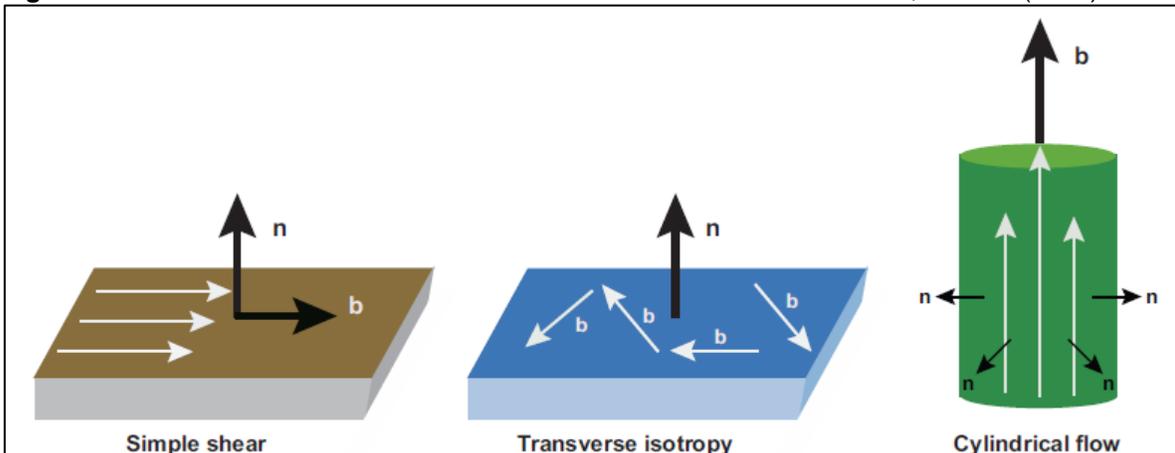
Para entender con mayor claridad el concepto de anisotropía sísmica, es necesario comprender cuáles son los sistemas de deformación de los minerales al interior de la Tierra. Así, los sistemas a los cuales se deforman los minerales se resumen en tres: deformación por cizalla simple, deformación por flujo cilíndrico e isotropía transversal.

En la deformación por cizalla simple, se tiene un plano de deformación, donde el vector de la dirección de deformación b es paralelo al plano, siendo esta dirección uniforme en un sentido, y el vector n es el vector ortogonal al plano, correspondiendo así al caso más sencillo de deformación, permitiendo modelar gran parte de las deformaciones que ocurren en la litósfera.

En la deformación por isotropía transversal, si bien se tiene un plano de deformación similar al caso de cizalla simple, se tienen múltiples direcciones de deformación b sobre el mismo plano. Sin embargo, se tiene un solo vector n ortogonal al plano de deformación. Este caso es un poco más complejo, y se emplea para modelar, por ejemplo, algunos problemas de inversión global en geofísica.

En la deformación por flujo cilíndrico, los planos de deformación están dispuestos de forma cilíndrica en el espacio, donde la dirección de deformación b es ascendente en el espacio, de forma paralela a los planos, y los vectores n son los vectores ortogonales a los planos, evaluados en cada punto sobre la superficie tridimensional. Este caso permite modelar las deformaciones que ocurren, por ejemplo, en la astenósfera, en plumas mantélicas, entre otros. En la Figura 11 se muestran los tres sistemas físicos de deformación considerados con anterioridad.

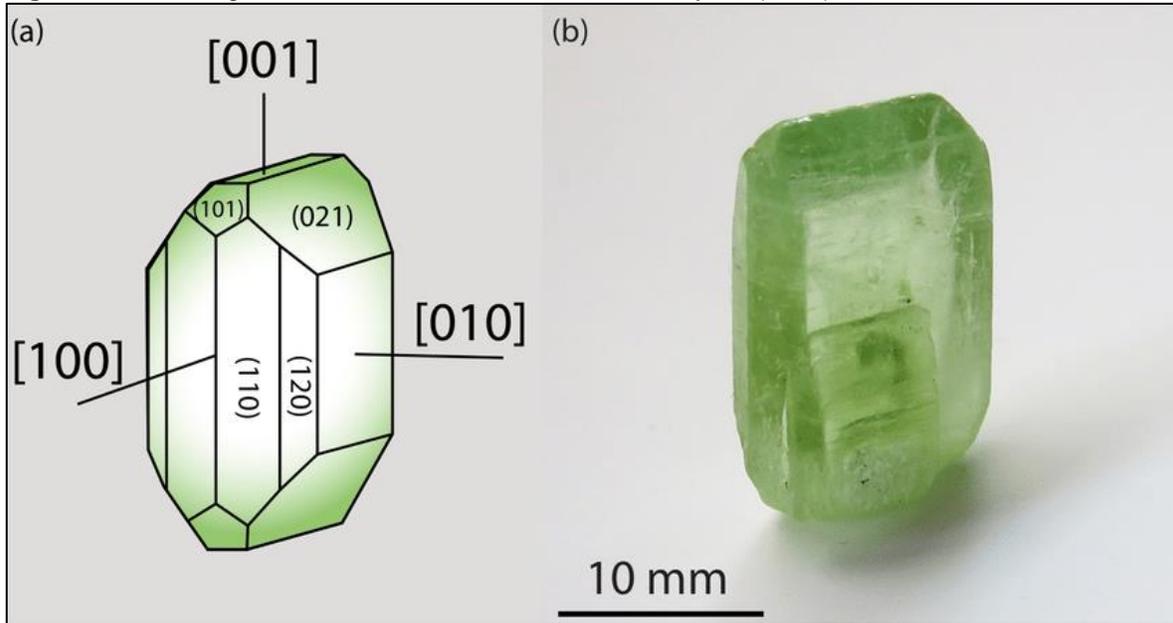
Figura 11. Sistemas físicos de deformación de minerales. Tomado de Karato, S. *et al.* (2008).



2.4. ANISOTROPÍA SÍSMICA EN EL MANTO: CASO DEL OLIVINO

El olivino es un mineral anisotrópico, presente principalmente en el manto terrestre, en el cual sus ejes cristalográficos más rápidos (ejes a o ejes [100]), suelen orientarse de manera paralela a la dirección de deformación, permitiendo así la polarización de las ondas sísmicas rápidas que atraviesan sus cristales en la dirección de alineación de dichos ejes rápidos. En la Figura 12 se muestran aspectos generales de la cristalografía del olivino.

Figura 12. Cristalografía del Olivino. Tomado de Demouchy, S. (2021).



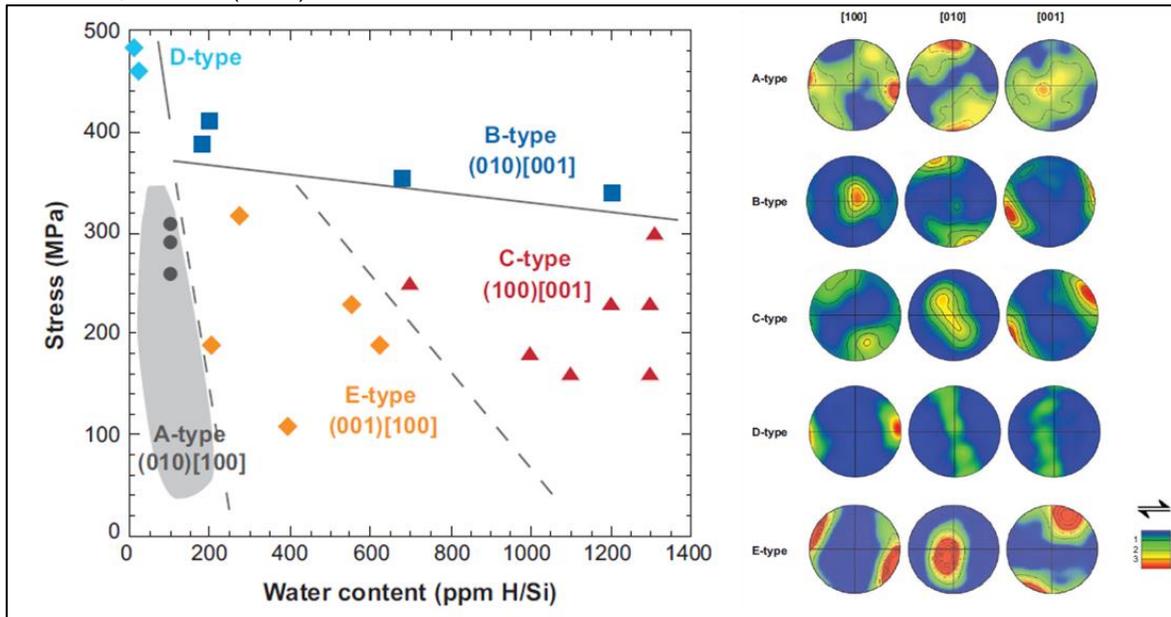
Así, al interior del planeta, el olivino puede polarizar las ondas sísmicas a partir de cinco modelos de fábricas:

- Fábrica Tipo A, correspondiente a bajas condiciones de esfuerzos y contenido de agua, se encuentra presente en la litósfera. Ha sido estudiada a partir de muestras de litósfera oceánica y continental.
- Fábrica Tipo E, correspondiente a bajas condiciones de esfuerzos y a un contenido de agua medio, se encuentra presente en la astenósfera. Ha sido estudiada a partir de muestras de zonas de colisión y de arcos de islas.
- Fábrica Tipo C, correspondiente a bajas condiciones de esfuerzos y a un contenido alto de agua, se encuentra presente en la astenósfera. Ha sido estudiada a partir de muestras de zonas de colisión y de arcos de islas.

- Fábrica Tipo D, correspondiente a altas condiciones de esfuerzos y bajas de contenido de agua, se encuentra presente principalmente en la litósfera. Ha sido estudiada a partir de muestras de peridotitas en ofiolitas.
- Fábrica Tipo B, correspondiente a altas condiciones de esfuerzos y de contenido de agua, se encuentra presente tanto en la litósfera como en la astenósfera. Ha sido estudiada a partir de muestras de peridotitas en bordes convergentes.

En la Figura 13 se muestran los distintos tipos de fábricas del olivino, para un rango de temperaturas de 1470-1570 K, y las proyecciones de los planos, en cada uno de los tipos de fábricas, con colores cálidos mostrando en qué dirección ocurre el cizallamiento del cristal.

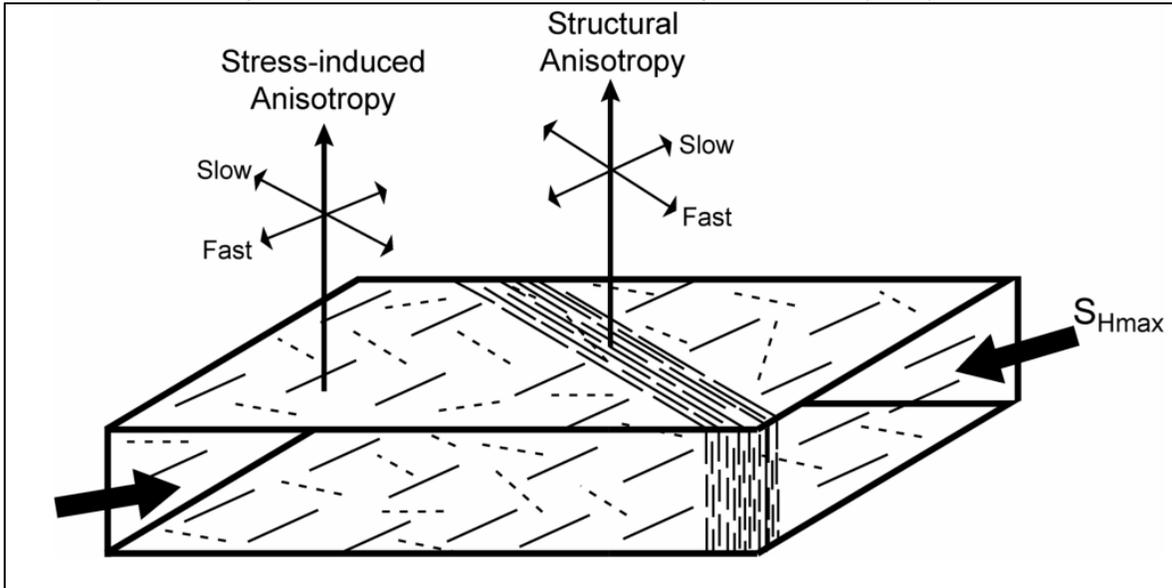
Figura 13. Fábricas del olivino en un diagrama Esfuerzos (MPa) vs. Contenido de Agua (ppm H/Si) (izquierda) y proyecciones de los polos de los planos mostrando las tendencias de las direcciones de cizallamiento en cada una de las fábricas, a partir de estudios de laboratorio (derecha). Modificado de Karato, S. *et al.* (2008).



2.5. ANISOTROPÍA SÍSMICA EN LA CORTEZA

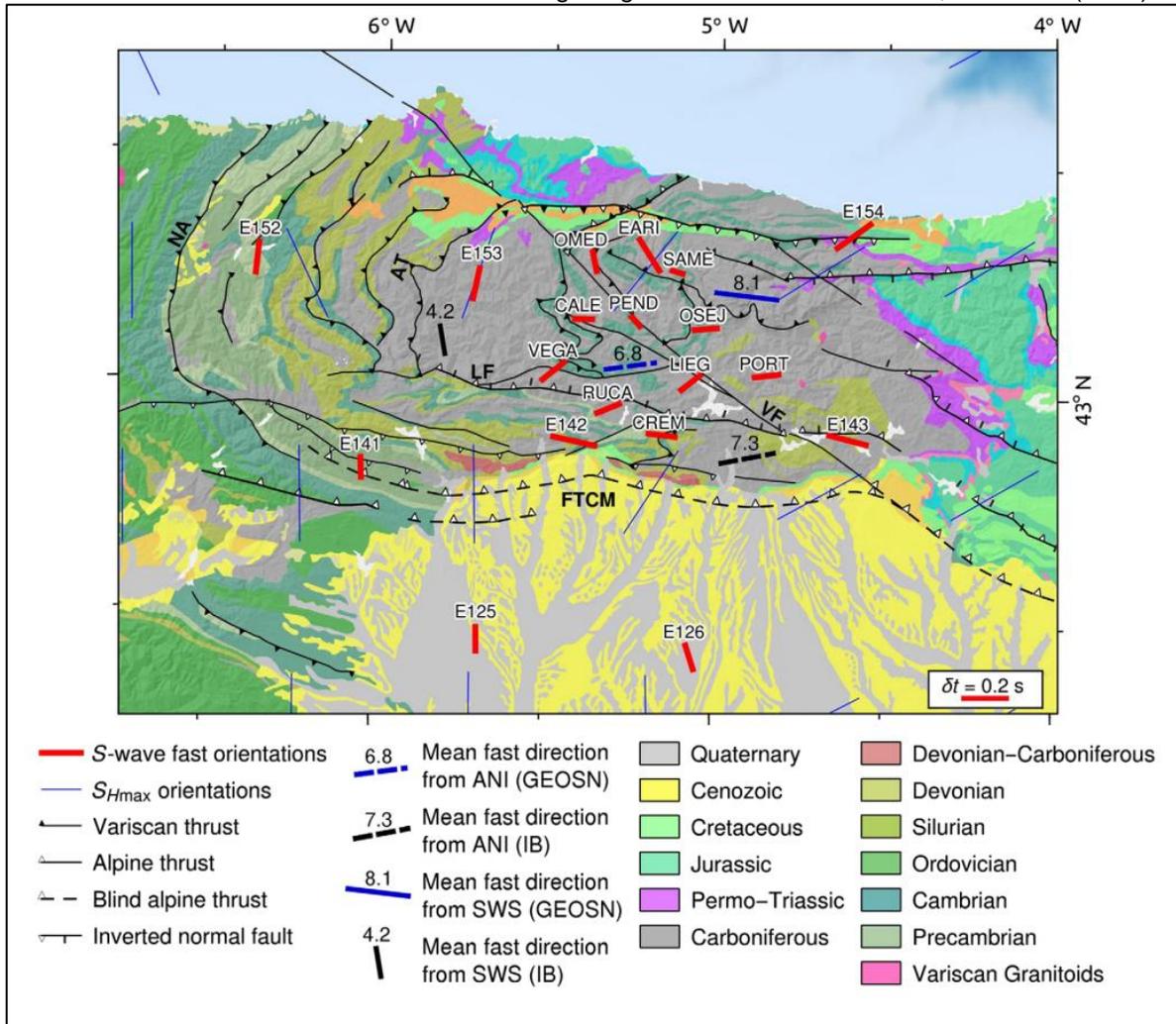
La anisotropía sísmica confinada en la corteza puede atribuirse a tres factores principales: anisotropía estructural, anisotropía inducida por esfuerzos, y anisotropía inducida por la ocurrencia de fluidos. Los tres tipos de anisotropía pueden ocurrir de forma simultánea. En la Figura 14, se muestra una sección de corteza sometida a un campo de esfuerzos. En la sección cortical de la figura, se muestran los dos primeros tipos de anisotropía cortical mencionados.

Figura 14. Bloque diagrama de una sección cortical sometida a deformación, representando la orientación de los ejes de polarización de las ondas S debido a la anisotropía estructural y a la anisotropía inducida por esfuerzos. Tomado de Boness, N. y Zoback, M. (2006).



- **Anisotropía estructural:** En ella, los ejes de polarización de las ondas S rápidas se alinean de forma paralela a la orientación de grandes estructuras geológicas de alcance regional. Esto ocurre debido a que, al interior de las fallas, se presentan fábricas anisotrópicas (por la deformación, los ejes rápidos de los minerales dentro de la zona de cizalla tienden a orientarse de forma paralela a la orientación de la falla), polarizando así las ondas S rápidas. La Figura 15 corresponde a un mapa geológico del Macizo Cantábrico, en España, en el cual se evidencia cómo algunos azimuts de polarización de ondas S rápidas (color rojo) tienden a ser paralelos a sub-paralelos a las estructuras geológicas (fallas representadas en color negro).
- **Anisotropía inducida por esfuerzos:** Cuando la corteza se encuentra sometida a un campo de esfuerzos, y siempre y cuando no se esté dentro de una estructura geológica regional, las fracturas tenderán a orientarse siguiendo un patrón paralelo al esfuerzo horizontal máximo (S_{Hmax}), de tal forma que los ejes rápidos de polarización de las ondas S se orientarán paralelos al esfuerzo horizontal máximo (S_{Hmax}). La Figura 16 corresponde a un mapa de la Isla Norte de Nueva Zelanda, en el cual se evidencia cómo los azimuts de polarización de las ondas S rápidas (color amarillo) tienden a orientarse paralelos a sub-paralelos a los esfuerzos horizontales máximos (color azul). En ella, además, se evidencia cómo la presencia de cuencas sedimentarias (recuadro 3) y de vulcanismo (recuadro 4) hace que cambie el azimut de polarización de las ondas S rápidas.

Figura 15. Mapa geológico del Macizo Cantábrico, al Norte de España, representando anisotropía cortical atribuida a la ocurrencia de estructuras geológicas. Tomado de Acevedo, J.G. *et al.* (2020).



- **Anisotropía por ocurrencia de fluidos y anisotropía mixta:** La ocurrencia de fluidos dentro de fracturas (ej. hidrocarburos) y sistemas volcánicos (ej. fluidos magmáticos) contribuye a polarizar erráticamente las ondas S al interior de la corteza. La Figura 17 corresponde a dos mapas, uno correspondiente a los vectores de polarización de las ondas S en la corteza (izquierda) y a las orientaciones del esfuerzo horizontal máximo (S_{Hmax} , derecha) obtenidas a partir de los parámetros de anisotropía sísmica (φ y δt). Además, en ella se observa cómo hacia el occidente (en ambos mapas) cambian los azimuts de polarización y los esfuerzos horizontales máximos debido a la presencia de fluidos magmáticos alojados al interior del Sistema Volcánico Askja, en Islandia.

Figura 16. Mapa de la Isla Norte de Nueva Zelanda representando anisotropía cortical inducida principalmente por el campo de esfuerzos regional. Tomado de Zal, H. (2020).

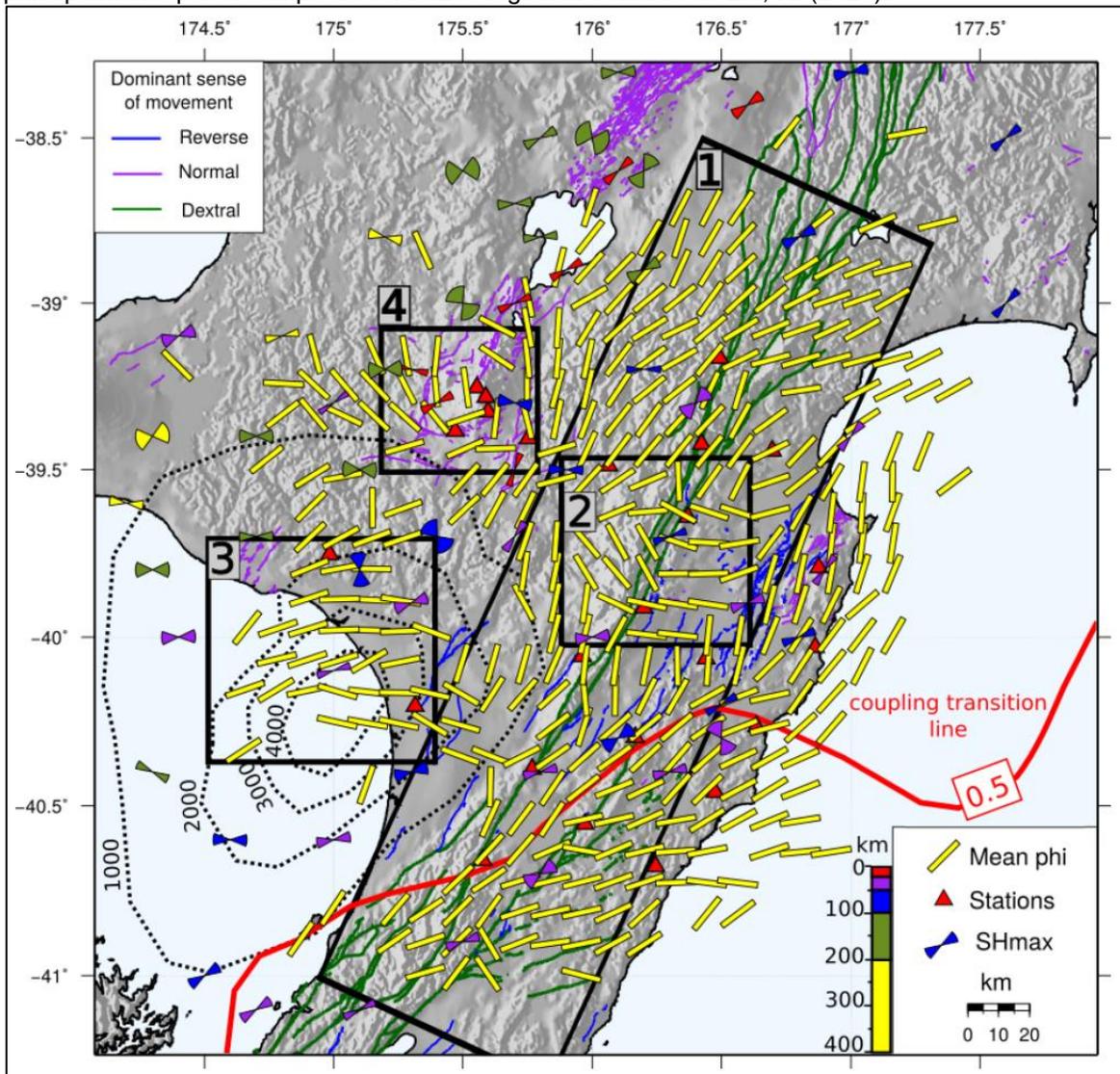
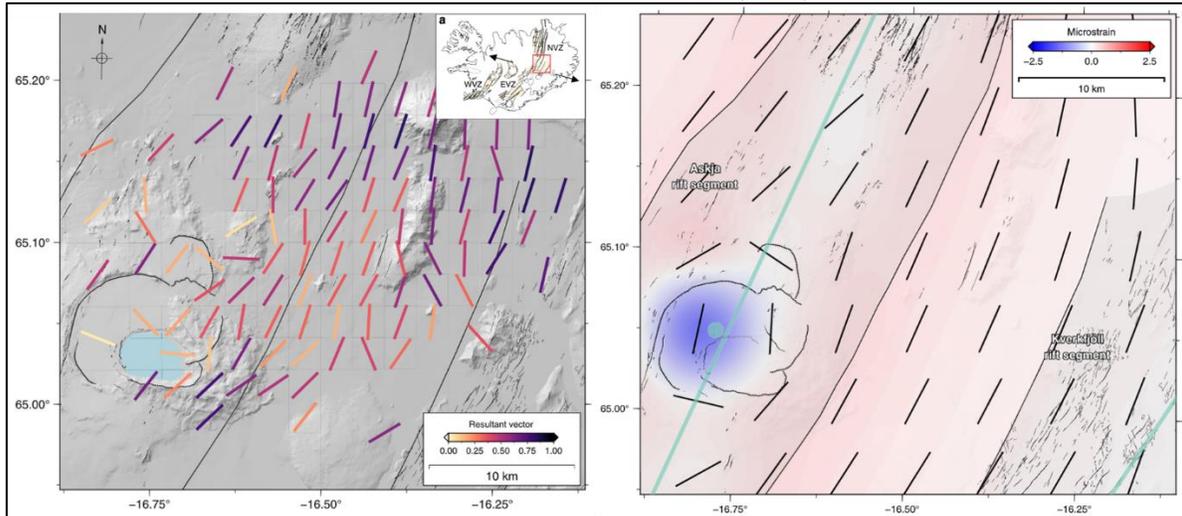


Figura 17. Mapas de los parámetros de anisotropía sísmica (izquierda) y del esfuerzo horizontal máximo (derecha) para una región en inmediaciones del Sistema Volcánico Askja, en la Zona Volcánica Norte de Islandia. Modificado de Bacon, C. A. *et al.* (2022).

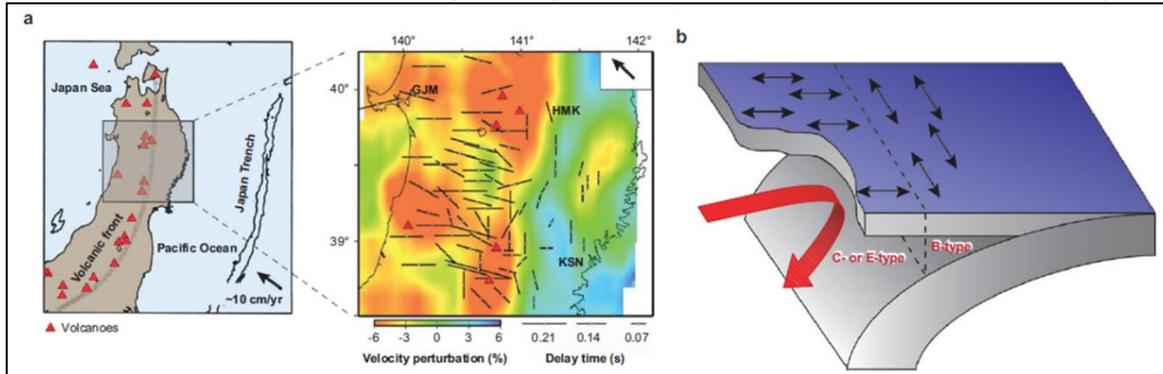


2.6. OBSERVACIONES DE ϕ Y δT EN SISMOLOGÍA Y ELABORACIÓN DE MODELOS TECTÓNICOS

A partir del estudio de las ondas sísmicas, se pueden hacer observaciones correspondientes a las direcciones preferenciales de propagación de las ondas rápidas polarizadas, se pueden estimar las diferencias de arribos de las ondas polarizadas en las estaciones sísmicas (tiempo de retardo), y se pueden hacer imágenes tomográficas para ver cómo se propagan, de manera diferenciada, las ondas polarizadas al interior del planeta.

En la Figura 18, se muestra un detalle de un mapa de perturbación de velocidad sísmica al norte de Japón. Allí, los vectores muestran el azimut de la dirección de viaje de las ondas S rápidas. Si se observa con detalle, a medida que se acerca a la Fosa Japón al E, los vectores tienden a ser paralelos a la orientación de la fosa (N-S). Sin embargo, a medida que se aleja al W, estos vectores tienden a ser perpendiculares a la dirección de la fosa. Esto se debe a los cambios en las distintas fábricas minerales del olivino, respondiendo a distintas condiciones de esfuerzo, temperatura y contenido de agua en la zona de subducción. Estos cambios de fábrica se ven claramente en el mapa de perturbación de velocidad, donde colores azules-verdes-morados son la polarización N-S de las ondas rápidas, y los colores rojo-anaranjado-amarillo son la polarización E-W de las ondas rápidas.

Figura 18. Detalle de la anisotropía sísmica al norte de Japón (izquierda), plasmando los vectores de polarización de las ondas rápidas. Las fábricas minerales del Olivino, y su cambio, se reconocen en una zona de subducción (derecha). Modificado de Karato, S. *et al.* (2008).



También a partir de las observaciones sismológicas se puede llegar a establecer la ocurrencia de las distintas fábricas de minerales anisotrópicos en distintos ambientes geotectónicos. Por ejemplo, en la Figura 19, se muestra la ocurrencia de distintas fábricas del Olivino (Karato *et al.*, 2008). Allí se observa que las fábricas tipo A se encuentran principalmente en la litósfera continental y oceánica; las fábricas tipo B se encuentran en la litósfera continental y entre la cuña mantélica y el canal de subducción; las fábricas tipo C se encuentran en la astenósfera (incluyendo plumas mantélicas y cuña mantélica) y en la litósfera continental; las fábricas tipo D se encuentran en la litósfera continental y oceánica; y las fábricas tipo E se encuentran en la astenósfera.

De igual forma, a partir de observaciones sismológicas se pueden hacer estimaciones de los parámetros de anisotropía sísmica con la finalidad de conocer la polarización de las ondas sísmicas en la corteza a través de grandes sistemas de fallas regionales, de conocer la deformación como resultado del campo de esfuerzos regional producido por el movimiento y la interacción de las placas tectónicas (a una escala regional), y de conocer cómo los fluidos alojados en la corteza pueden contribuir a generar cambios en los patrones regionales de polarización de las ondas S (patrones generados por anisotropía estructural y/o inducida por esfuerzos).

La Figura 20 corresponde a la interpretación de un modelo tectónico regional en Japón (derecha) en el cual se muestran las direcciones de flujo del material litosférico en un contexto geotectónico de zona de subducción. Allí, además, se muestran unos vectores (flechas azules) que representan las trayectorias de los rayos sísmicos desde su hipocentro (esferas amarillas), al igual que unos elipsoides contenidos en esos rayos (color anaranjado) cuyos ejes largos representan la dirección de polarización de las ondas rápidas S (a partir de los parámetros ϕ , se lograron establecer las direcciones de flujo del material litosférico, tanto en la placa que subduce, como en la cuña del manto). La interpretación se realizó a partir de la obtención de los parámetros ϕ y δt considerando, tanto estimaciones en estaciones subaéreas (izquierda), como en estaciones subacuáticas (centro).

Figura 19. Ambientes geotectónicos donde ocurren las distintas fábricas minerales del Olivino, a partir de observaciones sismológicas. Tomado de Karato, S. *et al.* (2008).

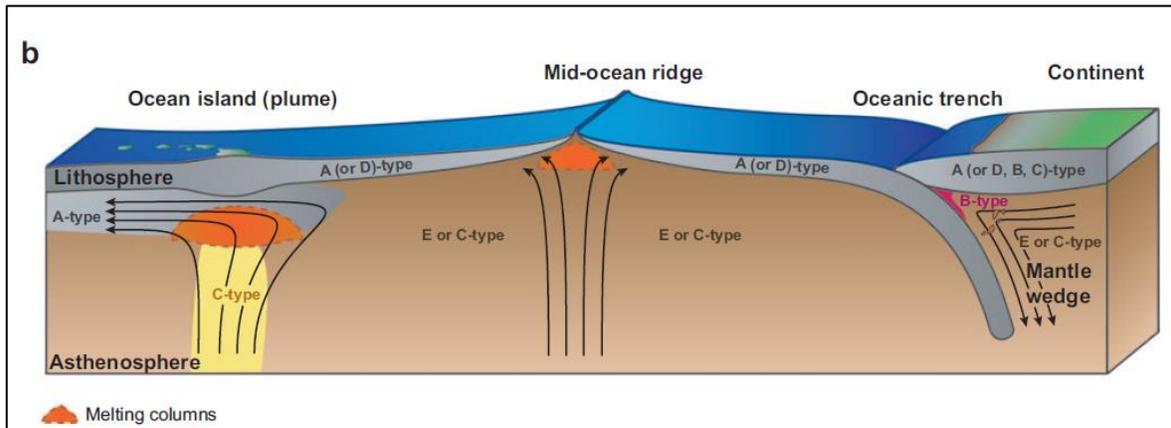
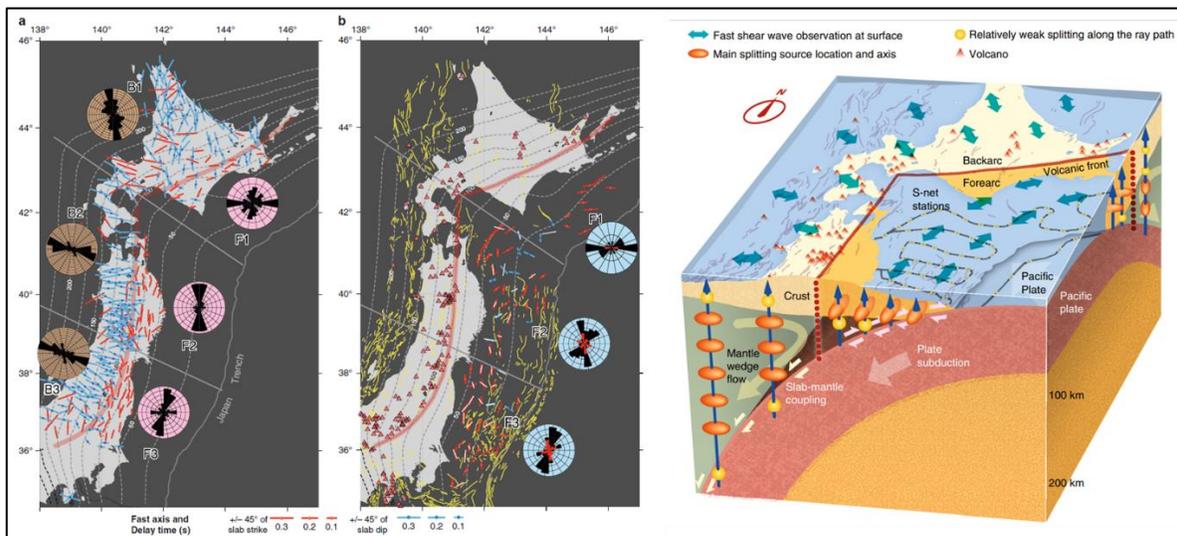


Figura 20. Elaboración de un modelo tectónico a partir de estimaciones de los parámetros de anisotropía sísmica en Japón. Modificado de Uchida, N. *et al.* (2020).



3. METODOLOGÍA

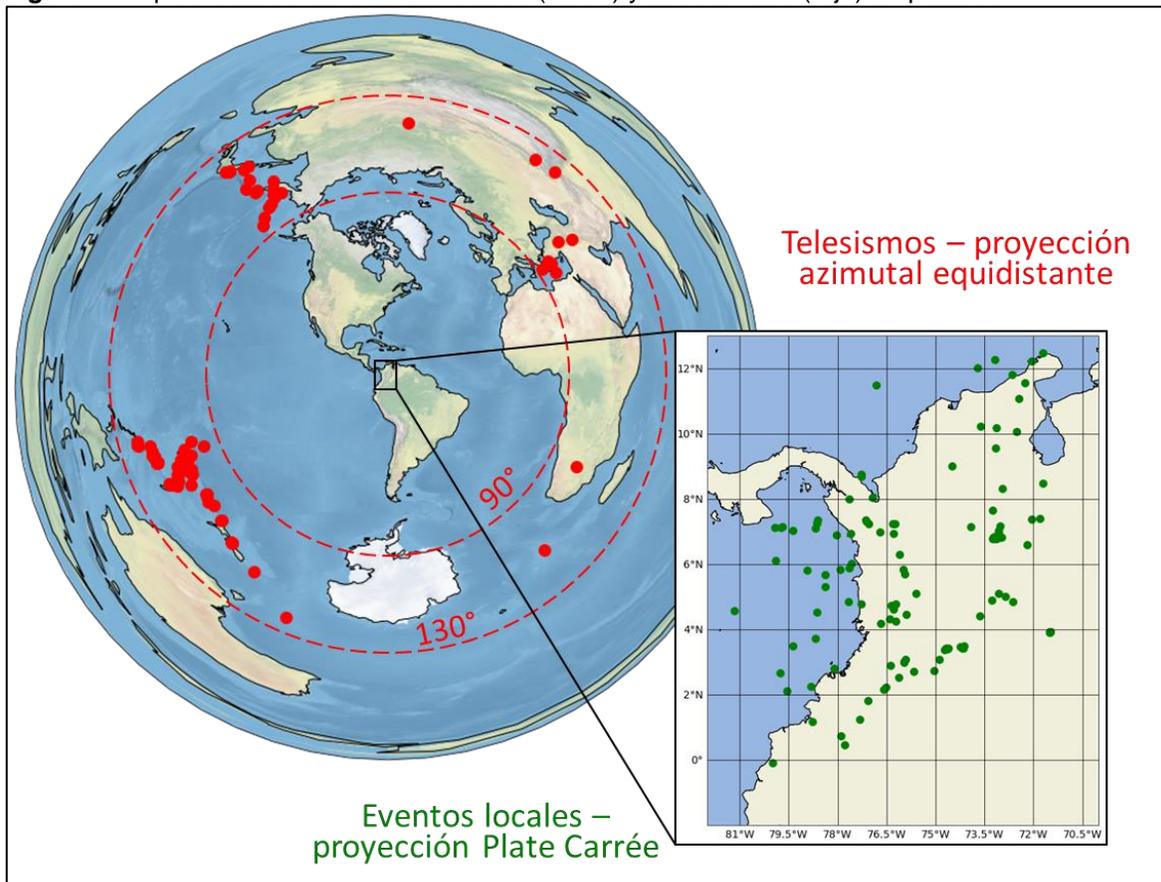
La metodología de esta investigación consistió en las siguientes etapas:

3.1. DESCARGA DE FORMAS DE ONDA Y DATOS DE EVENTOS SÍSMICOS

La búsqueda de formas de onda fue llevada a cabo en el catálogo sísmico de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC), administrado por el Servicio Geológico Colombiano.

Los datos buscados fueron registrados en las estaciones sísmicas de la red, comprendiendo un tiempo de registro entre 01/01/2016, a las 00:00 horas, y 31/12/2021, a las 23:59 horas. Las formas de onda de los eventos sísmicos fueron descargadas en formato MINISEED. Los eventos corresponden a 181 eventos locales (de magnitud mayor a 4.5 y profundidad mayor o igual a 70 km), y a 86 eventos telesísmicos (de magnitud mayor o igual a 6.5 y distancia hipocentral entre 90-130°), eventos registrados en un total de 104 estaciones sísmicas. Los epicentros de los eventos se representan en la Figura 21 (en color verde, los eventos locales y, en color rojo, los eventos telesísmicos).

Figura 21. Epicentros de los eventos locales (verde) y telesísmicos (rojo) empleados.

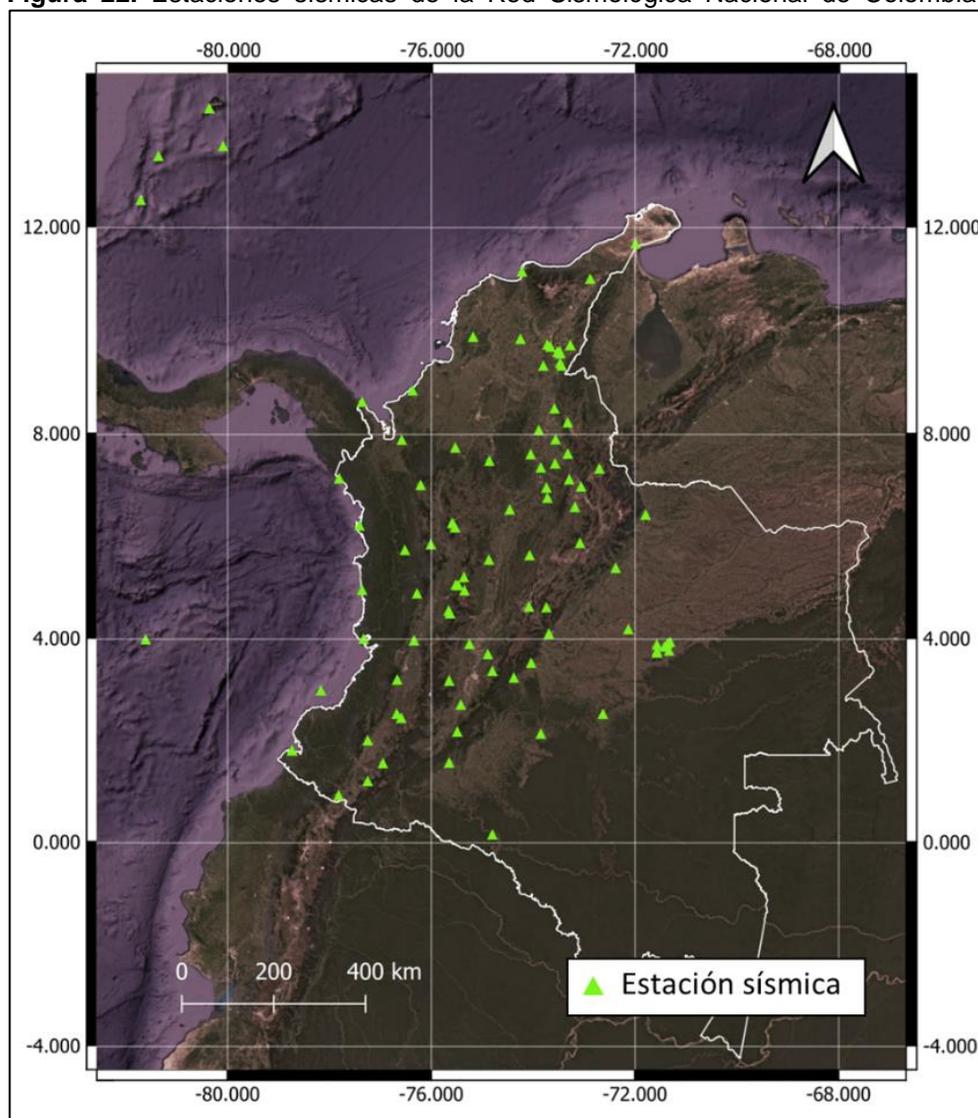


Los datos correspondientes al hipocentro, profundidad, magnitud, longitud y latitud de los eventos locales fueron buscados en el catálogo sísmico de la RSN. Por su parte, los datos correspondientes a las mismas variables, pero de los eventos telesísmicos, fueron buscados en los portales de SAGE (antes conocida como IRIS) y GFZ-Potsdam.

En total, se descargaron 12211 archivos de formas de onda en formato MINISEED para los eventos locales, y 5740 archivos de formas de onda en formato MINISEED para los eventos telesísmicos, siendo el total de archivos de 17951.

Las estaciones sísmicas en las cuales se registraron los eventos se representan en la Figura 22.

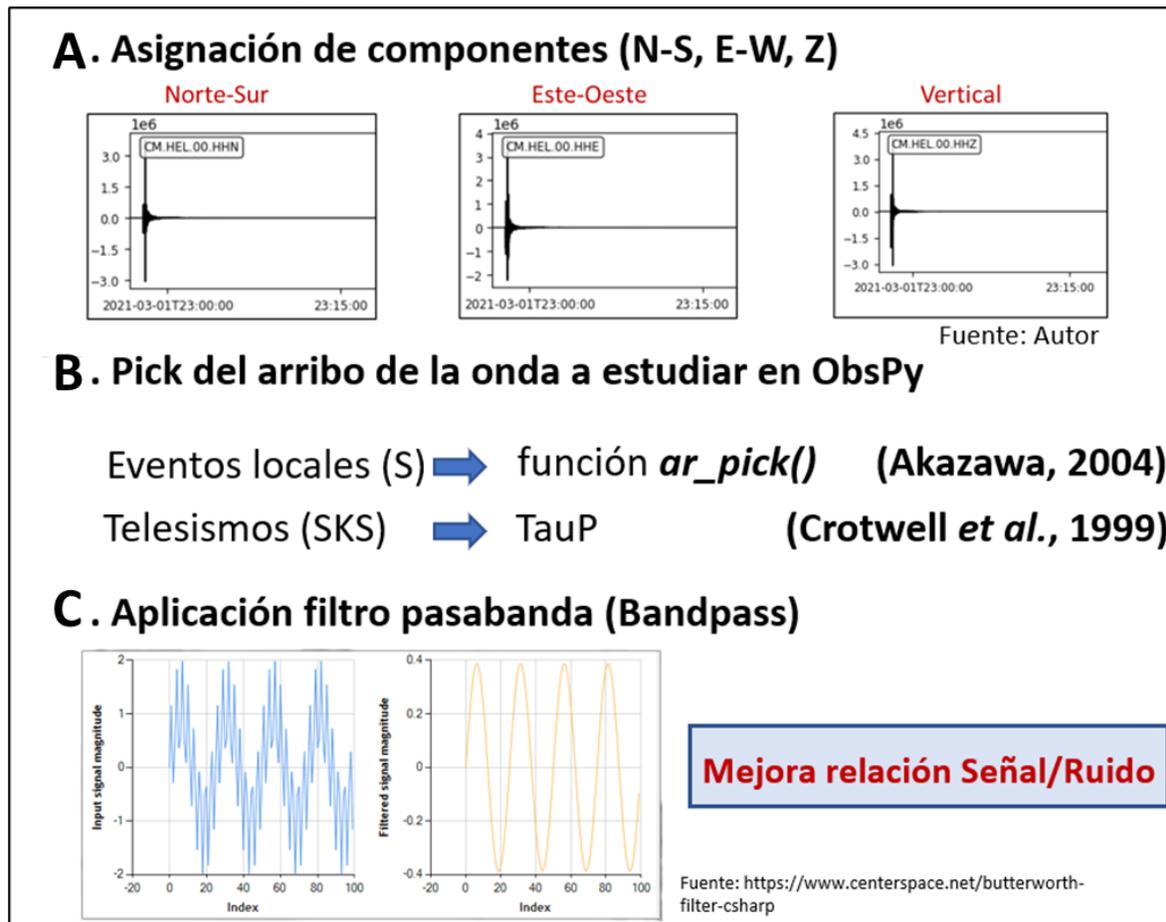
Figura 22. Estaciones sísmicas de la Red Sismológica Nacional de Colombia.



3.2. PREPARACIÓN DE LAS FORMAS DE ONDA

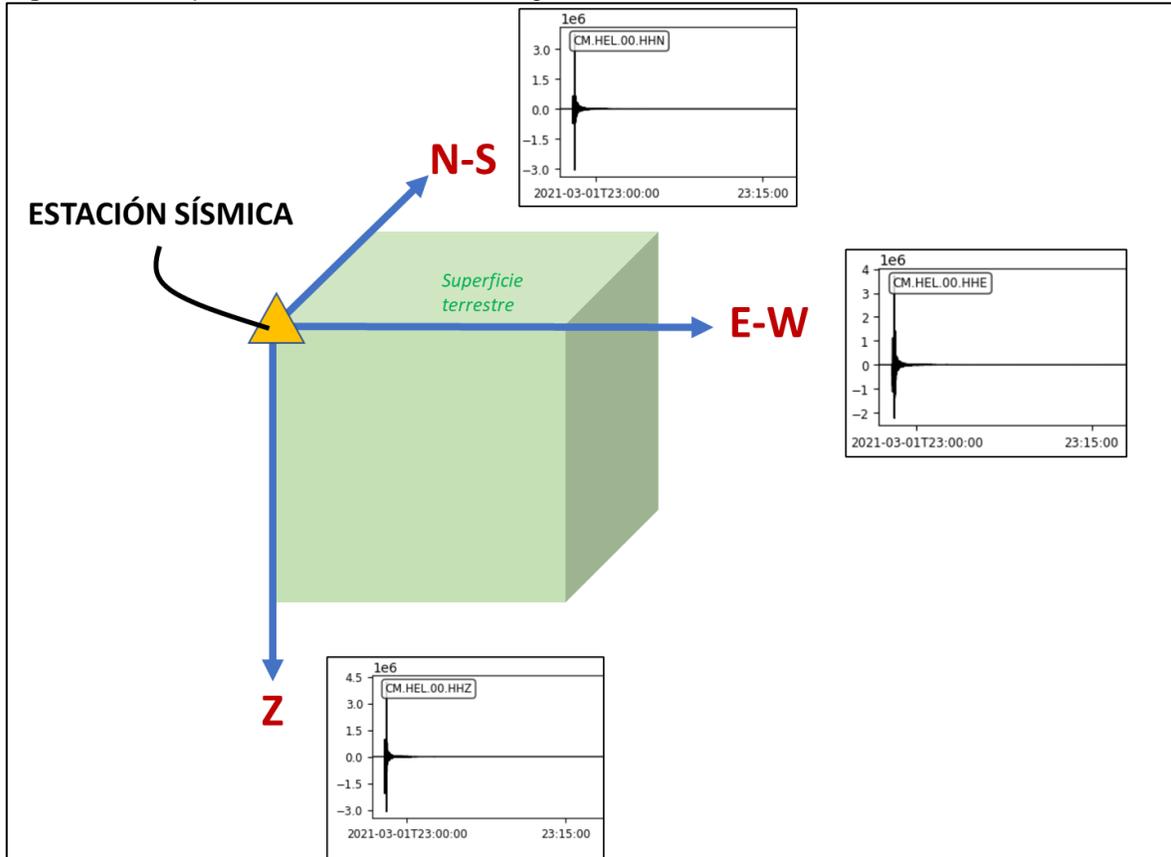
El primer paso para preparar los datos consistió en clasificar los archivos MINISEED por estaciones. Luego, empleando las funciones del paquete ObsPy (ambiente Python), se asignaron las componentes de cada archivo (Norte-Sur, Este-Oeste, Vertical), se recolectaron los tiempos de arribo de las fases sísmicas de interés (para las fases S de los eventos locales, se empleó la función `ar_pick()` de ObsPy (Akazawa, 2004); y para las fases SKS de los eventos telesísmicos, se calcularon los tiempos de arribos teóricos empleando TauP en ObsPy (Crotwell *et al.*, 1999), para luego obtener el tiempo teórico de arribo de las fases SKS). Posteriormente, se aplicaron filtros Butterworth-Pasabanda a las señales sísmicas con la finalidad de mejorar la relación señal/ruido (en el caso de los eventos locales, se aplicó un filtro con un rango de frecuencia de 0.1-2 Hz; en el caso de los eventos telesísmicos, se aplicó un filtro con un rango de frecuencia de 0.05-0.3 Hz). Los pasos por seguir en esta etapa se ilustran en la Figura 23.

Figura 23. Pasos por seguir en la etapa de preparación de las formas de onda.



Adicionalmente, en la Figura 24 se muestran las tres diferentes componentes en las cuales se registran los eventos en las estaciones sísmicas: Norte-Sur (N-S), Este-Oeste (E-W) y Vertical (Z).

Figura 24. Componentes en las cuales se registran los eventos sísmicos en una estación sísmica.



3.3. ESTIMACIÓN DE LOS PARÁMETROS DE ANISOTROPÍA SÍSMICA: MÉTODO DE EIGENVALORES

Esta etapa es la más larga, y comprende la estimación de los parámetros ϕ , correspondiente al azimut de polarización de la onda S rápida, y δt , correspondiente al tiempo de retardo acumulado entre la onda S rápida y la onda S lenta. Se realizó mediante el uso del paquete de libre acceso SplitWavePy (ambiente Python), empleando el Método de Eigenvalores (Silver y Chan, 1991). Con ese método, se buscó encontrar el par de ϕ , δt que mejor linealizara el movimiento de una partícula en el plano N-S vs. E-W (este método emplea dos de las tres componentes de cada registro en formato MINISEED).

La Ecuación 1 corresponde a la función de una onda de cizalla que llega a la superficie atravesando un medio isotrópico y homogéneo. Por su parte, la Ecuación

2 corresponde a la función de una onda de cizalla que ha sido polarizada en dos componentes ortogonales entre sí.

Ecuación 1. Función de una onda de cizalla ("shear wave"). Tomado de Silver, P. G. y Chan, W. W. (1991).

$$u(\omega) = w(\omega) * \exp[-i\omega T_o] \hat{p}$$

Donde:

$u(\omega)$ = Función de una onda de cizalla*

$w(\omega)$ = Función de ondícula

T_o = Tiempo en el cual la onda atraviesa una longitud L hasta llegar a superficie

\hat{p} = Vector unitario real apuntando en la dirección de desplazamiento

* Función vectorial de una onda de cizalla que viaja a través de un medio isotrópico, homogéneo, y que arriba a la superficie en un tiempo T_o luego de atravesar un rayo de longitud L .

Ecuación 2. Función de una onda de cizalla polarizada ("splitted shear wave"). Tomado de Silver, P. G. y Chan, W. W. (1991).

$$u_s(\omega) = w(\omega) * \exp[-i\omega T_o] \Gamma(\varphi, \delta t) \hat{p}$$

Donde:

$u_s(\omega)$ = Función de una onda de cizalla polarizada

Γ = Operador de polarización ("splitting operator")

φ = Azimut de polarización de la onda S rápida

δt = Tiempo de diferencia de arribo entre la onda S rápida y la onda S lenta

Matemáticamente, la polarización se da cuando se le aplica el operador de polarización o "Splitting Operator" a la función de una onda de cizalla (Ecuación 1). La expresión matemática del operador de polarización se representa en la Ecuación 3.

Con el Método de Eigenvalores, lo que se busca es encontrar el par de parámetros φ , δt que permitan regresar la Ecuación 3 a la Ecuación 2, es decir, buscar el operador de polarización inverso (Γ^{-1}).

Ahora bien, Γ^{-1} se encuentra cuando se computa la matriz que representa el movimiento de una partícula en 2D (componentes Norte-Sur y Este-Oeste, en este caso), ya que sus eigenvalores (λ_1 y λ_2) pueden ser usados como una medida de linealidad. Esta matriz corresponde a la matriz de covarianza, cuya ecuación se representa en la Ecuación 4.

Ecuación 3. Operador de polarización ("splitting operator"). Tomado de Silver, P. G. y Chan, W. W. (1991).

$$\Gamma = \exp \left[i\omega \frac{\delta t}{2} \right] \hat{f}\hat{f} + \exp \left[-i\omega \frac{\delta t}{2} \right] \hat{s}\hat{s}$$

Donde:

Γ = Operador de polarización ("splitting operator")

\hat{f} = Proyección de \hat{p} en la dirección de polarización de la onda rápida

\hat{s} = Proyección de \hat{p} en la dirección de polarización de la onda lenta

Ecuación 4. Expresión general de los términos de la matriz de covarianza que describe el movimiento de una partícula en un plano. Tomado de Silver, P. G. y Chan, W. W. (1991).

$$C_{ij}(\varphi, \delta t) = \int_{-\infty}^{\infty} u_i(t) u_j(t - \delta t) \delta t$$

Donde:

$C_{ij}(\varphi, \delta t)$ = Expresión de la matriz de covarianza en dos componentes

$u_i(t)$ = Función de la onda rápida

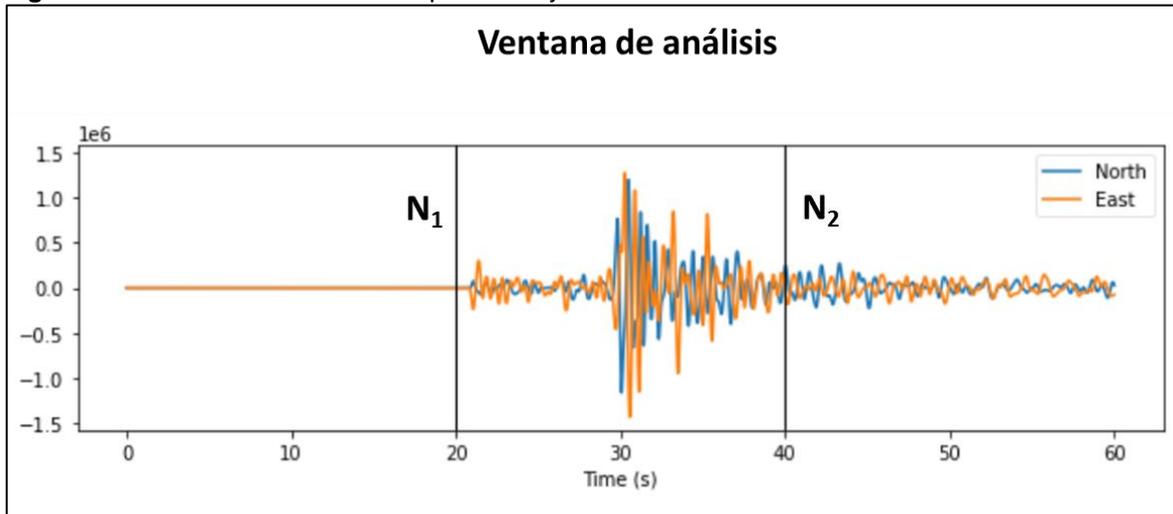
$u_j(t - \delta t)$ = Función de la onda lenta

En SplitWavePy, el Método de Eigenvalores se aplica a una ventana de tiempo definida (ventana de análisis), cuyo valor inicial se definió 10 segundos antes del arribo S (o SKS) picado previamente (en la etapa de preparación de las formas de onda), y cuyo valor final se definió 10 segundos después del arribo S (o SKS). Un ejemplo se evidencia en la Figura 25.

En el software, el método busca el par de φ , δt que mejor linealiza el movimiento de una partícula en un plano contenido en las componentes N-S y E-W. Para ello, hace una búsqueda de grilla donde se encuentra la mejor maximización del eigenvalor λ_1 y minimización del eigenvalor λ_2 (eigenvalores de la matriz de covarianza mostrada en la Ecuación 4), representado mediante el valor más alto (o color más cálido) en un mapa de calor de la relación λ_1/λ_2 . En el mapa de calor, adicionalmente, el software arroja un contorno negro que envuelve la mejor solución y el cual corresponde a un 95% de confianza de que la solución se encuentra contenida allí.

El Método de Eigenvalores se aplicó, tanto a las fases S de los eventos locales, como a las fases SKS de los eventos telesísmicos. En general, se hizo una selección manual de los parámetros, en la cual se descartaron todas las estimaciones de φ con errores mayores a 25° (Idárraga *et al.*, 2016). Para las fases S de eventos locales, se descartaron las estimaciones con error en δt mayor o igual a 0.6 s, y para las fases SKS de eventos telesísmicos, se descartaron las estimaciones con error en δt mayor o igual a 1 s (Idárraga *et al.*, 2016).

Figura 25. Ventana de análisis en SplitWavePy.

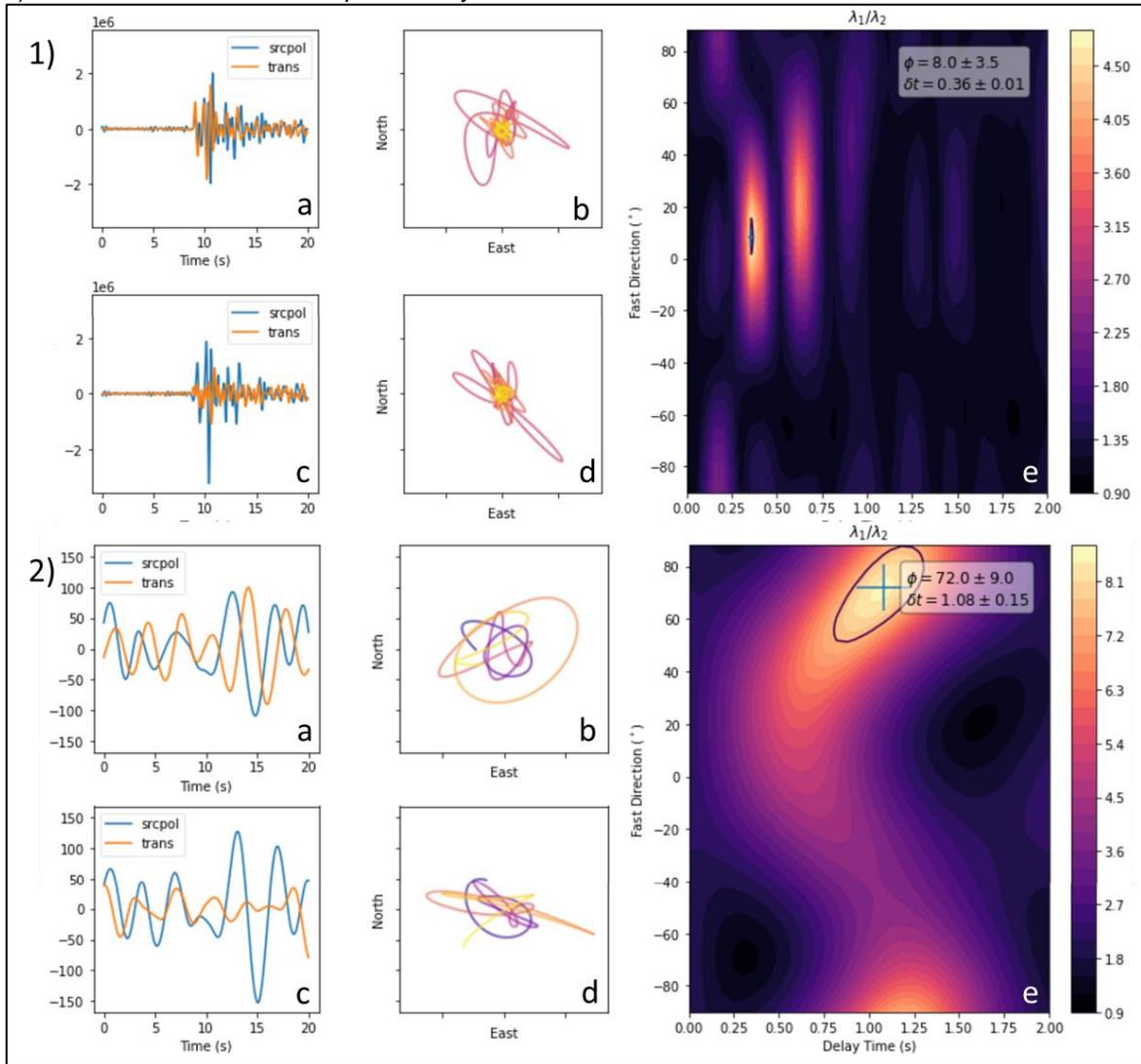


La Figura 26 corresponde a dos ejemplos de los resultados obtenidos en SplitWavePy para: 1) la fase S de un evento local registrado el 2018-07-19 en la estación ORTC; 2) la fase SKS de un evento telesísmico registrado el 2016-01-30 en la estación PAM. Para ambos casos, la imagen (a) corresponde a las formas de onda de las componentes N-S (azul) y E-W (anaranjado) registradas en la respectiva estación; la imagen (b) corresponde al movimiento superficial de partícula sin linealizar (antes de aplicar el Método de Eigenvalores); la imagen (c) corresponde a las formas de onda obtenidas luego de aplicar el Método de Eigenvalores (corresponden a las formas de onda que representan la mejor linealización del movimiento de la partícula en la superficie); la imagen (d) corresponde al movimiento de partícula linealizado (luego de aplicar el Método de Eigenvalores); y la imagen (e) corresponde al mapa de calor con los resultados de la estimación del par φ y δt que mejor linealiza el movimiento de la partícula (es decir, que mejor maximiza y minimiza los eigenvalores λ_1 y λ_2 , respectivamente).

Una vez obtenidos los pares de φ y δt de cada estimación individual, se procedió a apilar los datos para cada una de las estaciones sísmicas.

NOTA: Los códigos que muestran los flujos de trabajo en Python-Jupyter Notebooks para los puntos 3.2 y 3.3 de la metodología se encuentran en los anexos A (para eventos locales) y B (para telesismos), comprendiendo una integración de funciones de ObsPy y SplitWavePy en el procesamiento de las formas de onda.

Figura 26. Resultados gráficos de la estimación de los parámetros ϕ y δt para 1) un evento local y 2) un evento telúsmico en SplitWavePy.



3.4. APILAMIENTO DE LOS DATOS DE ϕ , δt : ESTADÍSTICA POLAR

Con la finalidad de obtener el par de ϕ , δt que mejor representa la anisotropía sísmica bajo cada estación sísmica, es necesario aplicar métodos estadísticos específicos. Para ello, se emplearon métodos de estadística polar establecidos por Mardia (2000) y Davis (2002), los cuales están basados en los trabajos de estadística de datos circulares de Fisher (p.e., 1993).

Considerando cada punto (C, S) en coordenadas circulares, su posición contempla un círculo de radio r , con un ángulo θ (Figura 27-a). Las componentes C y S de cada

estimación individual se calculan a partir de las expresiones matemáticas mostradas en la Ecuación 5.

Ecuación 5. Componentes C_i y S_i de un punto en un círculo. Tomado de: Davis, J. C. (2002).

$$C_i = r_i * \cos (\theta_i)$$

$$S_i = r_i * \text{sen} (\theta_i)$$

Donde:

i = Estimación individual de anisotropía (φ , δt)

C_i = Componente x del punto en coordenadas cartesianas

r_i = Radio del círculo

S_i = Componente y del punto en coordenadas cartesianas

$\theta_i = 90^\circ - \varphi$. Este ángulo debe ser convertido a radianes.

Para calcular los parámetros φ promedio, δt promedio, y sus respectivos errores promedio en cada estación sísmica, se debe considerar previamente lo siguiente:

- **Parámetro φ promedio:** Teniendo en cuenta que se trata de una orientación, más no de una dirección (Davis, 2002), el ángulo φ en radianes (θ_i) debe multiplicarse por dos (x2) antes de calcular las componentes C_i y S_i de cada estimación. Se asume, en este caso, que el círculo tiene un radio unitario ($r_i = 1$).
- **Parámetro δt promedio:** En este caso, se asume un vector con una dirección, (Davis, 2002), por lo que el ángulo φ en radianes (θ_i) no debe multiplicarse por dos (x2) como en el caso anterior. Además, el valor de r_i corresponde al parámetro δt individual.
- **Errores promedio en φ y δt :** Se calculan de forma similar al parámetro δt promedio. Los valores r_i corresponden a los errores en φ y δt , respectivamente.

La Ecuación 6 corresponde al cálculo del parámetro φ promedio, una vez se han calculado las componentes C_i y S_i de cada estimación individual.

La Ecuación 7 corresponde al cálculo del parámetro δt promedio y de los errores promedio en φ y δt una vez se han calculado las componentes C_i y S_i de cada estimación individual.

Ecuación 6. Cálculo del parámetro φ promedio. Tomado de Davis, J. C. (2002) y Mardia, K. V. (2000).

PARÁMETRO φ PROMEDIO:

$$C_{prom} = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N r_i * \cos(\theta_i)$$

$$S_{prom} = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N r_i * \text{sen}(\theta_i)$$

$$\theta_{prom} = \frac{1}{2} * \tan^{-1} \left(\frac{S_{prom}}{C_{prom}} \right)^*$$

$$\varphi_{prom} = 90^\circ - \theta_{prom}$$

Donde:

i = Estimación individual de anisotropía (φ , δt)

C_{prom} = Componente x promedio de la estación

S_{prom} = Componente y promedio de la estación

r_i = Radio del círculo (igual a 1)

N = Estimaciones totales en la estación sísmica

θ_{prom} = Ángulo promedio desde componente x. Se divide entre 2 por lo mismo que se trata de una orientación y no una dirección (Davis, 2002)

φ_{prom} = Azimut de polarización de la onda S rápida promedio para la estación sísmica

* A la hora de calcular el ángulo θ_{prom} , se debe tener en cuenta lo siguiente:

- ✓ Si C_{prom} es + y S_{prom} es +, se dejan las ecuaciones tal cual.
- ✓ Si C_{prom} es + y S_{prom} es -, se debe restar 180° al cálculo de φ_{prom} .
- ✓ Si C_{prom} es - y S_{prom} es +, se debe sumar π al término $\tan^{-1}(S_{prom}/C_{prom})$ (antes de multiplicar por $1/2$).
- ✓ Si C_{prom} es - y S_{prom} es -, se debe sumar π al término $\tan^{-1}(S_{prom}/C_{prom})$ (antes de multiplicar por $1/2$).

NOTA: θ_{prom} debe ser convertido de nuevo a grados antes de calcular φ_{prom} .

Ecuación 7. Cálculo del parámetro δt promedio, y de los errores promedio en φ y δt . Tomado de Davis, J. C. (2002) y Mardia, K. V. (2000).

PARÁMETRO δt PROMEDIO Y ERRORES PROMEDIO:

$$C_{prom} = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N r_i * \cos(\theta_i)$$

$$S_{prom} = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N r_i * \text{sen}(\theta_i)$$

$$r_{prom} = \sqrt{C_{prom}^2 + S_{prom}^2}$$

Donde:

i = Estimación individual de anisotropía (φ , δt)

C_{prom} = Componente x promedio de la estación

S_{prom} = Componente y promedio de la estación

r_i = Radio del círculo (correspondiente al valor δt_i , error en valor φ_i , o error en *valor* δt_i)

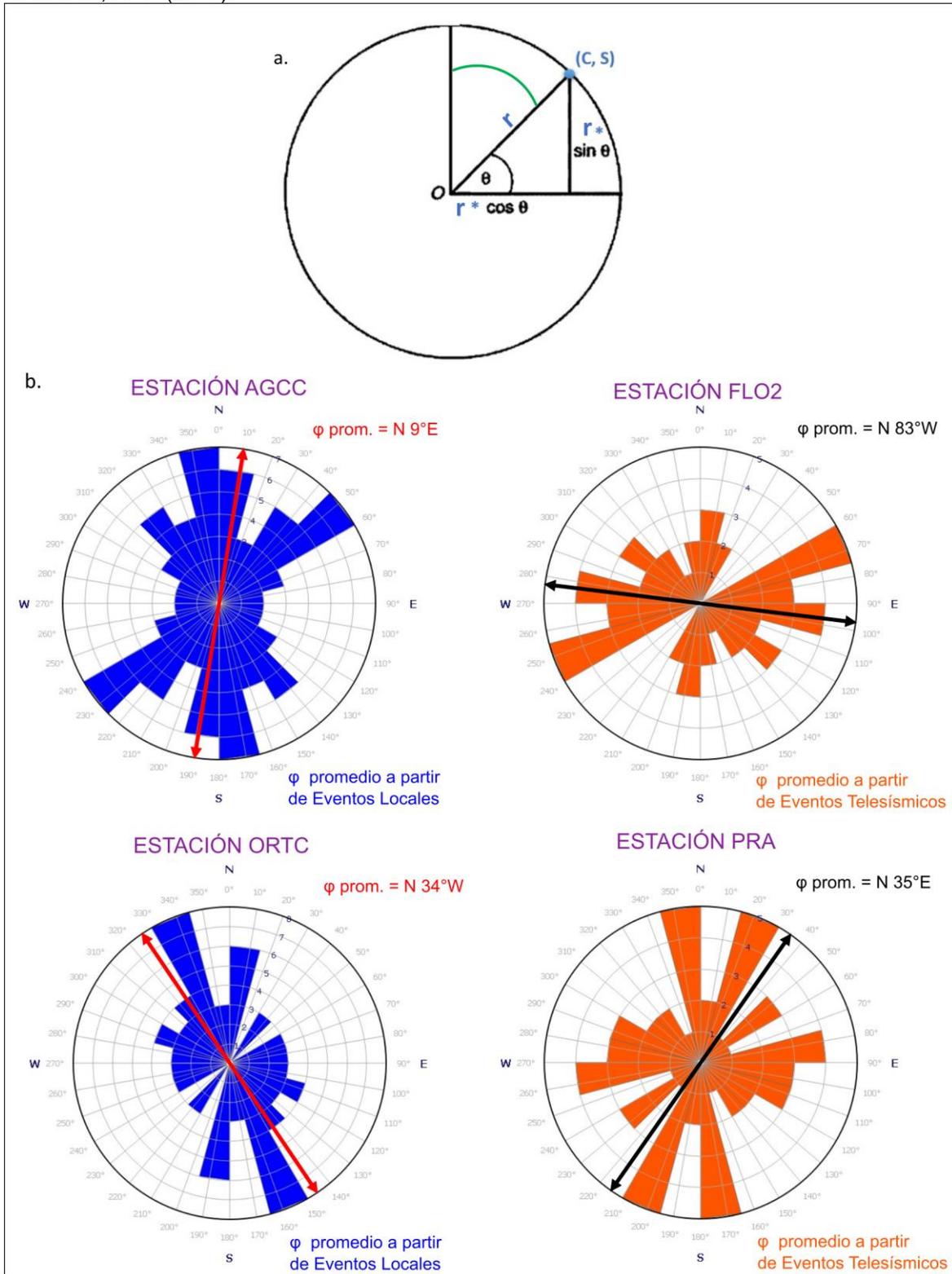
N = Estimaciones totales en la estación sísmica

r_{prom} = δt promedio, error promedio en φ , o error promedio en δt .

Para obtener un histograma polar de cada estación sísmica, se empleó el software GeoRose 0.5.1.

La Figura 27 corresponde a: a. un esquema circular donde se representa un punto (C, S) en un círculo de radio r . Adicionalmente, se muestran los ángulos θ y φ ; b. la representación en el software GeoRose de histogramas polares que poseen las estimaciones individuales del parámetro φ a partir de las fases S de eventos locales y fases SKS de eventos telesísmicos registrados en algunas de las estaciones estudiadas (AGCC, FLO2, ORTC y PRA). Allí, en cada histograma, la flecha indica la orientación o valor promedio del parámetro φ .

Figura 27. Esquemas representando la estadística circular aplicada en la investigación. Modificado de Mardia, K. V. (2000).



3.5. ELABORACIÓN DE MAPAS Y TABLAS DE LOS PARÁMETROS DE ANISOTROPÍA SÍSMICA

A partir de los resultados obtenidos, se elaboraron distintos mapas de anisotropía en los softwares QGIS e Inkscape para las estimaciones realizadas a partir de las fases S de los eventos locales y a partir de las fases SKS de los eventos telesísmicos. Posteriormente, en tablas, se reportaron los valores promedio obtenidos para cada una de las estaciones pertenecientes a la Red Sismológica Nacional de Colombia (ver resultados).

A la hora de elaborar los mapas, se representaron los parámetros ϕ y δt promedio obtenidos mediante estadística circular. Debido a que la incertidumbre puede ser alta en cada estación, se debe tener cuidado de graficar el valor exacto de ϕ promedio cuando las distribuciones en los histogramas polares (Figuras 28 y 29) no son unimodales (Bacon *et al.*, 2022).

Ahora bien, una alta incertidumbre en los valores de ϕ puede ser atribuida a pequeñas rotaciones locales en el campo de esfuerzo, las cuales generan amplios rangos de los valores de ϕ para cada estación sísmica (Bacon *et al.*, 2022). Sin embargo, para fines prácticos de esta investigación, y con el objetivo de facilitar la definición visual de las relaciones con los rasgos tectónicos regionales, se graficó únicamente el valor promedio de ϕ en los mapas. Eso sí, teniendo en cuenta las distribuciones bimodales en algunas de las estaciones a la hora de realizar las interpretaciones.

3.6. DEFINICIÓN DE LAS RELACIONES ENTRE LOS PARÁMETROS DE ANISOTROPÍA SÍSMICA OBTENIDOS Y LOS ASPECTOS TECTÓNICOS REGIONALES DE LA ESQUINA NOROCCIDENTAL DE SURAMÉRICA

Empleando los mismos softwares, se elaboraron múltiples mapas que permitieron definir las relaciones entre los parámetros promedio de anisotropía sísmica (ϕ , δt) teniendo en cuenta aspectos como la orientación y la densidad de las estructuras geológicas de extensión local y regional (fallas), las direcciones de flujo del material cortical y astenosférico (relacionadas con el campo de esfuerzos regional y con la deformación a la cual son sometidos los minerales anisotrópicos bajo las losas que subducen), la topografía y la presencia de fluidos (por ejemplo, por vulcanismo) (ver resultados).

Al igual que en la elaboración de los mapas de resultados generales, se tuvo en cuenta la incertidumbre en el valor promedio del parámetro ϕ . Si bien se graficó únicamente el valor promedio de ϕ en los mapas, se tuvieron en cuenta las distribuciones bimodales en algunas de las estaciones (Figuras 28 y 29) a la hora

de realizar las interpretaciones y de establecer las relaciones visuales con los rasgos tectónicos mencionados con anterioridad.

Al final, se elaboró un modelo tectónico integrado y actualizado para la esquina noroccidental de Suramérica. Este modelo considera las estimaciones obtenidas en esta investigación tanto para la corteza como para el manto astenosférico bajo las losas que subducen, en conjunto con otros trabajos enfocados en estudiar la geometría de la subducción y la anisotropía sísmica en la región.

4. RESULTADOS

Los resultados de esta investigación se dividen en las siguientes partes:

4.1. PARÁMETROS PROMEDIO DE ANISOTROPÍA SÍSMICA

En este apartado, se muestran las tablas promedio de las estimaciones de φ y δt para Colombia. En general, de 104 estaciones existentes entre 2016 y 2021, se registraron eventos en 96 de ellas.

4.1.1. Parámetros φ y δt estimados a partir de las fases S de eventos locales

Los valores promedio de φ , error en φ , δt y error en δt obtenidos a partir de la polarización de las fases S de eventos locales se listan para cada una de las estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia en la Tabla 1.

4.1.2. Parámetros φ y δt estimados a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos

Los valores promedio de φ , error en φ , δt y error en δt obtenidos a partir de la polarización de las fases SKS de eventos telesísmicos se listan para cada una de las estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia en la Tabla 2.

4.1.3. Histogramas polares del parámetro φ para cada estación

Los histogramas polares que representan todas las estimaciones de φ , y el valor promedio de φ , para cada estación sísmica, se muestran en las Figuras 28 y 29. En ambas figuras, los histogramas azules corresponden a las estimaciones a partir de las fases S de eventos locales, mientras que los histogramas anaranjados corresponden a las estimaciones a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos.

Para visualizar con mayor detalle los histogramas polares obtenidos para cada estación, remitirse al Anexo D.

Tabla 1. Parámetros promedio por estación - Fases S de eventos locales.

PARÁMETROS PROMEDIO POR ESTACIÓN - FASES S DE EVENTOS LOCALES								
ESTACIÓN	LATITUD (°)	LONGITUD (°)	ELEVACIÓN (m)	φ (°)	ERROR φ (°)	δt (s)	ERROR δt (s)	NÚMERO MEDICIONES (N)
AGCC	8.51	-73.58	457	9	7.36	0.39	0.08	49
APAC	7.9	-76.58	104	-40	6.29	0.41	0.05	70
ARGC	9.86	-74.25	187	84	5.25	0.32	0.07	58
ARMEC	4.56	-75.66	1554	-51	6.11	0.30	0.04	15
BAR2	6.59	-73.18	1864	41	6.73	0.40	0.04	80
BBAC	2.02	-77.25	1713	12	7.26	0.43	0.13	58
BET	2.72	-75.42	540	42	5.28	0.28	0.05	50
BOG	4.64	-74.08	2584	-56	5.09	0.35	0.02	4
BRJC	6.97	-73.74	108	14	6.07	0.25	0.06	61
CAP2	8.64	-77.36	221	-17	6.72	0.41	0.07	31
CBOC	5.86	-76.01	1401	-34	7.60	0.42	0.08	52
CCALA	4.51	-75.63	1795	8	6.88	0.21	0.04	21
CHI	4.63	-73.74	3140	-87	4.89	0.30	0.06	64
CLBC	3.38	-74.8	785	34	5.17	0.26	0.04	21
CLEJA	3.54	-74.04	749	1	4.84	0.36	0.07	26
CPOP2	2.46	-76.59	1764	22	6	0.97	0.01	1
CRJC	11.02	-72.88	827	9	6.81	0.42	0.08	43
CRU	1.57	-76.95	2761	-78	5.03	0.25	0.04	12
CUM	0.94	-77.82	3420	-38	5.07	0.41	0.03	9
DBB	7.02	-76.21	756	-63	4.81	0.30	0.08	42
DRL01	9.71	-73.66	68	10	5.99	0.39	0.04	50
DRL02	9.74	-73.27	140	-3	7.22	0.48	0.07	44
DRL03	9.39	-73.47	86	-3	5.69	0.35	0.06	25
DRL04	9.61	-73.52	81	42	5.99	0.36	0.05	24
DRL05	9.62	-73.48	89	26	8.29	0.37	0.07	24
DRL06	9.58	-73.47	81	45	3.99	0.48	0.04	17
EZNC	7.63	-73.32	479	-13	8.29	0.34	0.08	36
FLO2	1.58	-75.65	365	-6	9.82	0.51	0.12	43
GARC	2.19	-75.49	1999	-29	5.41	0.44	0.06	51
GR1C	3	-78.17	39	16	7.01	0.40	0.10	17
GUA	2.54	-72.63	217	-88	3.70	0.30	0.04	29
GUY2C	5.22	-75.36	3605	-85	4.59	0.29	0.06	46
HEL	6.19	-75.53	2857	-63	4.99	0.36	0.05	31
JAMC	3.21	-76.67	1760	60	5.19	0.31	0.05	23
LCBC	8.86	-76.37	75	-47	6.75	0.27	0.08	38
LL1C	9.61	-73.52	49	9	8.95	0.43	0.10	8
LL5C	9.75	-73.72	32	73	6.21	0.28	0.09	8
LL6C	9.74	-73.27	158	28	9.46	0.39	0.05	6
LL7C	9.34	-73.44	140	-34	5.33	0.53	0.05	18
LL8C	9.34	-73.8	58	-32	5.35	0.37	0.07	31
MACC	2.15	-73.85	283	64	6.29	0.51	0.08	52
MAL	4.01	-77.33	112	40	5.96	0.37	0.08	14
MAP	4	-81.61	137	36	6.07	0.52	0.02	2
MEDEC	6.28	-75.59	1552	-86	2.20	0.46	0.03	3
NIZA	5.06	-75.47	2240	48	5.50	0.34	0.04	35
NOR	5.56	-74.87	536	24	5.94	0.35	0.08	50
OCA	8.24	-73.32	1264	88	4.83	0.32	0.05	42

PARÁMETROS PROMEDIO POR ESTACIÓN - FASES S DE EVENTOS LOCALES								
ESTACIÓN	LATITUD (°)	LONGITUD (°)	ELEVACIÓN (m)	φ (°)	ERROR φ (°)	δt (s)	ERROR δt (s)	NÚMERO MEDICIONES (N)
ORTC	3.91	-75.25	446	-34	7.01	0.43	0.07	40
PAL	4.9	-76.28	675	52	5.40	0.30	0.06	40
PAM	7.34	-72.7	3676	-37	6.77	0.42	0.08	58
PAS2	1.22	-77.25	2641	-84	6.68	0.46	0.13	5
PDSC	6.99	-73.06	958	-4	3.45	0.41	0.02	30
PGA1	3.74	-71.57	186	9	10.11	0.43	0.10	7
PGA1B	3.77	-71.57	218	64	4.92	0.32	0.05	39
PGA3	3.9	-71.57	191	87	2.41	0.22	0.02	58
PGA4	3.86	-71.42	189	90	5.10	0.26	0.05	29
PGA5	3.95	-71.31	204	64	6.83	0.68	0.07	10
PGA5B	3.92	-71.36	198	56	5.66	0.43	0.02	42
PGA6	3.78	-71.33	177	28	6.31	0.38	0.10	19
PIZC	4.97	-77.36	38	-46	6.45	0.36	0.08	34
PLNC	3.19	-75.65	1229	69	7.32	0.50	0.07	3
POP2	2.54	-76.68	1869	77	4.21	0.33	0.09	46
PRA	3.71	-74.89	457	15	6.82	0.39	0.08	63
PRV	13.38	-81.36	38	-71	6.70	0.32	0.08	28
PTA	7.15	-77.81	78	-41	6.03	0.38	0.09	22
PTB	6.54	-74.46	260	-3	6.77	0.38	0.08	69
PTGC	4.2	-72.13	170	6	7.25	0.38	0.08	43
PTLC	0.17	-74.8	240	-35	7.66	0.37	0.07	21
QUBC	5.75	-76.52	92	49	5.58	0.39	0.15	12
RECR	4.96	-75.35	4136	-4	6.80	0.30	0.06	31
RNCC	13.57	-80.09	3	-76	4.76	0.26	0.03	11
RUS	5.89	-73.08	3697	63	6.45	0.30	0.07	61
SAIC	12.54	-81.71	31	-61	5.61	0.42	0.04	6
SERC	14.29	-80.36	0	54	7.32	0.39	0.15	9
SJC	9.9	-75.18	596	27	6.70	0.44	0.06	53
SMAR	11.16	-74.22	122	3	8.67	0.28	0.06	33
SNPBC	7.62	-74.05	149	-79	5.99	0.27	0.07	31
SOL	6.23	-77.41	38	86	6.10	0.34	0.08	17
SPBC	5.65	-74.07	783	3	7.27	0.41	0.05	48
TAM	6.44	-71.79	462	16	5.78	0.27	0.06	58
TUM	1.82	-78.73	50	81	4.86	0.22	0.05	14
URE	7.75	-75.53	251	-45	6.41	0.33	0.07	48
URI	11.7	-71.99	68	59	4.80	0.37	0.04	47
URMC	3.25	-74.38	725	-20	7.05	0.56	0.06	38
VIL	4.11	-73.69	1109	44	6.70	0.43	0.13	46
VMM05	7.91	-73.56	86	-4	6.58	0.33	0.08	38
VMM07	7.36	-73.85	91	18	7.88	0.42	0.11	50
VMM09	7.13	-73.29	1079	9	5.16	0.31	0.06	63
VMM10	6.77	-73.72	165	-49	5.72	0.29	0.07	46
VMM11	7.44	-73.57	84	-3	7.52	0.36	0.07	44
VMM12	8.09	-73.89	66	24	6.46	0.42	0.07	34
YOT	3.98	-76.34	1040	-7	5.98	0.37	0.13	38
YPLC	5.4	-72.38	696	-30	8.01	0.46	0.09	23
ZAR	7.49	-74.86	205	29	5.06	0.38	0.06	49

Tabla 2. Parámetros promedio por estación - Fases SKS de eventos telosísmicos.

PARÁMETROS PROMEDIO POR ESTACIÓN - FASES SKS DE EVENTOS TELESISMICOS								
ESTACIÓN	LATITUD (°)	LONGITUD (°)	ELEVACIÓN (m)	φ (°)	ERROR φ (°)	δt (s)	ERROR δt (s)	NÚMERO MEDICIONES (N)
AGCC	8.51	-73.58	457	-55	8.72	1.17	0.18	30
APAC	7.9	-76.58	104	-19	9.52	1.34	0.19	27
ARGC	9.86	-74.25	187	-33	11.47	1.23	0.22	33
BAR2	6.59	-73.18	1864	11	11.85	1.29	0.20	5
BBAC	2.02	-77.25	1713	-34	12.18	1.07	0.26	4
BET	2.72	-75.42	540	-68	8.09	1.0	0.18	23
BOG	4.64	-74.08	2584	-32	9.50	1.44	0.33	1
BRJC	6.97	-73.74	108	-62	8.03	1.04	0.16	19
CAP2	8.64	-77.36	221	-87	7.86	1.03	0.20	11
CBOC	5.86	-76.01	1401	-24	10.64	1.50	0.27	23
CHI	4.63	-73.74	3140	-36	9.76	1.09	0.21	34
CRJC	11.02	-72.88	827	72	8.73	1.14	0.18	31
CUM	0.94	-77.82	3420	61	13.18	1.84	0.40	2
DBB	7.02	-76.21	756	-52	7.72	1.22	0.15	16
DRL01	9.71	-73.66	68	-24	8.30	1.23	0.15	14
DRL02	9.74	-73.27	140	49	9.36	1.26	0.15	16
DRL03	9.39	-73.47	86	-74	7.84	1.03	0.17	9
DRL04	9.61	-73.52	81	-79	15.57	1.55	0.18	2
DRL05	9.62	-73.48	89	-77	8.97	1.12	0.13	14
DRL06	9.58	-73.47	81	71	6.57	1	0.14	16
EZNC	7.63	-73.32	479	84	5.35	1	0.14	10
FLO2	1.58	-75.65	365	-83	8.61	1.00	0.16	27
GARC	2.19	-75.49	1999	-41	9.09	1.31	0.19	25
GR1C	3	-78.17	39	-6	10.99	1.32	0.22	22
GUA	2.54	-72.63	217	-9	8.34	1.32	0.17	16
GUY2C	5.22	-75.36	3605	64	8.90	1.10	0.22	26
HEL	6.19	-75.53	2857	-44	10.38	1.24	0.25	20
JAMC	3.21	-76.67	1760	88	9.19	1.0	0.21	20
LCBC	8.86	-76.37	75	61	11.17	1.19	0.23	13
LL1C	9.61	-73.52	49	24	12.10	1.42	0.25	11
LL5C	9.75	-73.72	32	21	11.13	1.46	0.26	12
LL6C	9.74	-73.27	158	28	10.81	1.32	0.23	11
LL7C	9.34	-73.44	140	-53	8.38	1.25	0.20	23
LL8C	9.34	-73.8	58	-58	8.96	1.07	0.21	20
MACC	2.15	-73.85	283	51	9.28	1.32	0.18	34
MAL	4.01	-77.33	112	18	10.37	1.35	0.19	15
MAN1C	5.07	-75.52	2199	7	8.71	1.36	0.17	11
MAP	4	-81.61	137	-55	8.27	1.07	0.18	9
NOR	5.56	-74.87	536	-66	7.72	1.09	0.17	27
OCA	8.24	-73.32	1264	-6	10.38	1.42	0.28	19
ORTC	3.91	-75.25	446	-41	8.37	1.08	0.18	31
PAL	4.9	-76.28	675	47	8.77	1.19	0.20	28
PAM	7.34	-72.7	3676	-85	7.94	1	0.15	32

PARÁMETROS PROMEDIO POR ESTACIÓN - FASES SKS DE EVENTOS TELESÍSMICOS								
ESTACIÓN	LATITUD (°)	LONGITUD (°)	ELEVACIÓN (m)	φ (°)	ERROR φ (°)	δt (s)	ERROR δt (s)	NÚMERO MEDICIONES (N)
PGA1	3.74	-71.57	186	80	11.40	1.24	0.31	2
PGA1B	3.77	-71.57	218	47	9.17	1.10	0.17	18
PGA3	3.9	-71.57	191	-12	9.68	1.12	0.24	29
PGA4	3.86	-71.42	189	57	10.53	1.06	0.21	23
PGA5	3.95	-71.31	204	78	4.49	1	0.14	9
PGA5B	3.92	-71.36	198	-49	8.65	1.25	0.17	19
PGA6	3.78	-71.33	177	-15	10.34	1.35	0.26	15
PIZC	4.97	-77.36	38	59	10.76	1.00	0.22	9
POP2	2.54	-76.68	1869	-4	10.74	1.23	0.27	15
PRA	3.71	-74.89	457	35	8.13	1.13	0.18	32
PRV	13.38	-81.36	38	-35	7.24	1.12	0.18	24
PTA	7.15	-77.81	78	27	10.44	1.35	0.22	17
PTB	6.54	-74.46	260	-56	7.97	1.16	0.17	37
PTGC	4.2	-72.13	170	-88	9.82	1.08	0.17	21
PTLC	0.17	-74.8	240	-81	9.05	1.0	0.17	17
QUBC	5.75	-76.52	92	7	15.51	1.52	0.29	7
RECR	4.96	-75.35	4136	35	8.85	1.52	0.14	2
RNCC	13.57	-80.09	3	87	8.24	1	0.08	2
RUS	5.89	-73.08	3697	73	8.73	1.06	0.18	28
SAIC	12.54	-81.71	31	-63	10.67	1.43	0.17	7
SERC	14.29	-80.36	0	53	7.02	1.13	0.16	7
SJC	9.9	-75.18	596	11	10.36	1.28	0.25	34
SMAR	11.16	-74.22	122	-22	10.03	1.24	0.23	23
SNPBC	7.62	-74.05	149	11	12.30	1.55	0.30	14
SOL	6.23	-77.41	38	-57	9.30	1.13	0.16	26
SPBC	5.65	-74.07	783	56	10.72	1.27	0.25	23
TAM	6.44	-71.79	462	-59	8.20	1.06	0.18	31
TUM	1.82	-78.73	50	35	11.47	1.20	0.23	26
TUM3C	1.82	-78.74	14	62	6.59	1.06	0.16	3
URE	7.75	-75.53	251	18	8.86	1.31	0.21	42
URI	11.7	-71.99	68	45	8.36	1.19	0.21	34
URMC	3.25	-74.38	725	-17	8.75	1.13	0.18	17
VIL	4.11	-73.69	1109	57	8.25	1.01	0.17	23
VMM05	7.91	-73.56	86	53	7.35	1.10	0.13	16
VMM07	7.36	-73.85	91	-31	9.60	1.20	0.19	27
VMM09	7.13	-73.29	1079	-57	9.51	1.15	0.22	31
VMM10	6.77	-73.72	165	76	9.10	1.09	0.22	21
VMM11	7.44	-73.57	84	-43	9.93	1.11	0.20	19
VMM12	8.09	-73.89	66	39	7.74	1.27	0.21	22
YOT	3.98	-76.34	1040	57	10.10	1.16	0.21	25
YPLC	5.4	-72.38	696	46	23.00	2.00	0.58	1
ZAR	7.49	-74.86	205	-17	11.49	1.26	0.25	19

Figura 28. Histogramas polares de φ y φ promedio en las estaciones AGCC-PAL. Las estaciones se presentan en orden alfabético. Para visualizar con mayor detalle, ver Anexo D.

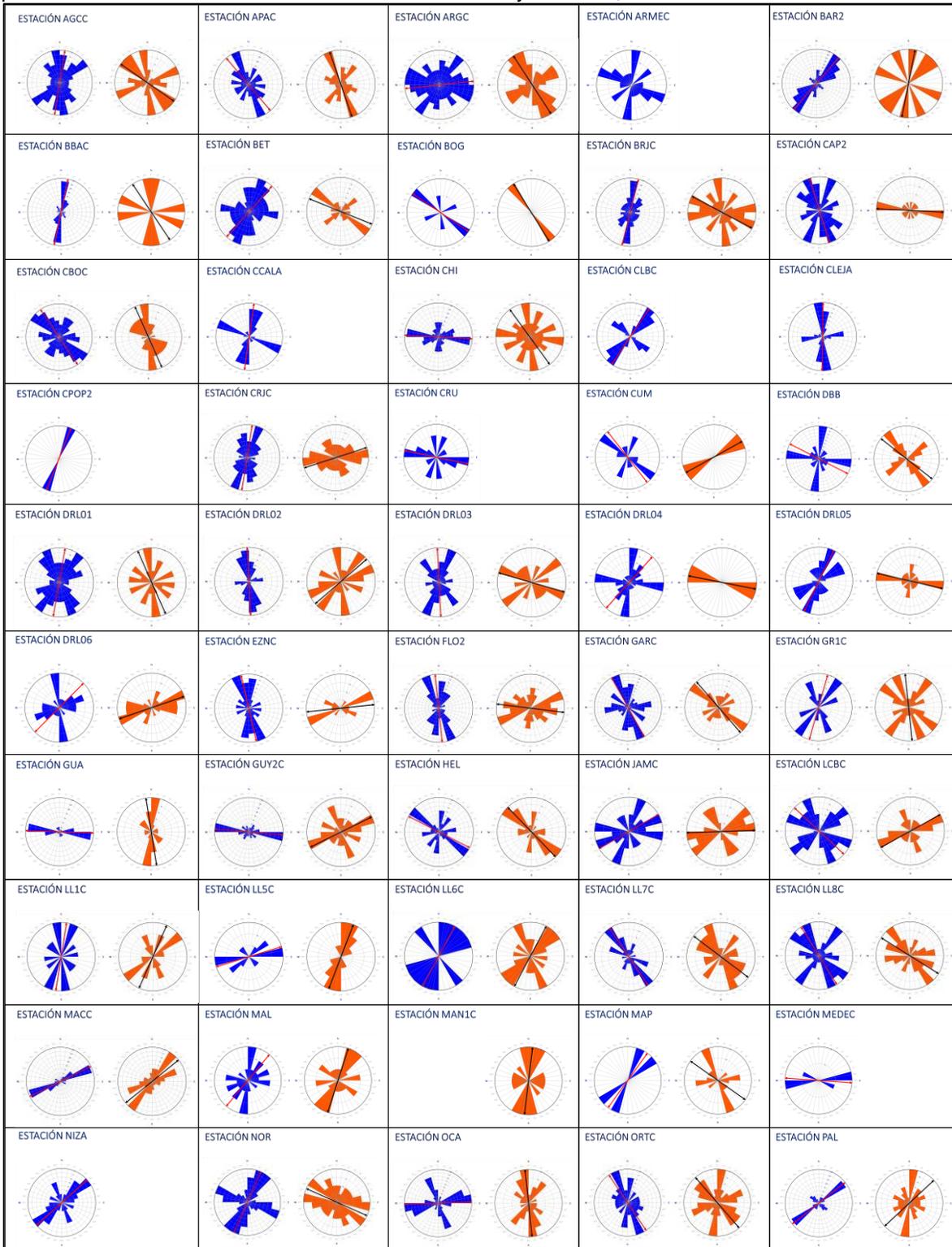
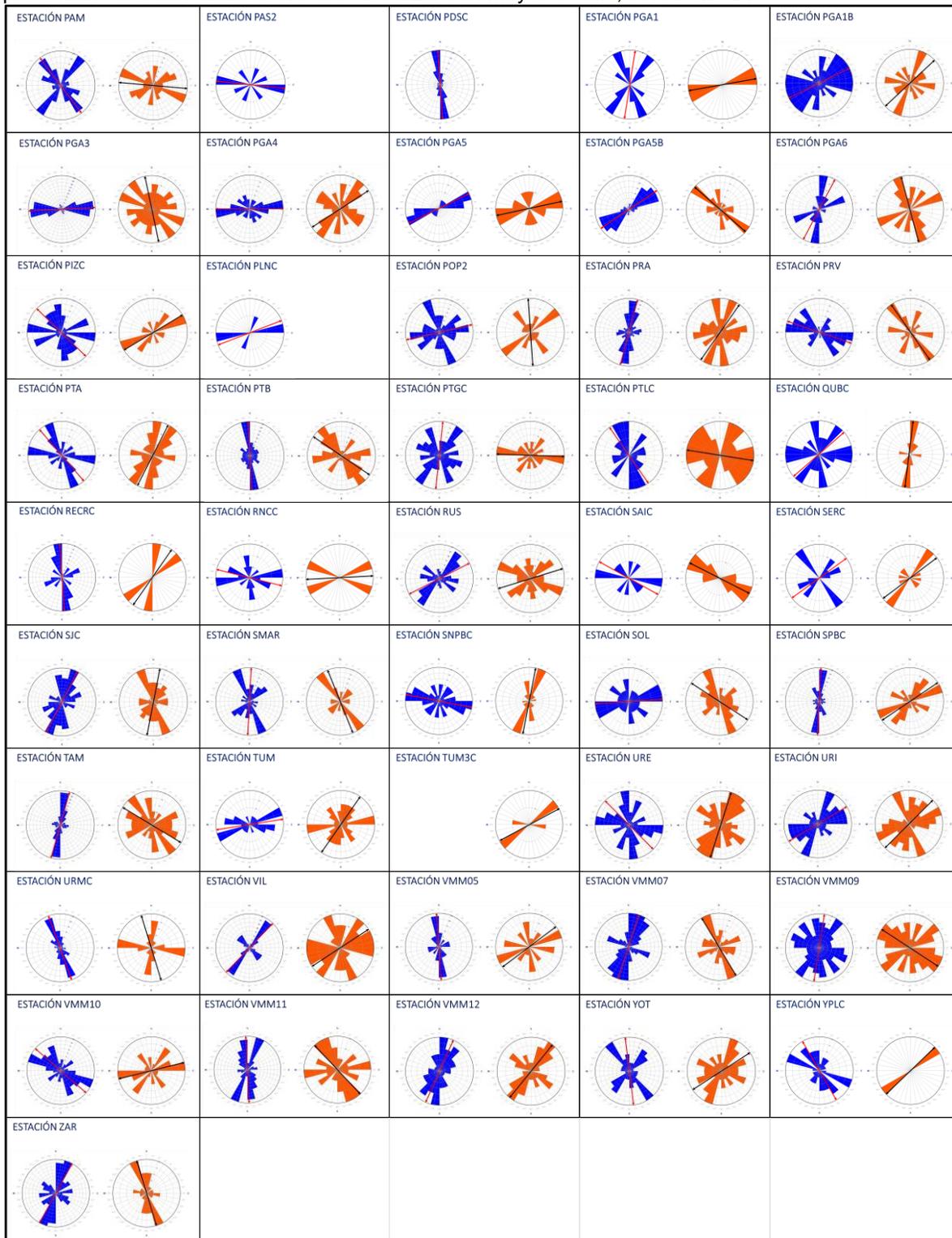


Figura 29. Histogramas polares de ϕ y ϕ promedio en las estaciones PAM-ZAR. Las estaciones se presentan en orden alfabético. Para visualizar con mayor detalle, ver Anexo D.



4.2. MAPAS DE RESULTADOS GENERALES

En este apartado, se muestran los mapas de resultados generales teniendo en cuenta las estimaciones de los parámetros de anisotropía sísmica (φ , δt) para las estaciones pertenecientes a la Red Sismológica Nacional de Colombia.

4.2.1. Mapa de parámetros φ y δt

A continuación, la Figura 30 representa todas las estimaciones promedio de los parámetros de anisotropía sísmica obtenidos, tanto a partir de las fases S de eventos locales (verde), como a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos (rojo). Adicionalmente, se incluyeron las principales fallas (amarillo) aflorantes en superficie, cuyo shapefile fue descargado del portal de datos abiertos del Gobierno de Colombia (<https://www.datos.gov.co/dataset/Fallas/w66c-tjsq>).

En el mapa de la Figura 30, de forma general, se evidencia que, para la mayoría de las estaciones sísmicas, las orientaciones de los ejes rápidos de las fases locales S no son las mismas al compararlas con las orientaciones de los ejes rápidos de las fases SKS. Esto implica un comportamiento de la anisotropía diferente en la corteza (observable a partir de las estimaciones hechas a partir de las fases S de eventos locales) y el manto superior (observable a partir de las estimaciones hechas a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos). Sin embargo, algunas estaciones sí exhiben orientaciones de los ejes rápidos de polarización bajo ellas similares en ambos casos.

4.2.2. Subdivisión por regiones

Para analizar con detenimiento los resultados, es necesario ilustrarlos en cuatro regiones, tal como lo indica la Figura 31.

Las cuatro regiones mostradas en la Figura 31 corresponden a: 1. Región Norte (ver Figura 32), 2. Región Centro-Oriental (ver Figura 33), 3. Región Centro-Occidental (ver Figura 34), y 4. Región Sur (ver Figura 35). Las regiones fueron establecidas de tal forma que sus mapas faciliten la visualización de los parámetros (φ , δt) estimados acorde a la distribución de las estaciones en superficie, al igual que permitan la comparación entre tales parámetros con la ocurrencia de fallas, las orientaciones de $SH_{m\acute{a}x}$, la densidad de fallas, la topografía, y los volcanes, en una escala más local (del orden de decenas a cientos de kilómetros). Los resultados de las cuatro regiones se describen con detalle en la sección 4.3.

Figura 30. Mapa general de los parámetros de anisotropía sísmica (ϕ , δt) estimados.

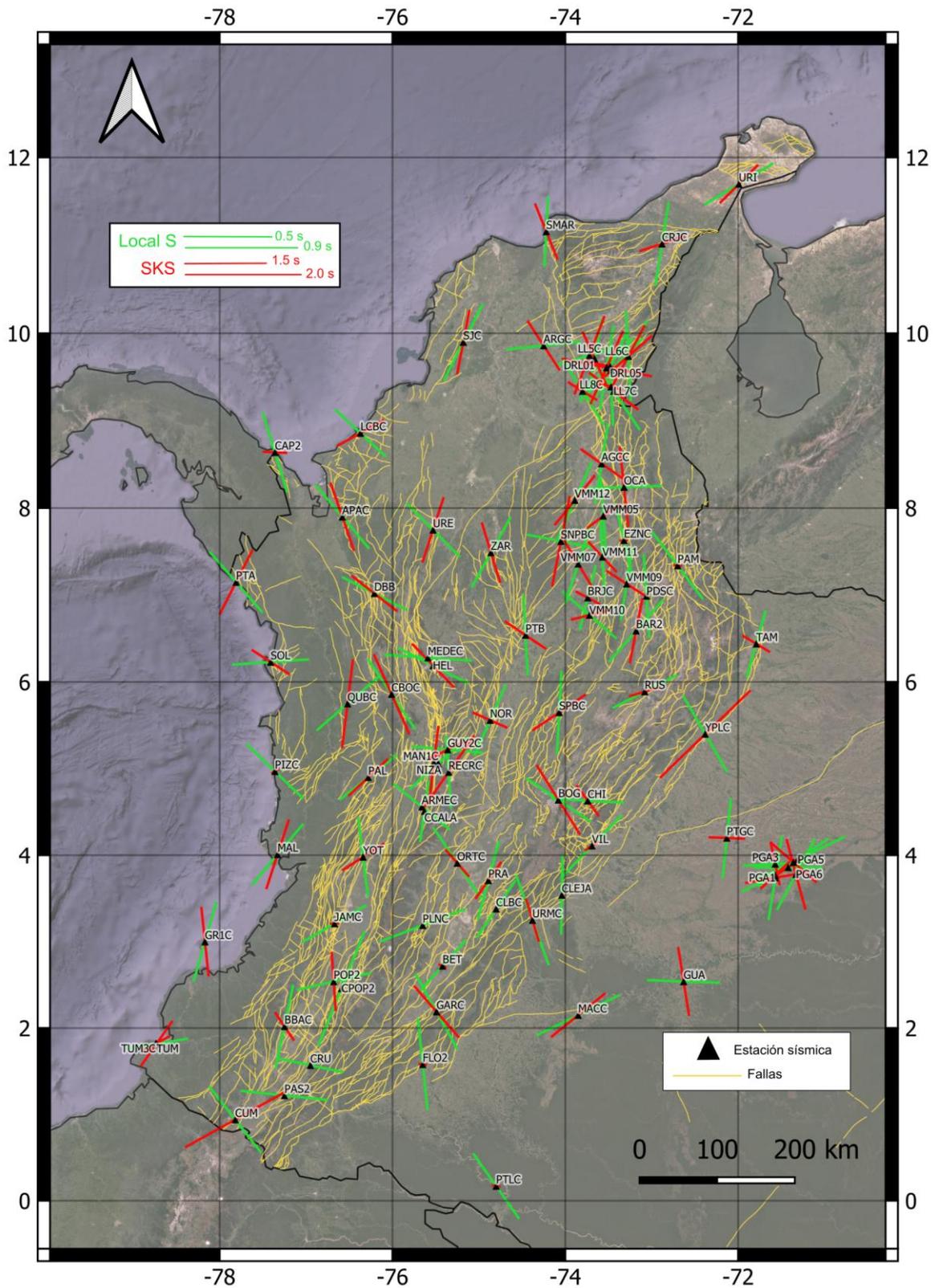


Figura 31. Subdivisión por regiones

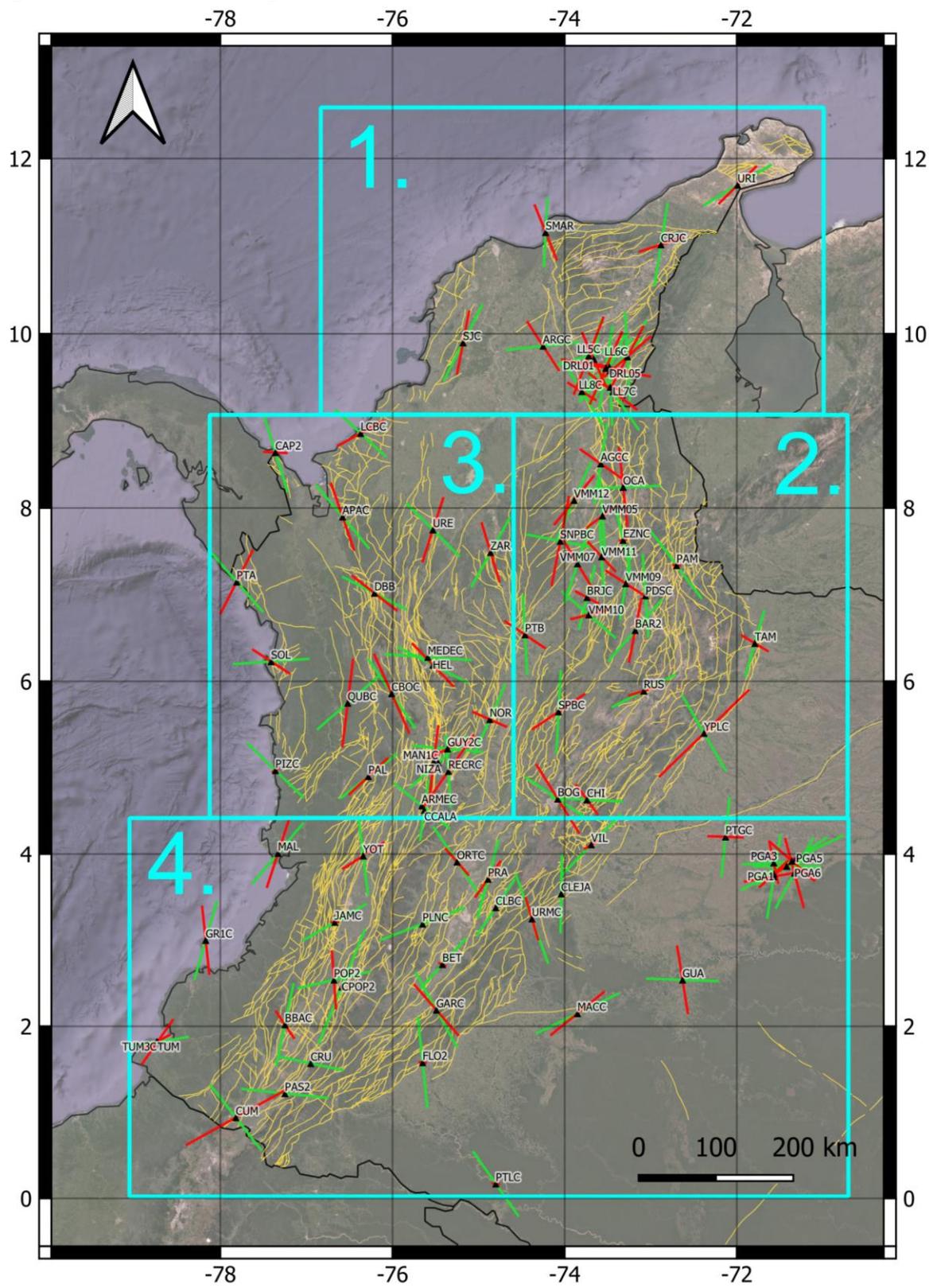


Figura 32. Región Norte

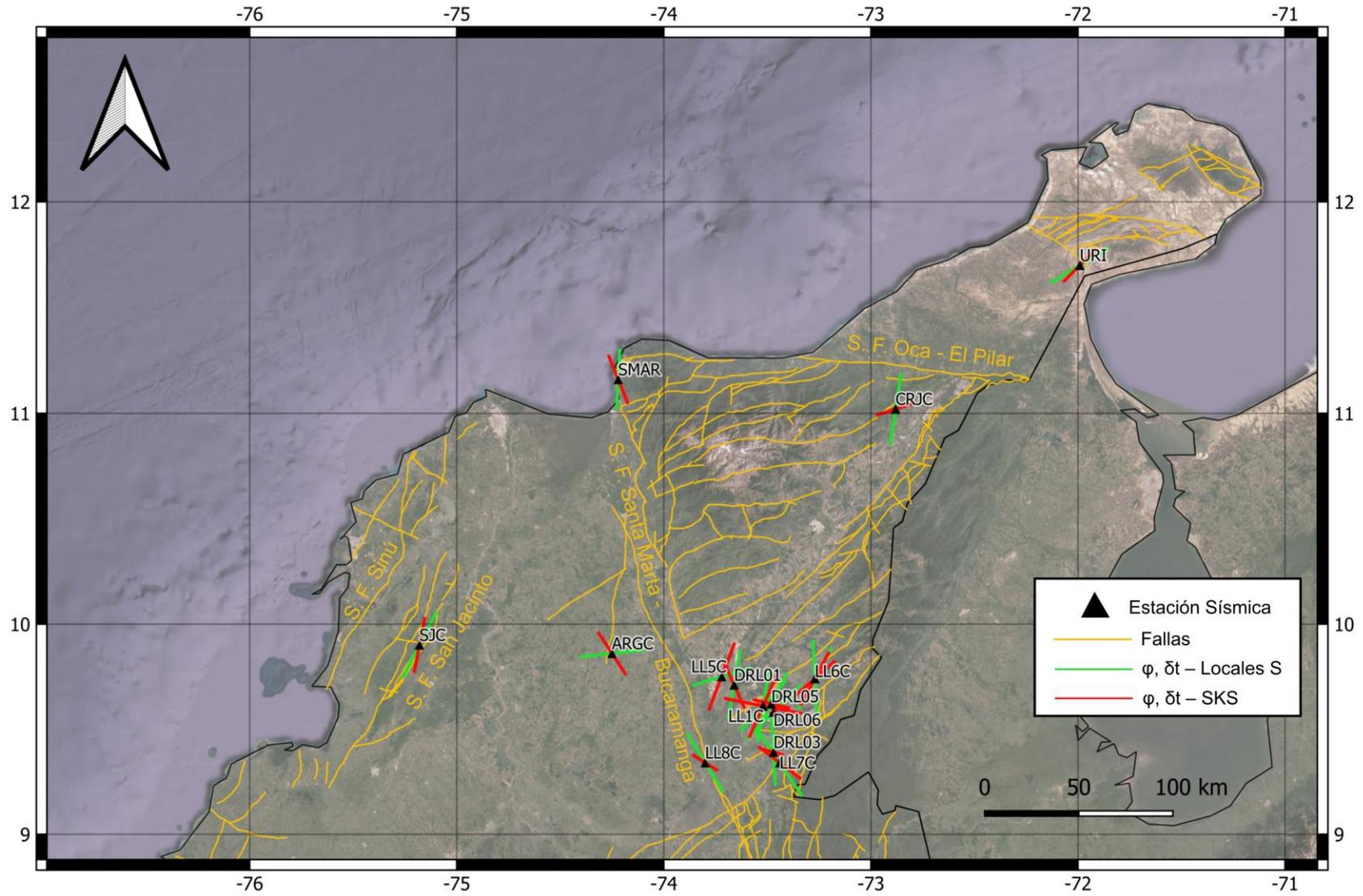


Figura 33. Región Centro-Oriental

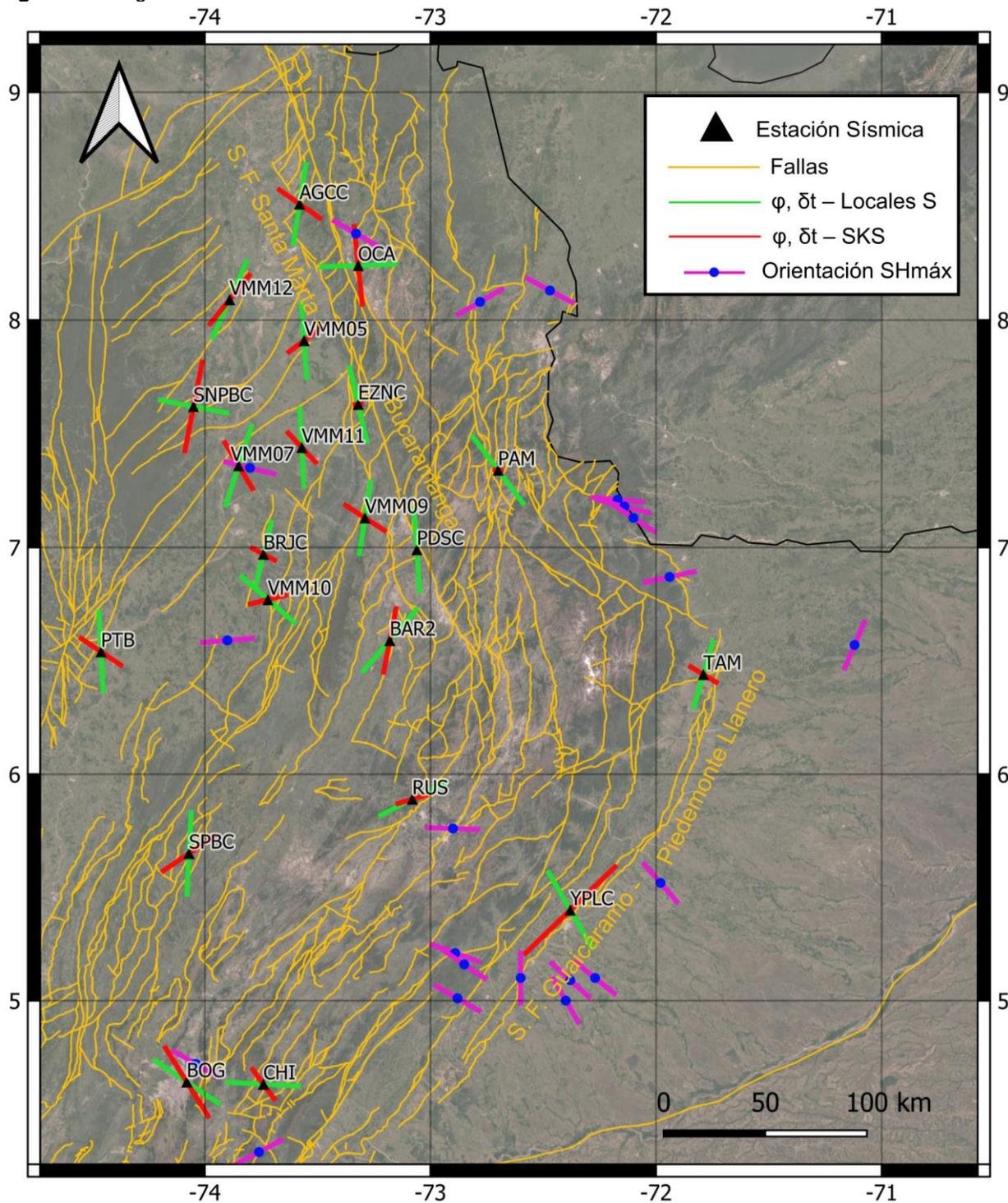


Figura 34. Región Centro-Occidental

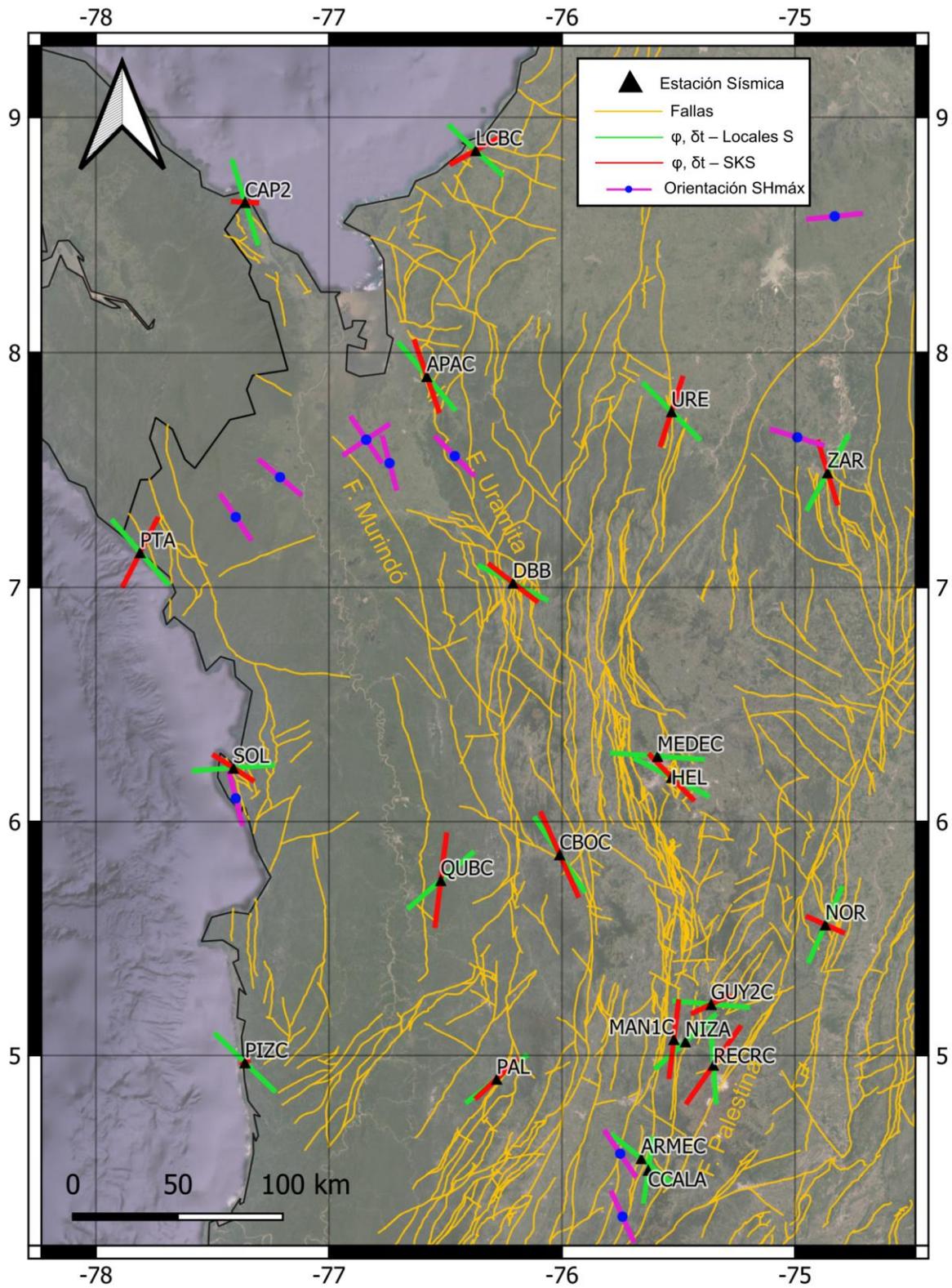
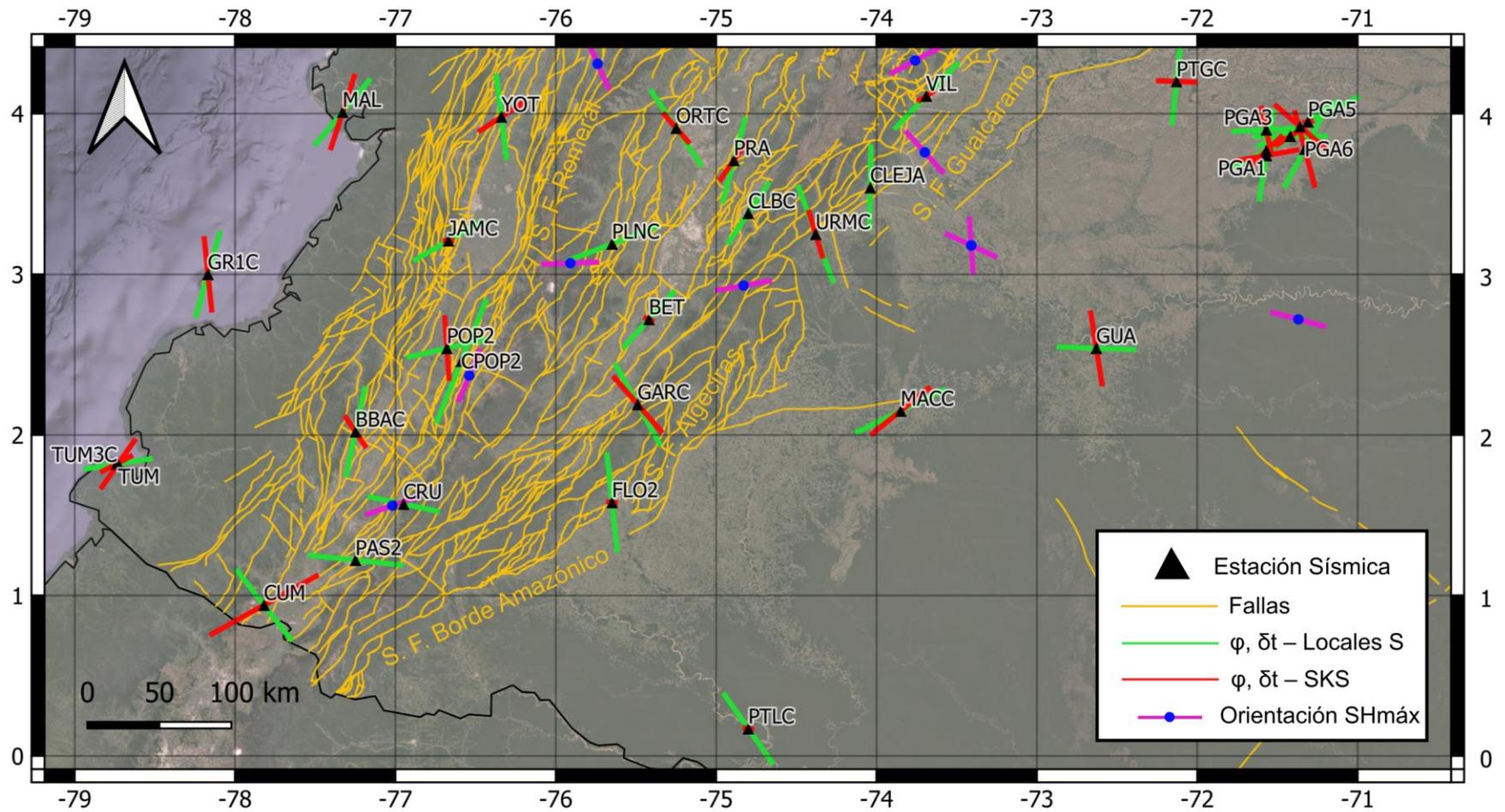


Figura 35. Región Sur



4.3. PARÁMETROS DE ANISOTROPÍA SÍSMICA vs. RASGOS TECTÓNICOS REGIONALES

En esta sección, se muestran los resultados obtenidos para cada región y se relacionan con algunos rasgos tectónicos tales como la presencia de fallas aflorantes en superficie, la orientación del esfuerzo horizontal máximo ($SH_{máx}$), la densidad de fallas, la topografía y los volcanes. Además, se elaboraron mapas de interpolación de los parámetros de anisotropía sísmica en QGIS con la finalidad de encontrar patrones para la esquina noroccidental de Suramérica.

4.3.1. Mapas de parámetros ϕ y δt a partir de las fases S de eventos locales vs. fallas

En la Figura 36, se muestra el mapa de parámetros ϕ y δt (a partir de las fases S de eventos locales) vs. fallas para la Región Norte. Allí, se evidencia que el azimut de polarización de las ondas S rápidas (ϕ) tiene dos comportamientos: 1) algunos de los ejes rápidos tienden a orientarse paralela o subparalelamente a la orientación de las fallas aflorantes en superficie, tal como es el caso de las estaciones URI (subparalela a la Falla de Cosinas), SMAR y LL8C (paralelas a subparalelas al Sistema de Fallas de Santa Marta-Bucaramanga), y SJC (paralela al Sistema de Fallas San Jacinto); y 2) los demás ejes rápidos, en especial al sur de la Sierra Nevada de Santa Marta, tienden a tener patrones erráticos, es decir, mientras algunos ejes de polarización son subparalelos a algunas fallas menores (como sucede con las estaciones LL1C, DRL04, DRL05 y DRL06), otros tienden a ser perpendiculares (como en las estaciones DRL01, DRL02, DRL03, LL6C, LL7C). Respecto al parámetro δt , los valores varían entre 0.28 s (estación LL5C) y 0.53 s (estación LL7C). Los resultados corresponden a un total de 15 estaciones sísmicas en la Región Norte.

Por su parte, en la Figura 37 se muestra el mapa de parámetros ϕ y δt (a partir de las fases S de eventos locales) vs. fallas para la Región Centro-Oriental. De forma similar a como sucede en la Región Norte, en esta región se pueden evidenciar dos comportamientos en el azimut de polarización de las ondas S rápidas (ϕ): 1) los ejes rápidos de algunas estaciones se orientan paralela a subparalelamente a la orientación de fallas aflorantes en superficie, tal como sucede con estaciones cercanas al Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta (estaciones AGCC, EZNC, PDSC, VMM05, VMM09, VMM11), al Sistema de Fallas de Piedemonte Llanero (estación TAM), a la Falla La Salina (estación SPBC), a la Falla de Boyacá (estación RUS), a la Falla de San Blas (estación VMM12), y a las Fallas de Cocorná y Palestina (estación PTB); y 2) en otras estaciones, los ejes rápidos no se orientan paralelos o subparalelos a las fallas (estaciones BOG, CHI, YPLC, VMM10, OCA). Allí, además, llama la atención la estación PAM, cuyo eje rápido parece orientarse subparalelamente al Sistema de Fallas de Bucaramanga-Santa Marta, pese a encontrarse en una zona donde existen fallas con un rumbo diferente (ej. Falla de Pamplona). En la Región Centro-Oriental, se tienen un total de 21 estaciones

sísmicas, con valores estimados del parámetro δt entre 0.25 s (estación BRJC) y 0.46 s (estación YPLC).

Ahora bien, en la Figura 38 se muestra el mapa de parámetros ϕ y δt (a partir de las fases S de eventos locales) vs. fallas para la Región Centro-Occidental. En esta región, se observan tres comportamientos en las orientaciones de los ejes de polarización de las ondas S rápidas: 1) la cantidad de ejes rápidos paralelos a subparalelos a las principales fallas se reduce, sólo se identifica en estaciones cercanas a la Falla de Palestina (estación NOR), a las Fallas de Uramita y Murindó (estaciones APAC, DBB y CBOC), y a otras fallas menores (LCBC, CAP2, PAL y PTA); 2) también se observa el caso de ejes rápidos que tienden más a ser perpendiculares a las fallas, tal como sucede en las estaciones URE, ZAR, MEDEC, HEL, QUBC, SOL, PIZC; y 3) hacia el sur, en cercanías a la Zona Volcánica Norte, los ejes rápidos de polarización son erráticos, tal como se evidencia en las estaciones GUY2C, NIZA, RECRC, ARMEC y CALA. En la Región Centro-Occidental, se tienen un total de 20 estaciones sísmicas, con valores estimados del parámetro δt entre 0.21 s (estación CCALA) y 0.46 s (estación MEDEC).

En el caso de la Figura 39 se muestra el mapa de parámetros ϕ y δt (a partir de las fases S de eventos locales) vs. fallas para la Región Sur. En esta región, resaltan cuatro comportamientos en las orientaciones de los ejes de polarización de las ondas S rápidas: 1) se identificaron algunos ejes rápidos paralelos a subparalelos a algunas fallas, tal como en el caso de las Fallas de Santana y Cali Patía (estación YOT), Sistema de Fallas de Romeral (estación CPOP2), Falla de Cauca-Patía (estación BBAC), Falla de Prado (estación PRA), Falla de El Agrado-Betania (estación BET), Fallas de Altamizal-San Marcos-Nazareth-Altamira (estación CLBC) y el Sistema de Fallas de Guaicáramo-Piedemonte Llanero (estación VIL); 2) también se observa el caso de ejes rápidos que tienden más a ser perpendiculares a las fallas, tal como sucede con las estaciones ORTC, JAMC, POP2, CRU, CUM, FLO2, URMIC y CLEJA); 3) al igual que en la Zona Volcánica Norte, acá también se evidencia que, en cercanía a las zonas volcánicas, los ejes rápidos tienden a ser erráticos y/o a presentar cambios bruscos en su orientación, lo cual se evidencia en las estaciones CPOP2, POP2, BBAC, CRU, PAS2, y CUM2; y 4) en los Llanos Orientales, también se encuentran algunos ejes erráticos en una región muy localizada (ver recuadro aumentado en la Figura 39). Allí, debido a que no se cuenta con información de fallas aflorantes en superficie, no fue posible relacionar la ocurrencia de fallas con la orientación de los ejes rápidos. En la Región Sur, se tienen un total de 32 estaciones sísmicas, con valores estimados del parámetro δt entre 0.22 s (estación PGA3) y 0.97 s (estación CPOP2).

Figura 36. Región Norte - Mapas de parámetros ϕ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas.

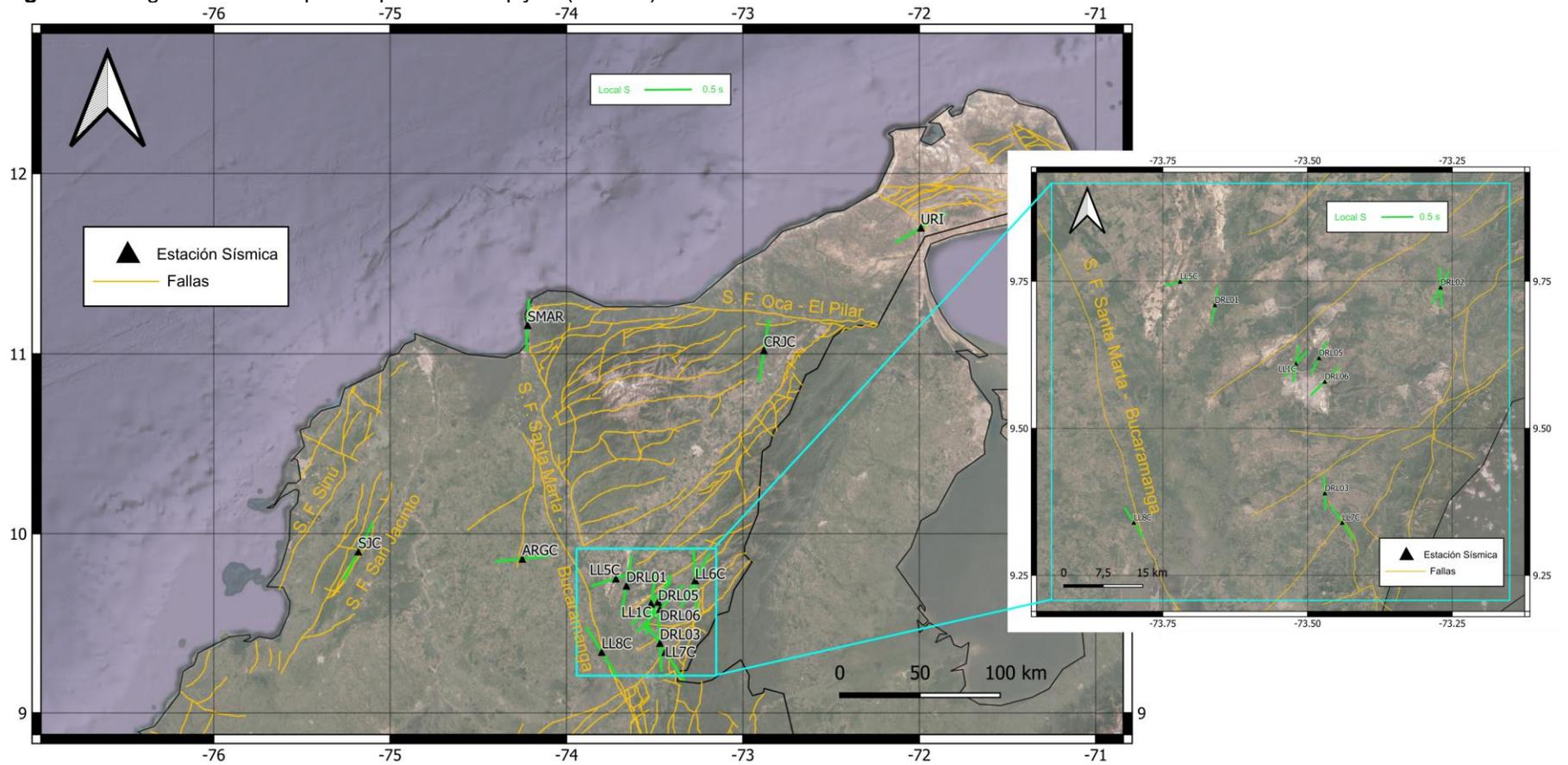


Figura 37. Región Centro-Oriental - Mapas de parámetros ϕ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas.

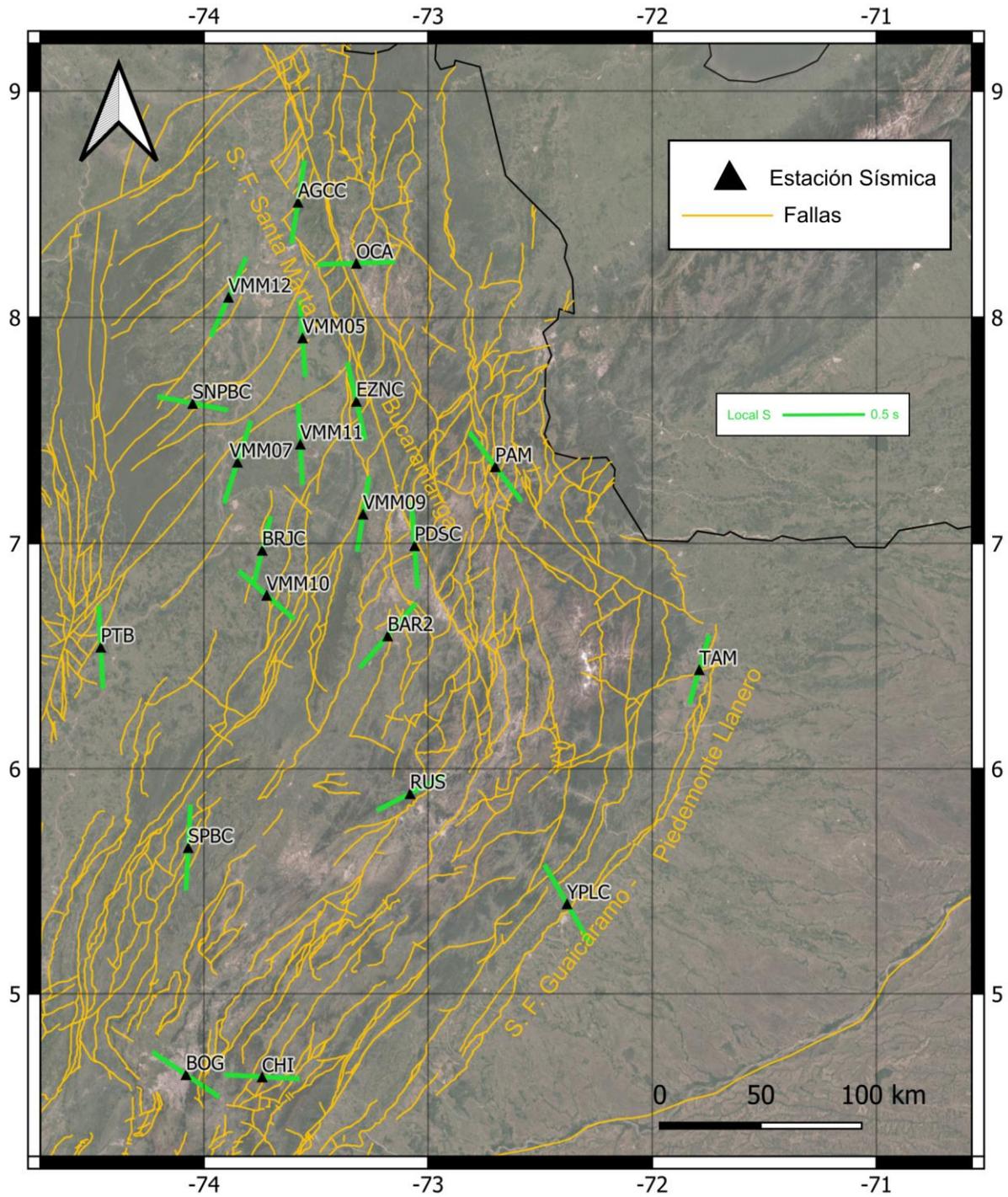


Figura 38. Región Centro-Occidental - Mapas de parámetros ϕ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas.

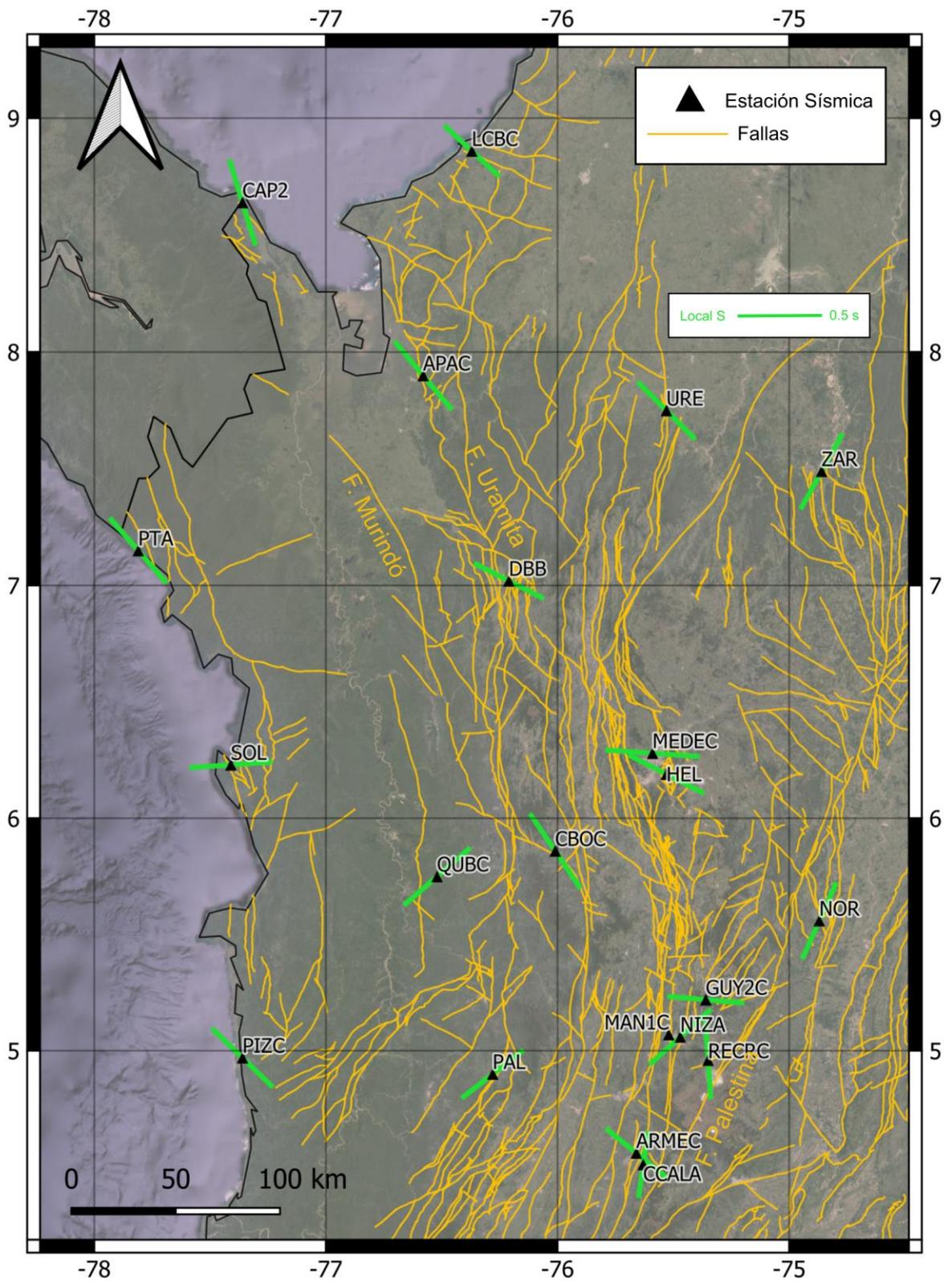
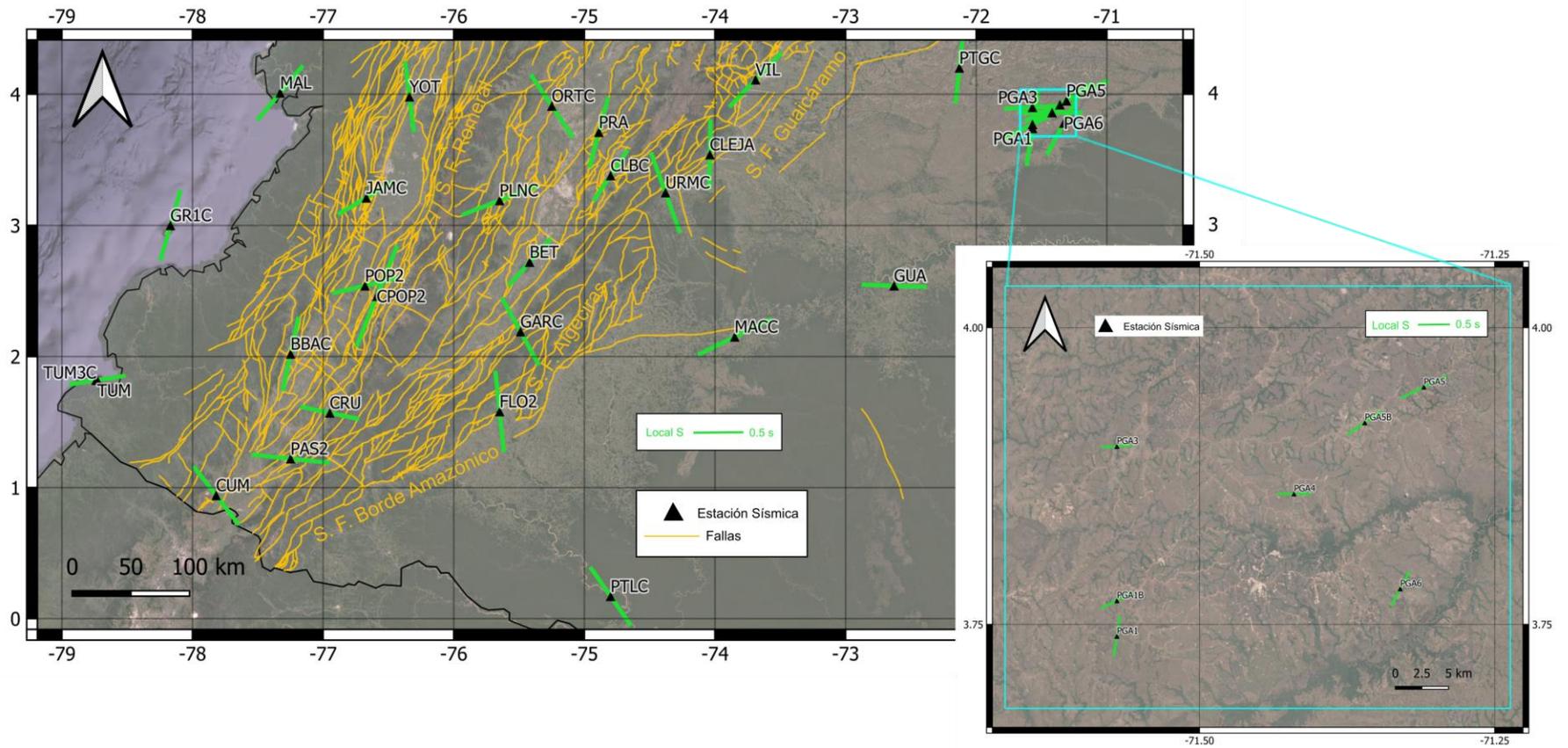


Figura 39. Región Sur - Mapas de parámetros ϕ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas.



4.3.2. Mapas de parámetros ϕ y δt a partir de las fases S de eventos locales vs. fallas y esfuerzo horizontal máximo ($SH_{m\acute{a}x}$)

En este apartado, se busca comparar la orientación de los ejes rápidos de polarización de las ondas S con la orientación de los esfuerzos horizontales máximos ($SH_{m\acute{a}x}$) medidos en distintas partes del país. Cabe mencionar que los datos de $SH_{m\acute{a}x}$ fueron obtenidos del “World Stress Map 2016” (Heidbach y Ziegler, 2018). De las cuatro regiones de estudio, se cuenta con datos de la orientación de $SH_{m\acute{a}x}$ en tres de ellas: Región Centro-Oriental, Región Centro-Occidental y Región Sur. Los datos de $SH_{m\acute{a}x}$ empleados se encuentran en el Anexo C.

En la Figura 40 se muestra el mapa de parámetros ϕ y δt (a partir de las fases S de eventos locales) vs. fallas y $SH_{m\acute{a}x}$ para la Región Centro-Oriental. De allí, el principal aspecto identificado consiste en que la gran mayoría de las orientaciones de $SH_{m\acute{a}x}$ en la región son perpendiculares a las principales fallas que afloran en superficie. Sin duda alguna, destacan las numerosas orientaciones de $SH_{m\acute{a}x}$ alrededor de la estación YPLC, de las cuales la totalidad de ellas son perpendiculares al Sistema de Fallas de Guaicáramo-Piedemonte Llanero. En cercanías a las estaciones BOG, RUS, VMM10, VMM07 y OCA también se evidencian orientaciones de $SH_{m\acute{a}x}$ perpendiculares a las fallas. La única excepción consiste en las orientaciones de $SH_{m\acute{a}x}$ al SE de la estación PAM, donde tienden a ser paralelas a subparalelas a algunas fallas como la Falla de Río Colorado o la Falla de Samaria.

En el caso de la Figura 41 se muestra el mapa de parámetros ϕ y δt (a partir de las fases S de eventos locales) vs. fallas y $SH_{m\acute{a}x}$ para la Región Centro-Occidental. El principal rasgo que destaca es que la mayoría de las orientaciones de $SH_{m\acute{a}x}$ presentes hacia el Arco Chocó-Panamá son paralelas entre sí, y, a su vez, tienden a ser paralelas con los ejes rápidos estimados para las estaciones CAP2, APAC, PTA y DBB (en esta región, se cuenta con poca información de las fallas aflorantes en superficie). Incluso, se alcanza a notar que una de las orientaciones de $SH_{m\acute{a}x}$ es subparalela a la Falla de Uramita. Por otra parte, hacia las estaciones SOL al occidente, y ZAR al nororiente, las orientaciones de $SH_{m\acute{a}x}$ son perpendiculares a los ejes rápidos estimados para las estaciones.

Además, en la Figura 42 se muestra el mapa de parámetros ϕ y δt (a partir de las fases S de eventos locales) vs. fallas y $SH_{m\acute{a}x}$ para la Región Sur. Para esta región, se observa que existe un par de orientaciones de $SH_{m\acute{a}x}$ que tienden a ser paralelas-subparalelas a los ejes rápidos y, a su vez, a algunas fallas, tal como sucede en cercanías de las estaciones CPOP2 (al Sistema de Fallas de Romeral) y VIL (al Sistema de Fallas de Guaicáramo-Piedemonte Llanero). En cercanías de las estaciones CRU y PLNC, las orientaciones de $SH_{m\acute{a}x}$ tienden a ser paralelas-subparalelas a los ejes rápidos estimados, pero perpendiculares a las fallas. En el caso de la estación VIL, al sur de esta se encuentra una orientación de $SH_{m\acute{a}x}$ perpendicular, tanto al eje rápido estimado para la estación, como al Sistema de Fallas de Guaicáramo-Piedemonte Llanero. Finalmente, hacia los Llanos

Orientales, existen algunas orientaciones de $SH_{m\acute{a}x}$ que no pueden ser relacionadas con las fallas o con la orientación de los ejes rápidos estimados.

Figura 40. Región Centro-Oriental - Mapas de parámetros ϕ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas y $SH_{m\acute{a}x}$.

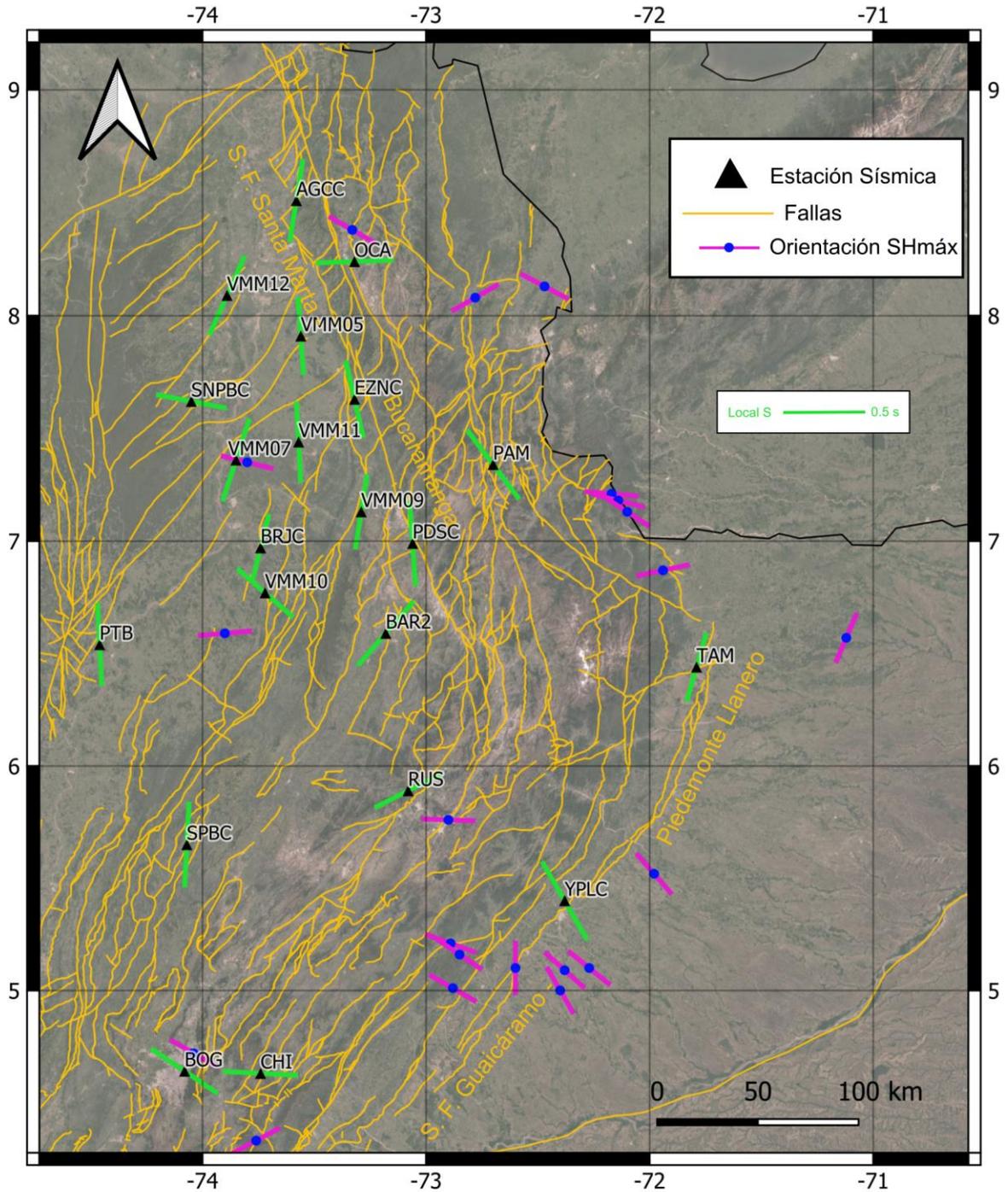


Figura 41. Región Centro-Occidental - Mapas de parámetros ϕ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas y $SH_{m\acute{a}x}$.

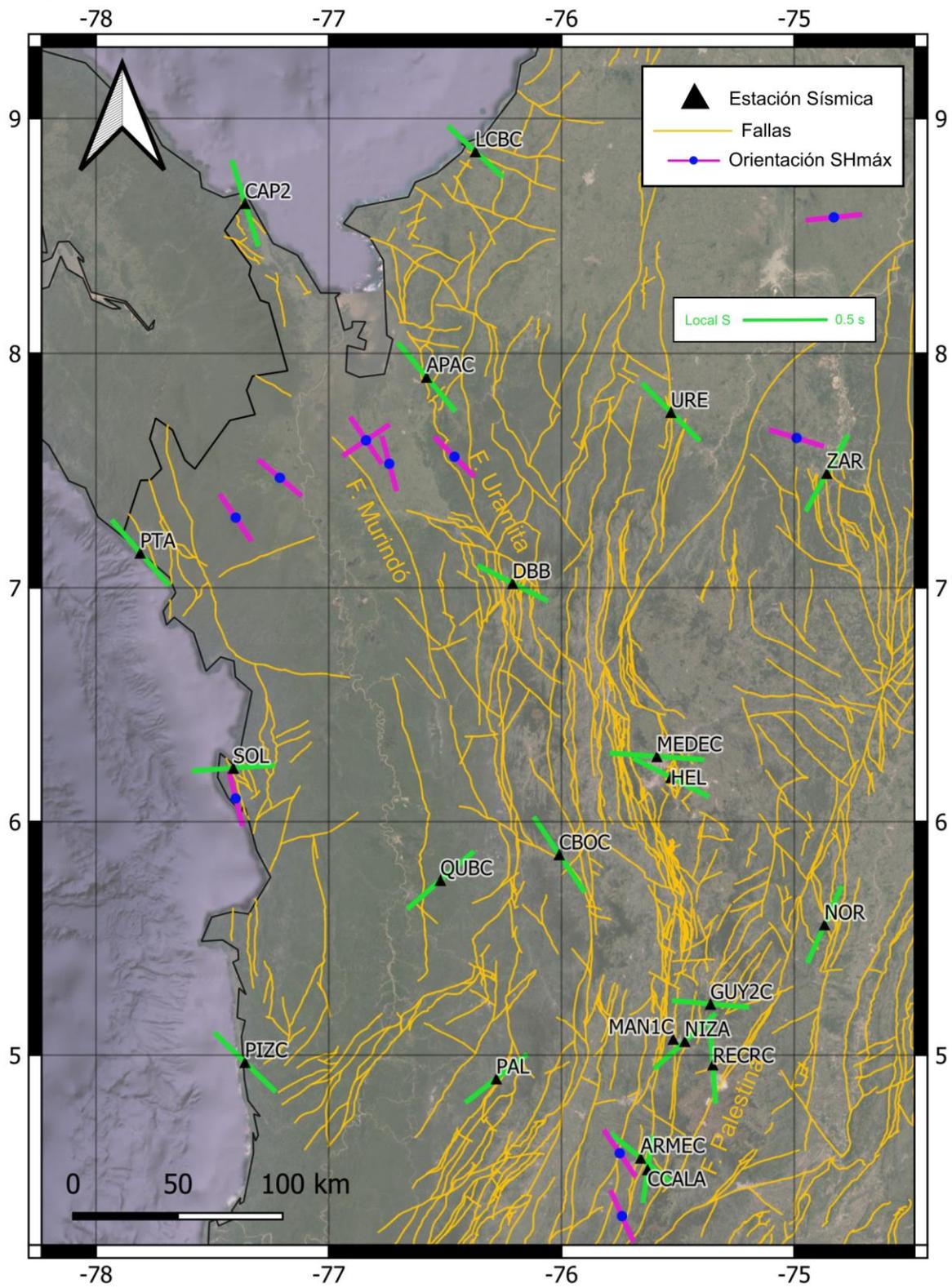
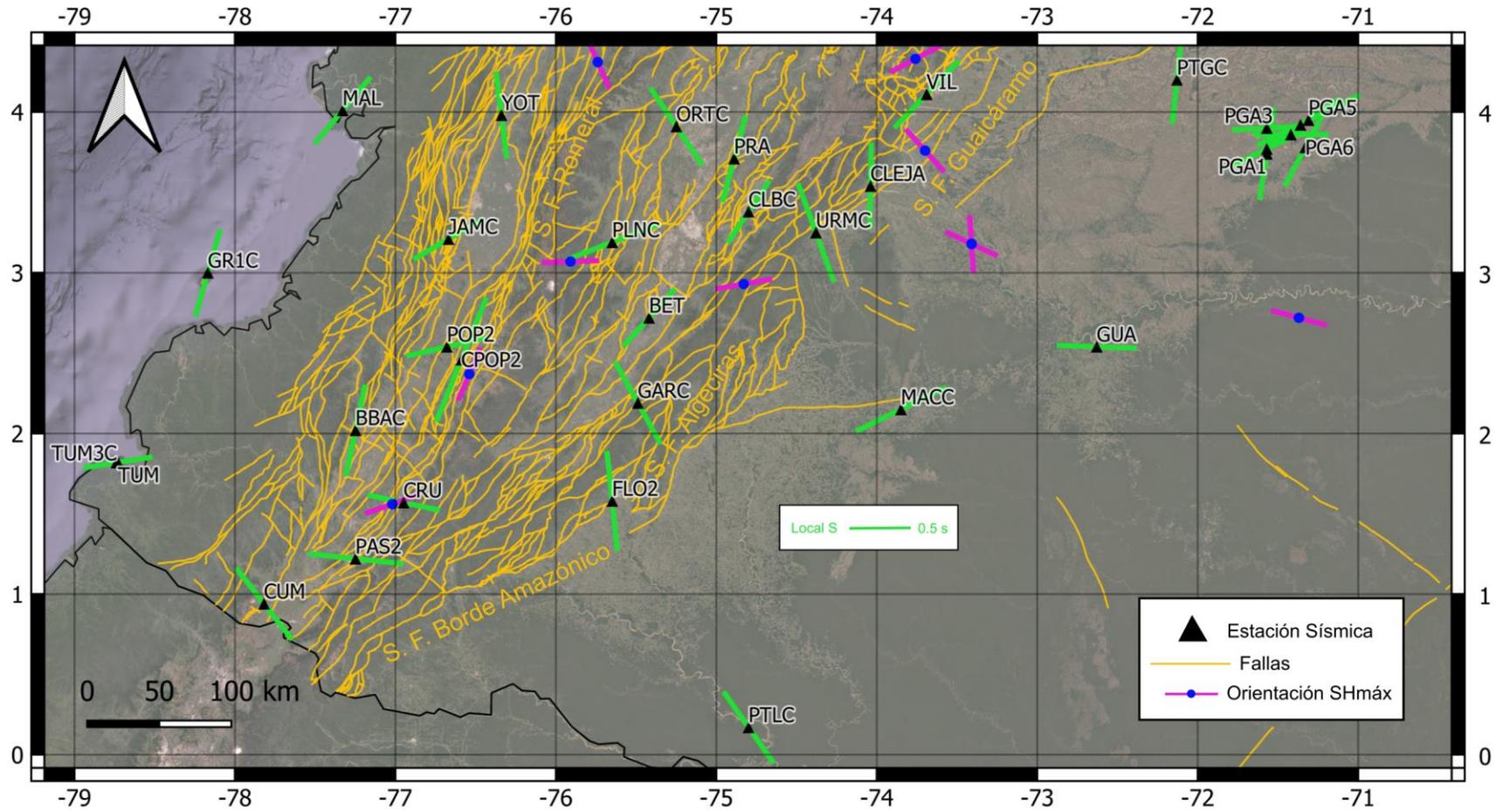


Figura 42. Región Sur - Mapas de parámetros ϕ y δt (fases S) de eventos locales vs. fallas y $SH_{m\acute{a}x}$.



4.3.3. Mapa de parámetros ϕ y δt a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos vs. fallas

En la Figura 43 se muestra el mapa de parámetros ϕ y δt (a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos) vs. fallas. Teniendo en cuenta que los parámetros estimados, en este caso, corresponden a fases sísmicas que atraviesan el interior del planeta, los valores de ϕ se relacionan con la orientación de las fábricas de minerales anisotrópicos en el manto superior, producto de las deformaciones que allí ocurren en distintos ambientes geodinámicos (subducción, plumas mantélicas, cuñas mantélicas, entre otros).

En la figura, se observa que, al sur de 2°N de latitud, los ejes se orientan principalmente SW-NE, presentando un valor alto de δt en la estación CUM.

Al observar con detenimiento los ejes rápidos obtenidos a partir de las fases SKS, entre 2°N y aproximadamente 4°N de latitud, es notable la rotación, de una orientación NW-SE hacia las Cordilleras Central y Occidental, a una orientación NE-SW hacia la Cordillera Oriental y los Llanos Orientales (estaciones PRA y MACC). Además, se observan orientaciones erráticas de los ejes rápidos hacia las estaciones de Puerto Gaitán, Meta (estaciones PGA).

Entre los 4°N y 6°N de latitud, para las Cordilleras Central y Occidental, se observa una rotación de los ejes rápidos de sur (orientaciones SW-NE) a norte (orientaciones SE-NW). En el caso de la Cordillera Oriental, la rotación de los ejes rápidos es de sur (orientaciones SE-NW) a norte (orientaciones SW-NE). Adicionalmente, se observa el gran valor de δt para la estación YPLC, con una orientación paralela-subparalela al Sistema de Fallas de Guaicáramo-Piedemonte Llanero.

Entre los 6°N y 8°N de latitud, se observa que, al occidente de la Serranía de San Lucas, la mayoría de los ejes rápidos se orientan NW-SE. Sin embargo, al acercarse hacia el Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta, los ejes tienden a orientarse paralelos-subparalelos a esta.

Al norte de los 8°N de latitud, los ejes rotan desde el occidente (orientación E-W hacia el Arco Chocó-Panamá), hacia el oriente (orientaciones NE-SW y NW-SE hasta el Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta, donde se vuelven subparalelas a la misma). Al sur de la Sierra Nevada de Santa Marta, al igual que con las estimaciones del parámetro ϕ a partir de fases S de eventos locales, en este caso se muestran patrones erráticos de orientación.

De forma general, para todas las estaciones, los valores del parámetro δt estimados a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos varían entre 1.0 s (estaciones BET, DRL06, EZNC, PAM, PGA5 y RNCC) y 2.0 s (estación YPLC).

4.3.4. Mapas de parámetro δt a partir de las fases S de eventos locales vs. densidad de fallas

Teniendo en cuenta que el parámetro δt permite conocer la intensidad de la anisotropía a lo largo de la trayectoria del rayo sísmico (es decir, entre mayor es la diferencia de tiempo de arribo entre la onda S rápida y la onda S lenta luego de la polarización, mayor es la anisotropía a lo largo de la trayectoria del rayo), sus valores estimados pueden compararse con la densidad de fallas en superficie.

Ahora bien, en el transcurso de esta tesis se planteó la hipótesis de que “para la corteza, a mayor densidad de fallas, mayor presencia de fábricas minerales por deformación entre fallas y, por tanto, mayor intensidad de la anisotropía estimada a partir de fases S de eventos locales”. Con la finalidad de validarla o refutarla, se elaboraron mapas de densidad de fallas en QGIS. En los mapas se muestran, en colores más cálidos, los píxeles en los cuales hay mayor cantidad de fallas por área. El método empleado corresponde a “Line Density” en QGIS. La resolución de cada píxel es de $0.15^\circ \times 0.15^\circ$ (aproximadamente ~ 17 km x ~ 17 km de área en superficie).

En los mapas, la barra de color indica que, entre más cálido es el color del píxel, mayor es la densidad de fallas en superficie. Adicionalmente, se representaron los valores del parámetro δt con círculos verdes donde, a mayor tamaño del círculo, mayor es el valor de δt .

En la Figura 44 se muestra el mapa de densidad de fallas para la Región Norte. De forma general, se aprecia cómo algunas estaciones con un valor de δt más alto se encuentran ubicadas dentro o cerca de zonas con una moderada densidad de fallas (estaciones SJC, URI, DRL02, LL7C). Además, se observa cómo algunas estaciones con valores de δt más bajos se encuentran en zonas con baja densidad de fallas (estaciones SMAR, ARGC, DRL01, LL5C, LL8C). Sin embargo, en dos estaciones no se cumple que, a mayor densidad de fallas, mayor valor de δt (estaciones CRJC y DRL06).

Por otra parte, en la Figura 45 se muestra el mapa de densidad de fallas para la Región Centro-Oriental. En ella, se observa que algunas de las estaciones con valores más altos de δt se encuentran en las zonas que poseen mayor densidad de fallas (estaciones PAM y SPBC). También se observa que los valores de δt intermedios para la región se encuentran en estaciones en zonas con una densidad de fallas intermedia (estaciones AGCC, BAR2, PDSC, YPLC, PTB). Por otra parte, algunos de los valores bajos de δt se tienen en estaciones ubicadas en zonas con baja densidad de fallas (estaciones VMM05, BRJC, BOG, RUS, TAM). Los casos en los que no se cumple la hipótesis corresponden a algunas de las estaciones como OCA, CHI, VMM07, VMM10, SNPBC y VMM12.

Figura 44. Mapa del parámetro δt (fases S) de eventos locales vs. densidad de fallas para la Región Norte.

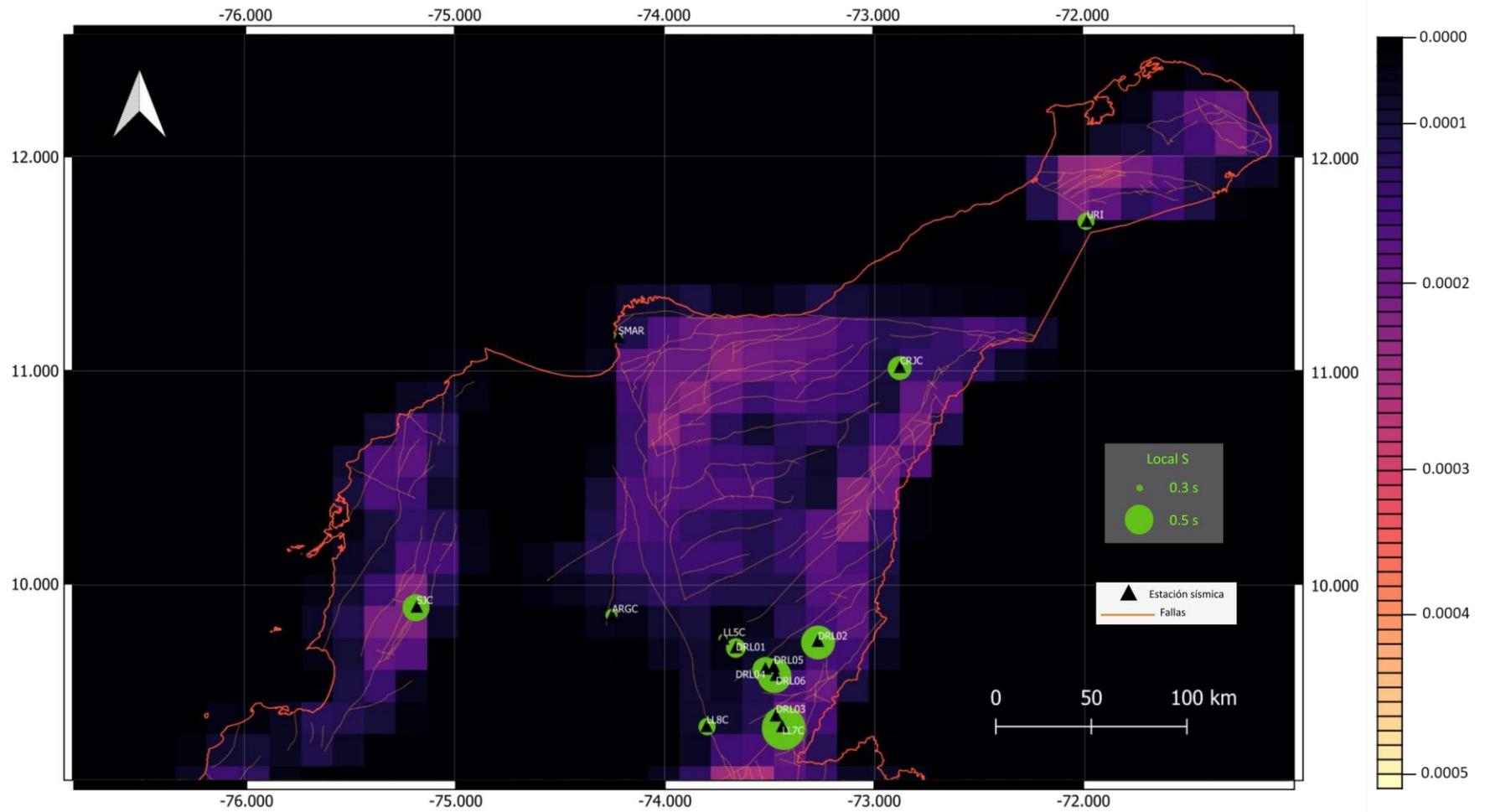
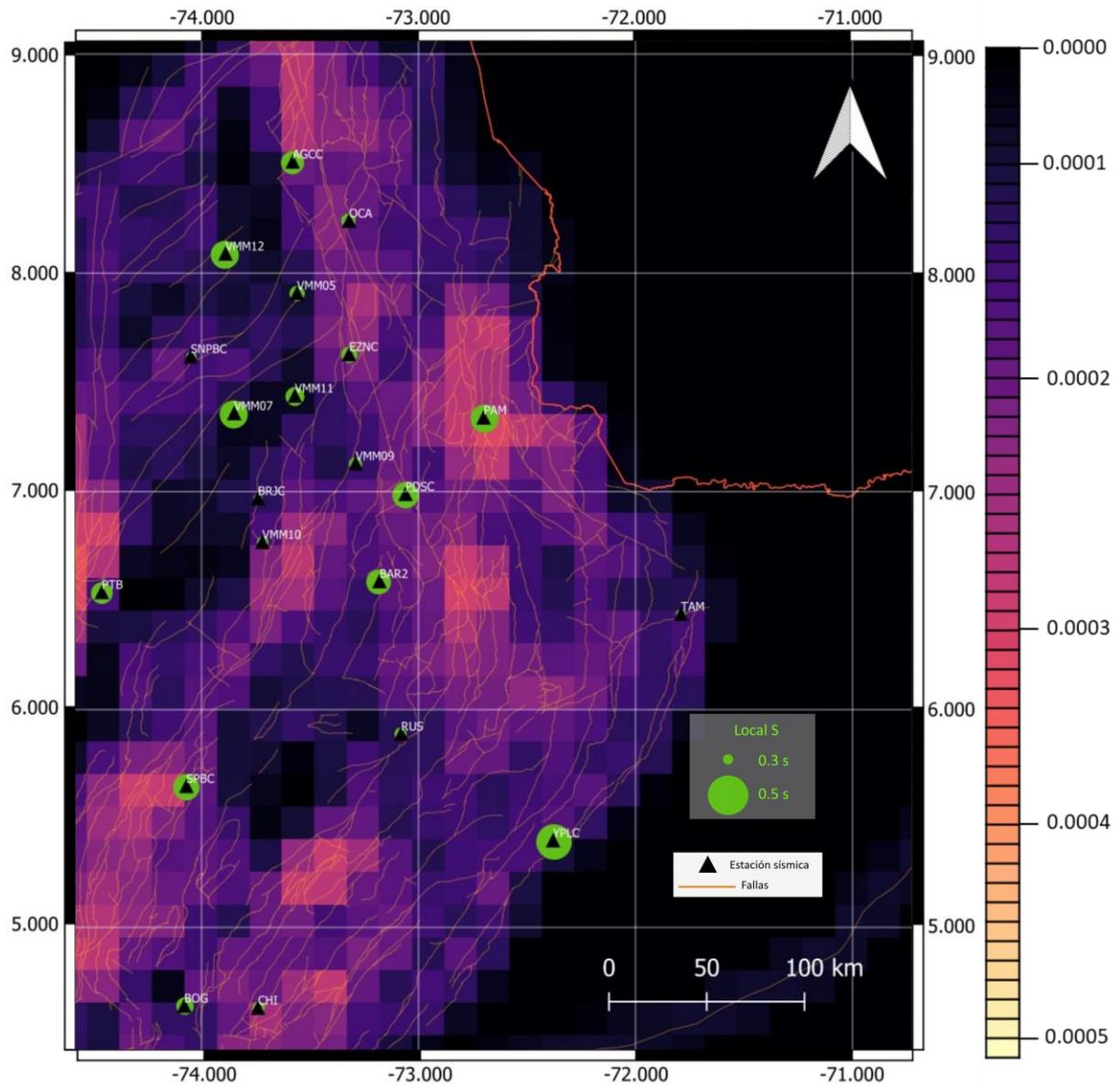


Figura 45. Mapa del parámetro δt (fases S) de eventos locales vs. densidad de fallas para la Región Centro-Oriental.



En el caso de la Figura 46 se muestra el mapa de densidad de fallas para la Región Centro-Occidental. Allí, se observa la estación con el valor más altos de δt se encuentra en la zona que posee la mayor densidad de fallas (estación MEDEC). Además, se observa que algunos de los valores de δt intermedios para la región se encuentran en estaciones en zonas con una densidad de fallas intermedia (estaciones APAC, CBOC, NOR, ZAR). Algo que llama la atención en esta región es que la mayoría de los valores bajos de δt se tienen en estaciones ubicadas en zonas con densidad de fallas intermedia a alta (estaciones LCBC, URE, DBB, HEL, NOR, GUY2C, MAN1C, NIZA, RECR, ARMEC, PAL, SOL). De igual forma, se observa que hay un par de estaciones con valores intermedios de δt en zonas de baja densidad de fallas (estaciones PIZC y QUBC).

Finalmente, en la Figura 47 se muestra el mapa de densidad de fallas para la Región Sur. En general, se observa que los dos valores mayores de δt se encuentran en esta región: uno correspondiente a la estación CPOP2 (hacia la Zona Volcánica Central y Sur de Colombia), y otra correspondiente a la estación PGA5 (hacia la zona de extracción de hidrocarburos de Puerto Gaitán). Adicionalmente, se observa que la mayoría de las estaciones con valores intermedios de δt se encuentran en zonas con densidades altas a medias de fallas (estaciones VIL, YOT, PRA, CLEJA, URM, PLNC, GARC, BBAC, FLO2, PAS2, CUM). Algunas estaciones con valores bajos de δt se encuentran también en zonas con densidades altas a medias de fallas (estaciones JAMC, CLBC, BET, CRU). También se evidencia que algunas estaciones con valores de δt altos e intermedios se encuentran con bajas densidades de falla (estaciones MACC, PTGC, MAL, GR1C) o donde sencillamente no se cuenta con información de fallas aflorantes en superficie.

Figura 46. Mapa del parámetro δt (fases S) de eventos locales vs. densidad de fallas para la Región Centro-Occidental.

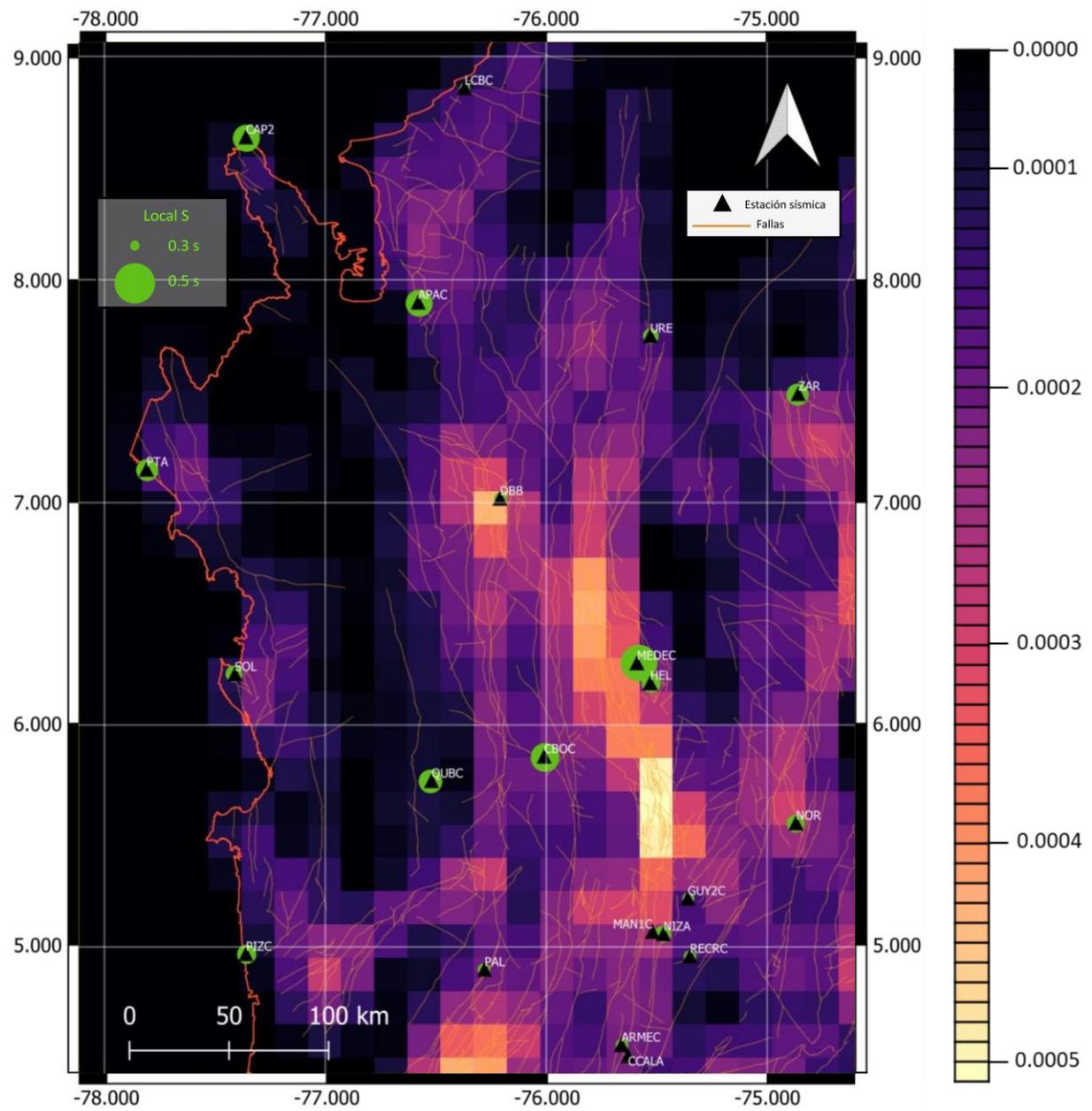
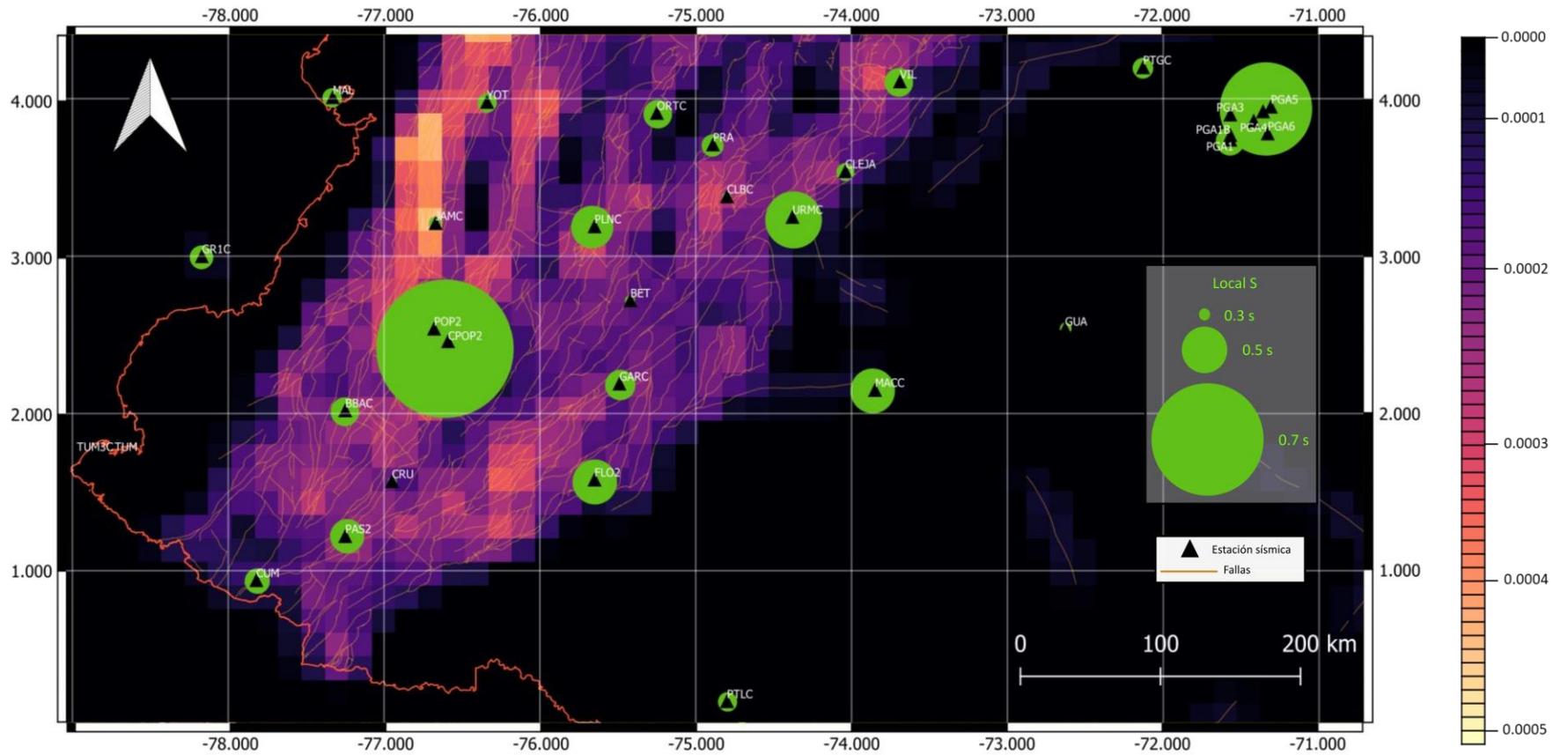


Figura 47. Mapa del parámetro δt (fases S) de eventos locales vs. densidad de fallas para la Región Sur.



4.3.5. Mapas de parámetros φ y δt vs. topografía y volcanes

Con la finalidad de evaluar si el volumen de montañas, su geometría, y la presencia de volcanes en la corteza tienen algún efecto en los valores de los parámetros de anisotropía sísmica para Colombia, se elaboraron mapas que permiten comparar los resultados estimados con tales aspectos.

En la Figura 48, se muestran los mapas de topografía vs. parámetro φ (arriba) y parámetro δt (abajo) para la Región Norte. Respecto al parámetro φ , se observa que la orientación de los ejes rápidos estimados en dos estaciones es paralela a subparalela a los bordes de la Sierra Nevada de Santa Marta (estaciones SMAR y CRJC), tanto para las estimaciones realizadas a partir de fases S locales, como las realizadas a partir de fases SKS telesísmicas. Respecto al parámetro δt , no se observa una relación directa entre la intensidad de la anisotropía y la presencia de montañas debido a que los mayores valores de δt se obtuvieron en estaciones sísmicas que no se encuentran sobre la topografía (estaciones localizadas al sureste de la Sierra Nevada de Santa Marta, entre esta y la Serranía del Perijá).

En el caso de la Figura 49, se muestran los mapas de topografía y volcanes vs. parámetro φ (izquierda) y parámetro δt (derecha) para la Región Centro-Oriental. Respecto al parámetro φ , a latitudes mayores a 7°N se destaca que la orientación de los ejes rápidos estimados en varias estaciones es paralela a subparalela al Sistema de Fallas de Bucaramanga-Santa Marta (tanto ejes rápidos estimados a partir de fases S de eventos locales como ejes rápidos estimados a partir de fases SKS de eventos telesísmicos). Los ejes rápidos estimados para algunas de las estaciones sísmicas (SPBC, RUS, PAM) son subparalelos al eje de la Cordillera Oriental en distintas partes de esta. Adicionalmente, llama la atención que, en las estaciones YPLC (para el eje rápido estimado a partir de fases SKS de eventos telesísmicos) y TAM (para el eje rápido estimado a partir de fases S de eventos locales), los ejes rápidos son paralelos al Sistema de Fallas de Guaicáramo-Piedemonte Llanero, en el borde oriental de la Cordillera Oriental. Respecto al parámetro δt , no se observa una relación directa entre la intensidad de la anisotropía y la presencia de montañas. Sin embargo, se encontró que algunos de los mayores valores de δt estimados a partir de fases SKS de eventos telesísmicos se obtuvieron en dos estaciones sísmicas que se encuentran en los bordes cordilleranos (estación YPLC, en el borde oriental de la Cordillera Oriental, y estación OCA, en el borde occidental de la Cordillera Oriental). Respecto al vulcanismo en Paipa, Boyacá, no se cuenta con suficiente cobertura de estaciones para establecer una relación entre los parámetros φ y δt y su ocurrencia.

Figura 48. Mapas de los parámetros ϕ (arriba) y δt (abajo) vs. topografía para la Región Norte.

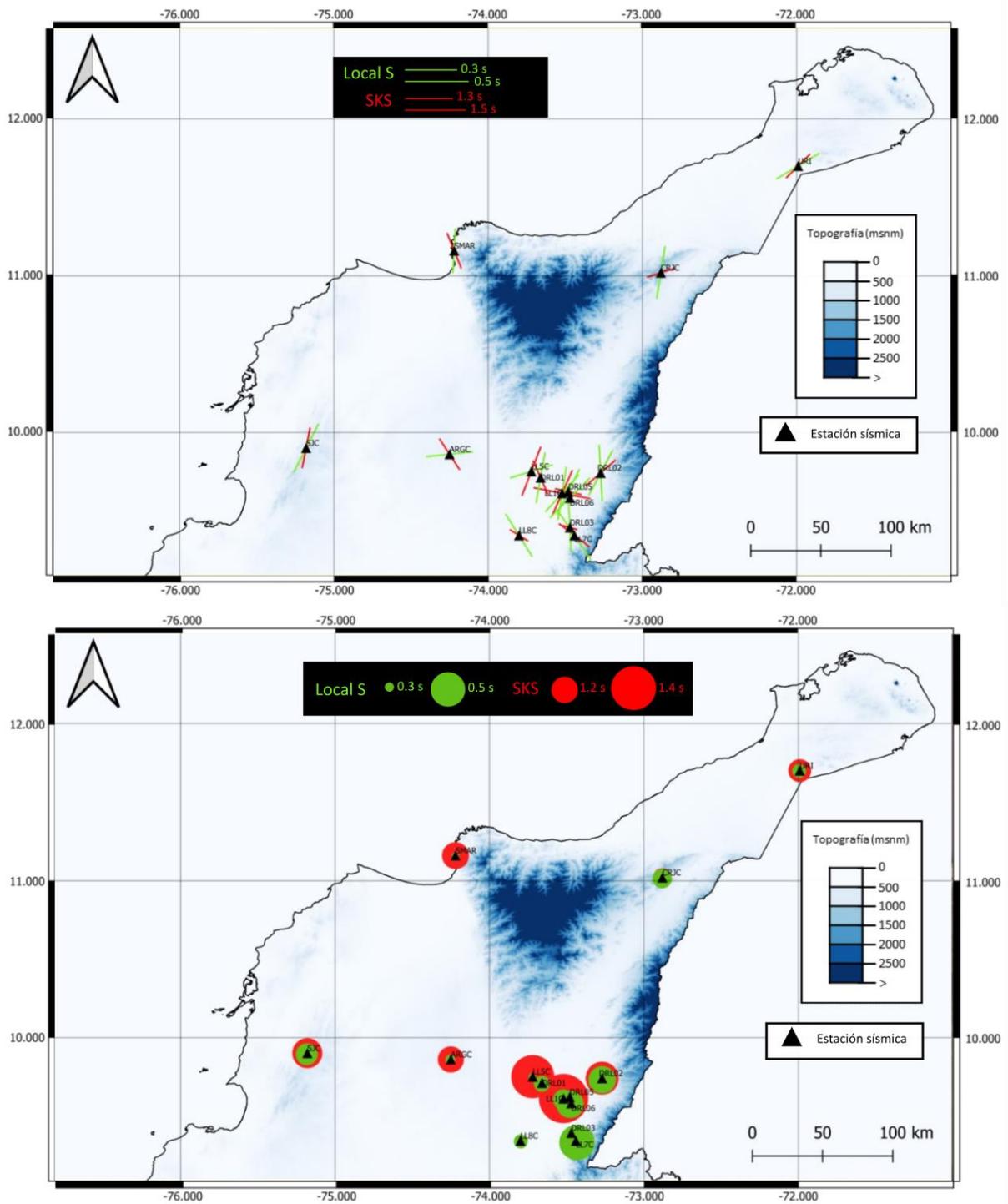
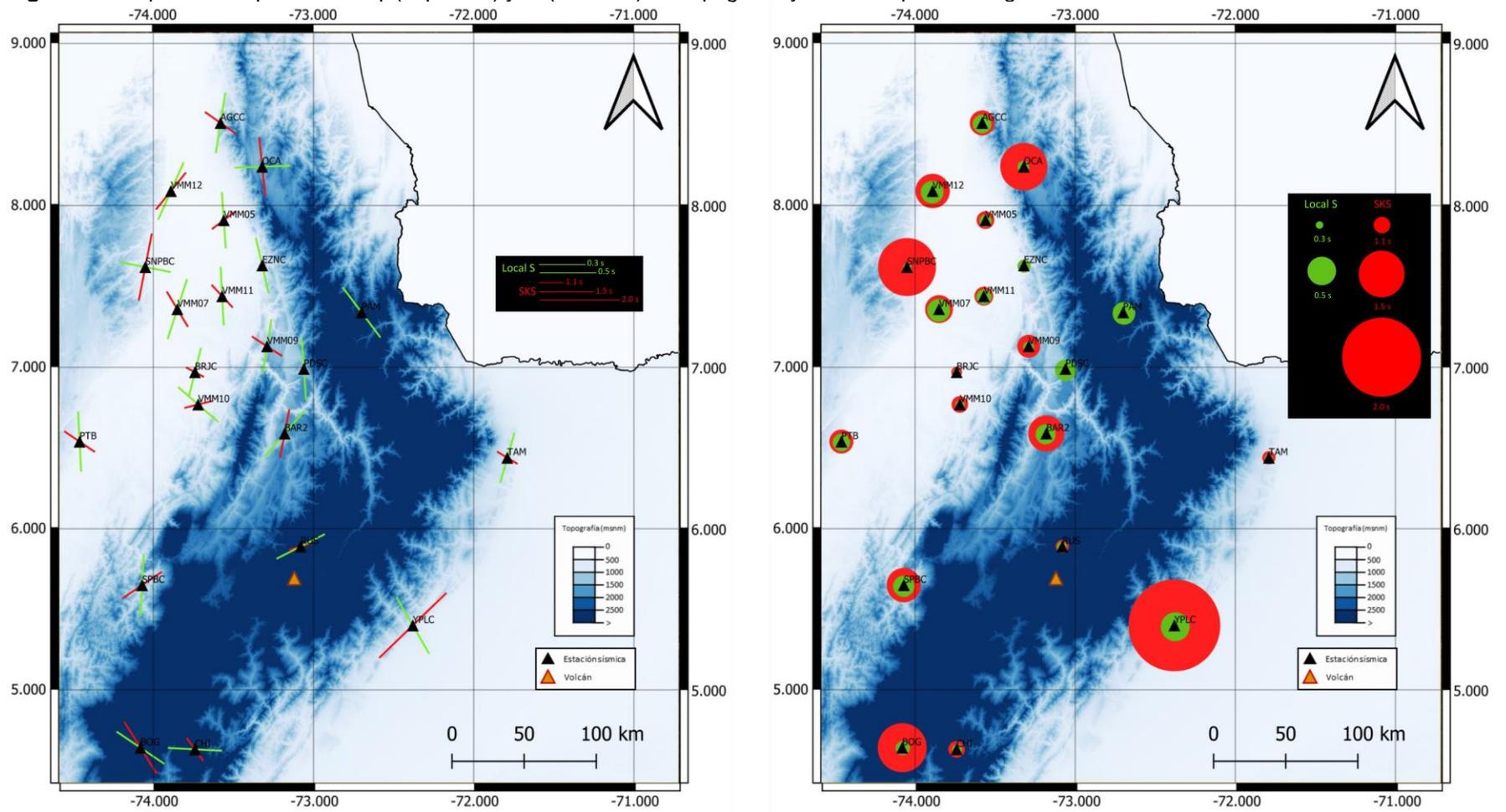


Figura 49. Mapas de los parámetros ϕ (izquierda) y δt (derecha) vs. topografía y volcanes para la Región Centro-Oriental.



Por otra parte, en la Figura 50 se muestran los mapas de topografía y volcanes vs. parámetro ϕ (izquierda) y parámetro δt (derecha) para la Región Centro-Occidental. Respecto al parámetro ϕ , los ejes rápidos de las estaciones PAL y CBOC se orientan paralelos-subparalelos a la orientación de la Cordillera Occidental. Algunos ejes rápidos correspondientes a las estaciones QUBC, APAC, URE y NOR se orientan subparalelos a los bordes cordilleranos, tanto de la Cordillera Central como de la Cordillera Occidental. Sin duda alguna, el rasgo más importante comprende el reconocimiento de dos zonas donde los ejes de polarización, estimados tanto a partir de fases S como de fases SKS, son erráticos cerca a los volcanes de la Cordillera Central. La primera de estas zonas incluye las estaciones RECRC, MAN1C, NIZA y GUY2C, mientras que la segunda, unos kilómetros más al sur, incluye las estaciones ARMEC y CCALA. Respecto al parámetro δt , no se observa una relación directa entre la intensidad de la anisotropía y la presencia de montañas y volcanes para la región. Al igual que en los casos anteriores, los valores del parámetro δt tienden a ser variables, sin importar la presencia de topografía o de volcanes (pese a que en algunas de las estaciones cercanas a los volcanes el valor de δt estimado a partir de fases SKS es alto, en otras estaciones también cercanas es bajo).

Adicionalmente, en la Figura 51 se muestran los mapas de topografía y volcanes vs. parámetro ϕ (arriba) y parámetro δt (abajo) para la Región Sur. Respecto al parámetro ϕ , algunos de los ejes rápidos estimados tanto a partir de fases S como de fases SKS son paralelos-subparalelos a las orientaciones de la Cordillera Oriental (estaciones CLBC, PRA, VIL, CLEJA), de la Cordillera Central (estación CPOP2) y de la Cordillera Occidental (estaciones BBAC y YOT). Al igual que en la Región Centro-Occidental, los ejes de polarización, estimados tanto a partir de fases S como de fases SKS, son erráticos cerca a los volcanes en dos zonas: una conformada por las estaciones POP2 y CPOP2, y otra conformada por las estaciones CRU, PAS2 y CUM. Otro rasgo para destacar es que, en el caso de las estaciones VIL y PRA, los ejes rápidos se orientan paralelos a los bordes oriental y occidental de la Cordillera Oriental, respectivamente. Además, se reconoce otra zona de orientaciones erráticas en los ejes rápidos para las estaciones sísmicas PGA, en los Llanos Orientales. Respecto al parámetro δt , a diferencia de la Región Centro-Occidental, en este caso sí se observa una relación directa entre la intensidad de la anisotropía y la presencia de volcanes para la región puesto que algunos de los valores más altos de δt se estimaron en estaciones cercanas a los volcanes (estación CPOP2, a partir de fases S y estación CUM, a partir de fases SKS). De igual forma, se estimó un valor alto de δt para la estación PGA5, en una región con baja topografía y lejana de la presencia de volcanes.

Figura 50. Mapas de los parámetros ϕ (izquierda) y δt (derecha) vs. topografía y volcanes para la Región Centro-Occidental.

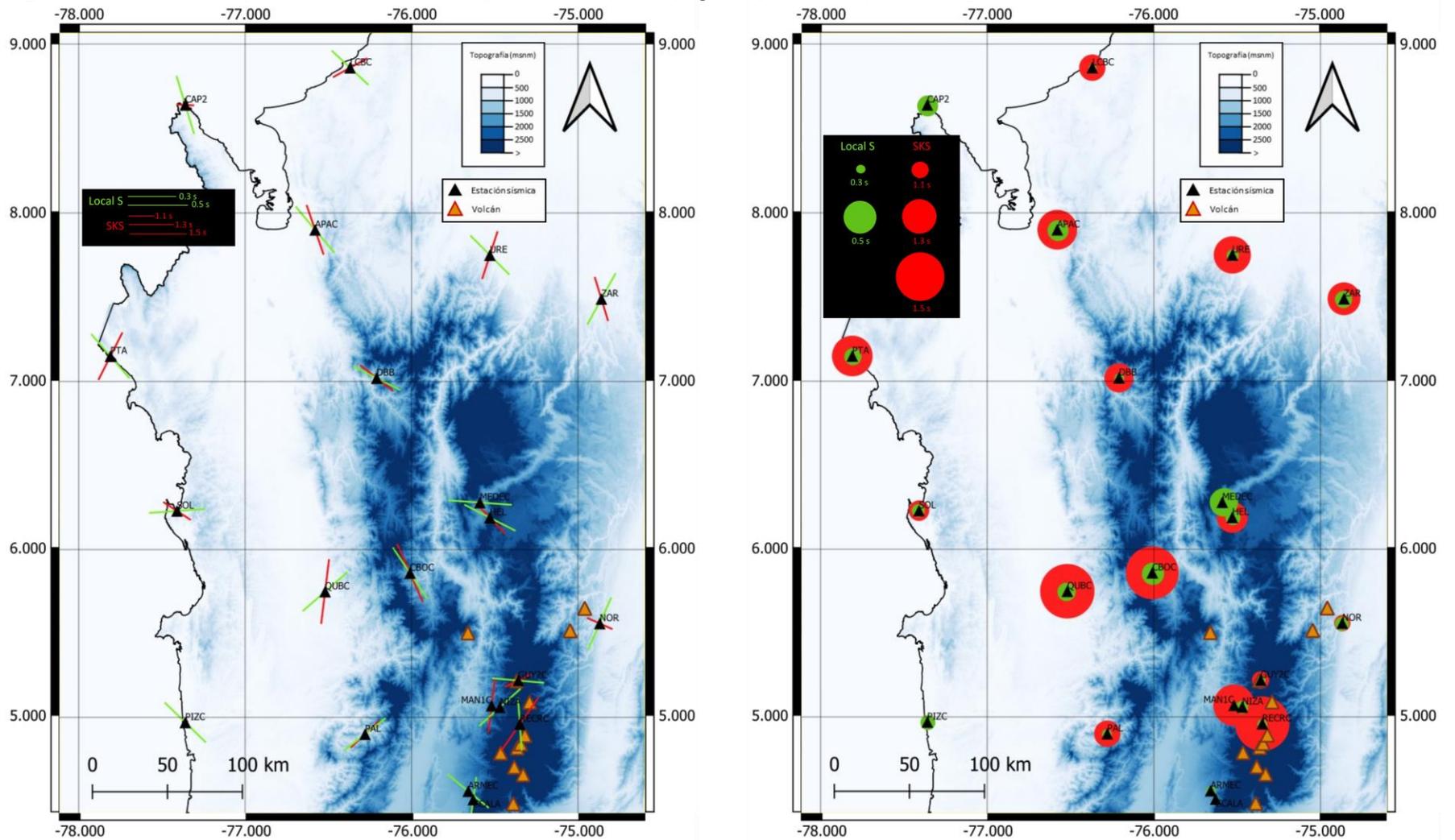
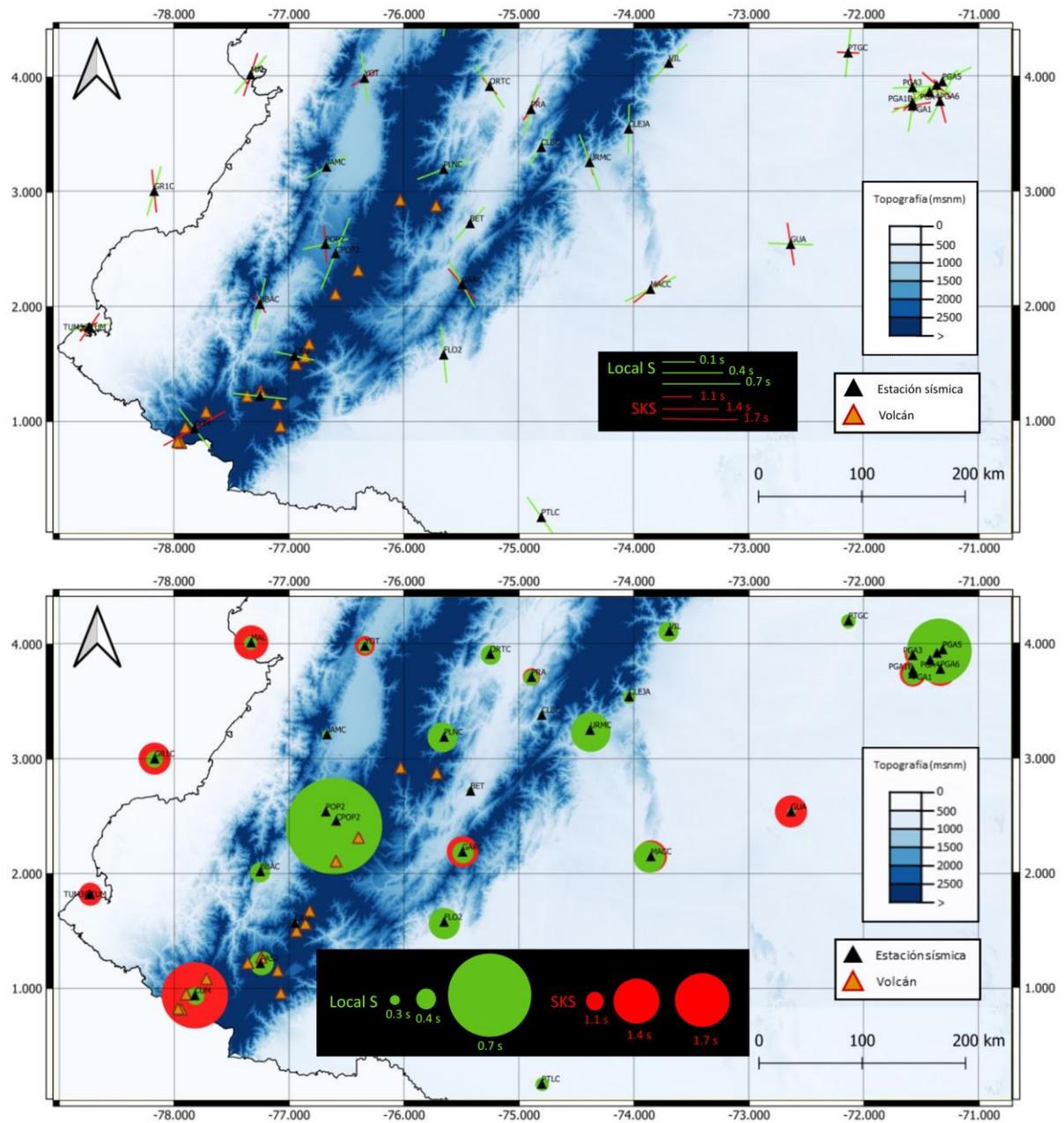


Figura 51. Mapas de los parámetros ϕ (arriba) y δt (abajo) vs. topografía y volcanes para la Región Sur.



4.3.6. Mapas de interpolación de los parámetros ϕ y δt

Con la finalidad de encontrar patrones o tendencias en los valores de los parámetros de anisotropía sísmica estimados para Colombia en este trabajo, se realizaron mapas de interpolación de los valores de ϕ y δt , tanto para estimaciones realizadas a partir de las fases S de eventos locales, como para las estimaciones realizadas a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos.

Los cuatro mapas de interpolaciones fueron elaborados en QGIS empleando el método IDW (Inverse Distance Weighted), con coeficiente $P = 2.00$, con una configuración de 180 filas y de 129 columnas, y con un tamaño de cada lado de píxel de 0.071788.

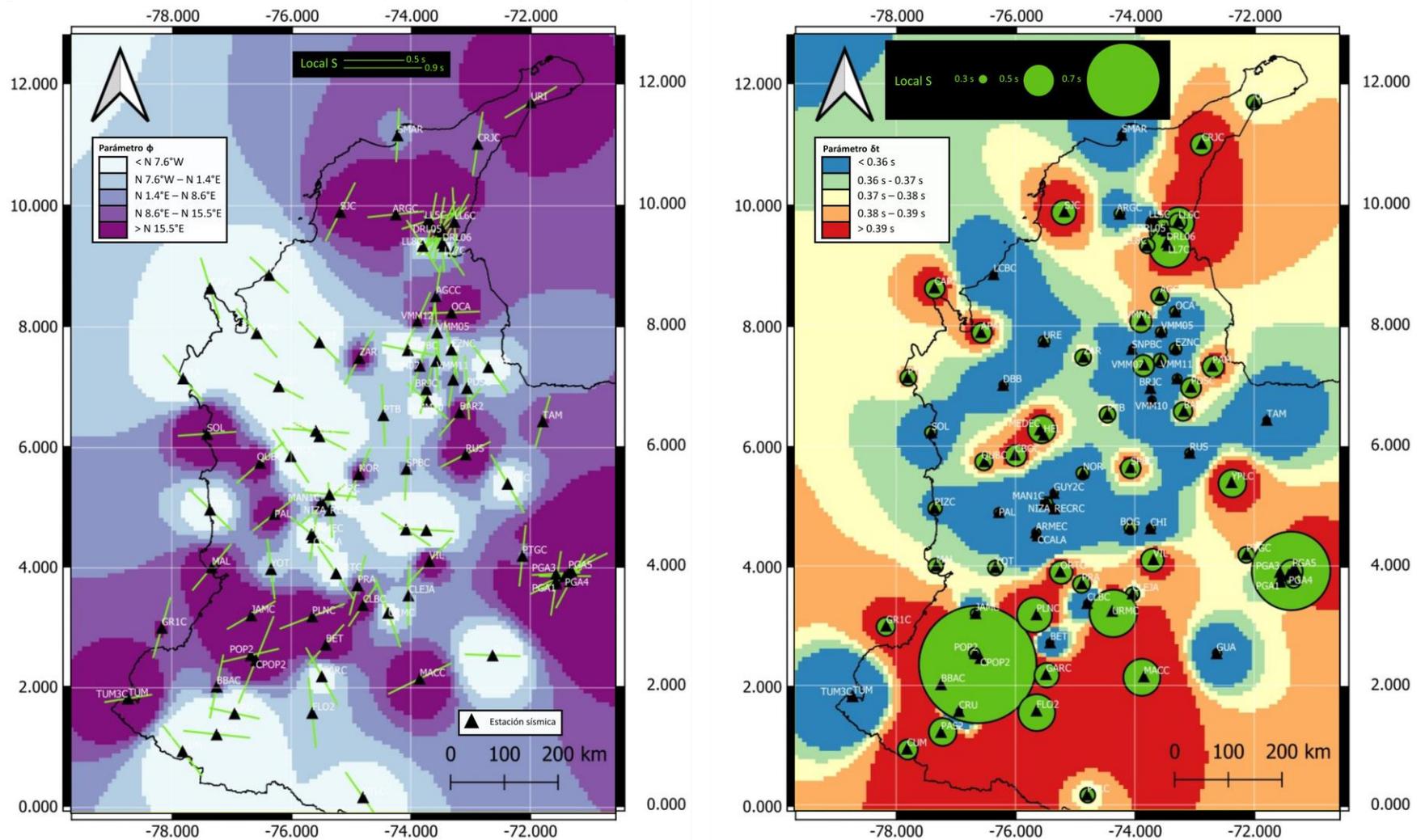
4.3.6.1. A partir de las fases S de eventos locales

La Figura 52 comprende los mapas de interpolación de los parámetros ϕ (izquierda) y δt (derecha) estimados a partir de las fases S de eventos locales.

En el mapa de interpolación del parámetro ϕ se observa la compleja orientación de los ejes rápidos de polarización en la corteza: mientras algunos ejes tienden a orientarse paralelos a subparalelos entre sí, y acorde a los rasgos tectónicos mencionados con anterioridad, también destaca la presencia de las zonas donde las orientaciones de los ejes rápidos son erráticas (al sur de la Sierra Nevada de Santa Marta, en las Zonas Volcánicas Norte y Sur, y en los Llanos Orientales). De forma general, se identifican cuatro zonas con tendencias en la orientación de los ejes rápidos en la corteza: 1) al sur de 2°N , con valores de ϕ predominantes que incrementan desde $\text{N } 7.6^{\circ}\text{W}$ en sentido antihorario; 2) entre 2°N y 4°N , con valores de ϕ en la parte occidental mayores a $\text{N } 15.5^{\circ}\text{E}$ (que incrementan en sentido horario), y valores cambiantes hacia el oriente; 3) entre 4°N y $8^{\circ}\text{-}10^{\circ}\text{N}$, con valores de ϕ predominantes que incrementan desde $\text{N } 7.6^{\circ}\text{W}$ en sentido antihorario, pero presentando rotaciones de ejes rápidos localizadas en ciertos puntos de esta franja; y 4) al norte de $8^{\circ}\text{-}10^{\circ}\text{N}$, con valores predominantes de ϕ mayores a $\text{N } 15.5^{\circ}\text{E}$ (que incrementan en sentido horario), también con rotaciones de ejes rápidos localizadas.

Por otra parte, en el mapa de interpolación del parámetro δt se identifican tres zonas con tendencias en la magnitud de la anisotropía en la corteza: 1) al sur de $\sim 4^{\circ}\text{N}$, con valores de δt predominantes altos, por encima de 0.39 s, y con algunos decrecimientos localizados; 2) entre $\sim 4^{\circ}\text{N}$ y $8^{\circ}\text{N-}10^{\circ}\text{N}$, con valores de δt predominantes bajos, por debajo de 0.36 s, y con algunos incrementos localizados; y 3) al norte de $8^{\circ}\text{N-}10^{\circ}\text{N}$, con valores de δt predominantes altos, por encima de 0.39 s, y con algunos decrecimientos localizados. Además, en este mapa resaltan los altos valores de δt en la Zona Volcánica Centro-Sur, hacia el oriente en los Llanos Orientales, y al sur de la Sierra Nevada de Santa Marta.

Figura 52. Mapas de interpolación de los parámetros ϕ (izquierda) y δt (derecha) obtenidos a partir de las fases S de eventos locales.



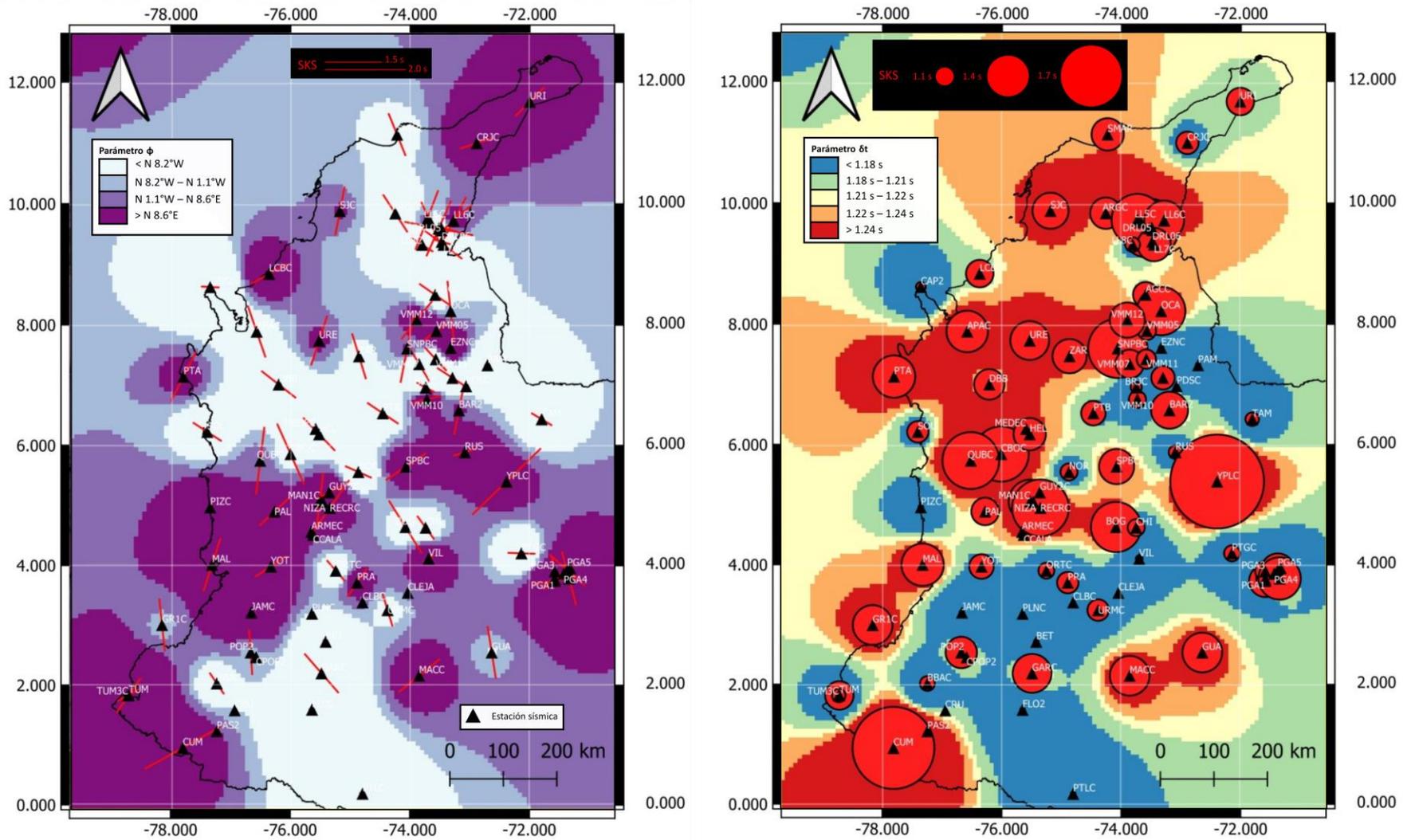
4.3.6.2. A partir de las fases SKS de eventos telesísmicos

La Figura 53 comprende los mapas de interpolación de los parámetros ϕ (izquierda) y δt (derecha) estimados a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos.

En el mapa de interpolación del parámetro ϕ se observa la compleja orientación de los ejes rápidos de polarización en el manto superior. En total, se reconocen al menos cuatro zonas con orientaciones similares: 1) una zona al sur de $\sim 2^\circ\text{N}$, donde predominan los ejes rápidos al occidente con orientación mayor a $\text{N } 8.6^\circ\text{E}$ (incrementando en sentido horario); 2) una zona entre $\sim 2^\circ\text{N}$ y $\sim 6^\circ\text{N}$ con un predominio también de orientaciones mayores a $\text{N } 8.6^\circ\text{E}$ (incrementando en sentido horario), pero que rotan hacia el sureste desde $\text{N } 8.2^\circ\text{W}$ e incrementando sentido antihorario; 3) una zona entre $\sim 6^\circ\text{N}$ y $\sim 8^\circ\text{N}$ con predominio de ejes rápidos que incrementan desde $\text{N } 8.2^\circ\text{W}$ en sentido antihorario, pero con algunas rotaciones localizadas en sentido horario; y 4) una zona al norte de $\sim 8^\circ\text{N}$ en la cual, de sur a norte, primero se tienen ejes rápidos que incrementan desde $\text{N } 8.6^\circ\text{E}$ en sentido horario, luego se tienen ejes rápidos que rotan hacia el sureste desde $\text{N } 8.2^\circ\text{W}$ e incrementando sentido antihorario, y luego se vuelven a tener ejes rápidos hacia el norte cuya rotación incrementa desde $\text{N } 8.6^\circ\text{E}$ en sentido horario.

Por otra parte, en el mapa de interpolación del parámetro δt se identifican al menos cinco zonas con tendencias en la magnitud de la anisotropía en el manto superior: 1) una zona de alta anisotropía al sur de $\sim 2^\circ\text{N}$, al suroccidente de Colombia, con valores de δt mayores a 1.24 s; 2) una zona de baja anisotropía entre 0°N y $\sim 4^\circ\text{N}$, con valores de δt inferiores a 1.18 s (entre $\sim 2^\circ\text{N}$ y $\sim 4^\circ\text{N}$, esta zona abarca el país de oriente a occidente); 3) una zona de alta anisotropía entre $\sim 4^\circ\text{N}$ y $\sim 8^\circ\text{N}$, con valores de δt mayores a 1.24 s (al sur de $\sim 8^\circ\text{N}$, esta zona abarca principalmente el centro y occidente del país; sin embargo, alrededor de $\sim 8^\circ\text{N}$ abarca el país de oriente a occidente); 4) una zona de baja anisotropía localizada al oriente de la franja comprendida entre $\sim 6^\circ\text{N}$ y $\sim 8^\circ\text{N}$, con valores de δt inferiores a 1.18 s; y 5) una zona de alta anisotropía alrededor de $\sim 10^\circ\text{N}$, con valores de δt mayores a 1.24 s.

Figura 53. Mapas de interpolación de los parámetros ϕ (izquierda) y δt (derecha) obtenidos a partir de las fases SKS de eventos telismicos.



5. DISCUSIÓN

Posterior a la obtención de resultados, se discute respecto a las relaciones encontradas con los rasgos tectónicos regionales:

5.1. Anisotropía estructural en la corteza

A partir de las estimaciones de los parámetros de anisotropía sísmica, se buscó evaluar la hipótesis propuesta por Idárraga *et al.* (2016), la cual plantea que “las ondas S se polarizan en la corteza de Colombia acorde a la orientación de estructuras geológicas de alcance regional”. Teniendo en cuenta que los resultados de esta investigación comprenden una mayor cantidad de estimaciones de los valores de ϕ y δt a partir de las fases S de eventos locales (respecto a trabajos previos), fue posible identificar el control que ejercen las estructuras geológicas sobre la anisotropía sísmica confinada en la corteza.

Como resultado, se encontró que, para las distintas regiones de Colombia, en efecto, las fallas polarizan las ondas S acorde a su orientación, tal como sucede, tanto con los grandes sistemas de fallas (Sistema de Fallas de Bucaramanga-Santa Marta, Sistema de Fallas de Guaicáramo-Piedemonte Llanero, Falla de La Salina, Falla de Palestina, Falla de Uramita, Falla de Murindó, Sistema de Fallas de Romeral, Falla Cauca-Patía, entre otras), como con fallas menores aflorantes en la superficie, tal como lo indican los valores estimados del parámetro ϕ . Un aspecto que tienen en común algunas de estas fallas donde la polarización de los ejes rápidos es paralela-subparalela a su orientación es que se encuentran en los bordes cordilleranos. Sin embargo, esto no es un patrón general, dado que también existe polarización de los ejes rápidos perpendicular a las fallas en todas las regiones estudiadas, implicando que el control de la anisotropía no es exclusivamente estructural.

Las orientaciones de los ejes rápidos de polarización (ϕ) en común estimadas, tanto a partir de las fases S de eventos locales, como a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos, para un rango de latitudes entre $\sim 2^\circ\text{N}$ y $\sim 10^\circ\text{N}$ al occidente de Colombia, sugieren un posible control de la subducción en la reología de la corteza. Sin embargo, se necesitan más pruebas para ratificarlo.

Respecto a la magnitud de la anisotropía, los valores del parámetro δt indican fuertes contrastes a lo largo de toda la región estudiada. Las tres grandes zonas identificadas en el mapa de interpolación de la Figura 52 corroboran los fuertes contrastes de anisotropía. En el caso de la Zona Volcánica Central-Sur, se propone que los altos valores del parámetro δt sugieren una polarización generada en conjunto por la presencia de minerales anisotrópicos, fluidos magmáticos y estructuras (fallas, fracturas) rellenas de estos fluidos (por las cuales asciende el magma hacia la superficie).

En el caso de la zona de Puerto Gaitán, en los Llanos Orientales, se sabe que allí están presente dos de los campos productores de hidrocarburos más grandes del país, Campo Rubiales y Campo Quifa, en los cuales se inyectan aproximadamente 7×10^5 metros cúbicos de agua residual por día ($7 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{día}$) al reservorio (Molina *et al.*, 2020). Según autores como Gómez *et al.* (2020) y Molina *et al.* (2020), la inyección de agua, principalmente en la Fm. Carbonera, ha generado sismicidad inducida en la zona. Se ha encontrado que, al inyectar agua residual, esta se ha movilizó a través de fallas interconectadas entre sí presentes en la Fm. Carbonera, en las rocas paleozoicas infrayacentes, y en el basamento de la cuenca, con un umbral de generación de sismicidad correspondiente a la inyección de más de 2×10^6 metros cúbicos de agua residual por mes ($2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{mes}$). En el marco de esta investigación, se propone que los altos valores del parámetro δt , en conjunto con los valores de φ variables (polarización errática) estimados para esta zona, sugieren una anisotropía cortical influenciada por la inyección de agua y su circulación en profundidad a través de las fallas interconectadas entre sí, algunas de las cuales han sido reactivadas, según Molina *et al.* (2020).

Para comprobar la influencia localizada de los fluidos magmáticos y de la inyección de agua en reservorios de hidrocarburos sobre la anisotropía sísmica en la corteza, se necesitaría desplegar más estaciones sísmicas en cercanías de los volcanes y de los campos productores de hidrocarburos, y hacer el mismo procesamiento de las formas de onda para obtener los parámetros de anisotropía sísmica.

Ahora bien, en el caso de la parte sur de la Sierra Nevada de Santa Marta, donde también se estimaron valores altos de δt (al igual que orientaciones erráticas en los ejes rápidos de polarización), se plantea la existencia de una alta anisotropía debido a las fábricas de minerales anisotrópicos deformados al interior de las fallas, tanto mayores (Sistema de Fallas de Bucaramanga-Santa Marta), como menores (otras fallas perpendiculares al Sistema de Fallas de Bucaramanga-Santa Marta, al sur de la Sierra Nevada de Santa Marta), estableciendo así un control netamente estructural de la anisotropía sísmica en esta región.

Adicional a todo lo anterior, se establece que las zonas con mayor densidad de fallas presentan algunas de las mayores magnitudes de anisotropía sísmica (mayores valores de δt), indicando la presencia de una mayor cantidad de fábricas de minerales anisotrópicos sometidos a deformación al interior de estas, comparadas con zonas donde no hay tanta densidad de fallas. Sin embargo, hay algunas excepciones, donde las magnitudes de la anisotropía sísmica (δt) no son las más altas, pese a presentarse en zonas con altas densidades de fallas.

De igual forma, se establece que, si bien algunos de los ejes rápidos de polarización de las ondas S en la corteza estimados para regiones que se encuentran en regiones montañosas son paralelos-subparalelos a los ejes cordilleranos (φ), no existe una relación directa entre el volumen de material cortical que conforma las

montañas y la magnitud de la anisotropía, cuantificada mediante el parámetro δt , en ninguna de las cuatro regiones.

5.2. Anisotropía inducida por esfuerzos en la corteza

Según Boness y Zoback (2006), en las zonas corticales donde no hay un control estructural sobre la anisotropía, y las cuales están sometidas a un campo de esfuerzo, los ejes rápidos de polarización de las ondas S tienden orientarse paralelos a fracturas que, a su vez, ocurren de forma paralela a la orientación del esfuerzo horizontal máximo ($SH_{m\acute{a}x}$).

En este trabajo se encontró que, para algunas estaciones cuyos ejes rápidos tienden a ser perpendiculares a las fallas geológicas, estos se orientan paralelos a subparalelos a las orientaciones reportadas del $SH_{m\acute{a}x}$ en el “World Stress Map 2016”. Algunos de estos casos corresponden a las estaciones BOG, YPLC y OCA en la Región Centro-Oriental, ARMEC en la Región Centro-Occidental, y CRU y PLNC en la Región Sur.

Sin embargo, para otras estaciones, llama la atención que los ejes rápidos de polarización de las ondas S se orientan paralelos, tanto a las fallas aflorantes en las zonas, como a las orientaciones del $SH_{m\acute{a}x}$. Tal es el caso de las estaciones CAP2, PTA y APAC en la Región Centro-Occidental, y de las estaciones CPOP2 y VIL en la Región Sur.

Lo anterior indica que, si bien la anisotropía inducida por esfuerzos permite justificar las orientaciones de algunos de los ejes rápidos de polarización de las ondas S en zonas donde estos no son paralelos a las fallas, no corresponde al mecanismo dominante que controla la anisotropía en la corteza para la esquina noroccidental de Suramérica. De igual forma, se propone que las estaciones cuyos ejes rápidos de polarización de las ondas S se orientan de forma paralela-subparalela, tanto a las fallas, como al $SH_{m\acute{a}x}$, se encuentran localizadas en zonas donde hay una combinación, tanto del mecanismo estructural, como del inducido por esfuerzos. Incluso, no se descarta la ocurrencia de distintas fábricas minerales las cuales fueron sometidas a cambios de $SH_{m\acute{a}x}$ en el tiempo (superposición de fábricas minerales como reflejo de los cambios en $SH_{m\acute{a}x}$ producidos por las orogenias que han ocurrido en el tiempo geológico). Ahora bien, determinar y cuantificar en qué medida son las estructuras geológicas y los esfuerzos tectónicos los que controlan tal anisotropía mixta, al igual que determinar los cambios en las orientaciones preferenciales por acción de paleo esfuerzos, son ejercicios que se encuentran por fuera del alcance de esta tesis de maestría.

5.3. Polarización errática por fluidos en la corteza

Algunas de las regiones estudiadas llaman la atención por los patrones erráticos que forman los ejes rápidos de polarización de las ondas S estimados, tanto a partir de las fases S de eventos locales, como a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos. Estos ejes de polarización erráticos se caracterizan por presentar cambios abruptos en los valores de ϕ en estaciones que están muy cercanas entre sí.

En el caso de las estimaciones de tales ejes a partir de las fases S de eventos locales, se identificaron tres zonas donde los ejes de polarización son erráticos para la corteza, y en las cuales no predomina un control estructural sobre la anisotropía: 1) la Zona Volcánica Norte, 2) la Zona Volcánica Central-Sur, y 3) hacia Puerto Gaitán, Meta. La hipótesis que permite explicar la polarización errática de los ejes en estas zonas es la presencia de fluidos, tanto magmáticos (en las zonas volcánicas), como de inyección en reservorios de hidrocarburos (en los Llanos Orientales, tal como se describió en la sección 5.1), los cuales se encuentran alojados en fallas presentes en las regiones mencionadas. Una observación que permite validar parcialmente esta hipótesis es el hecho de que, para la Zona Volcánica Central-Sur y para la zona de Puerto Gaitán, las magnitudes de la anisotropía sísmica (valores de δt) estimadas a partir de las fases S de eventos locales son de las más elevadas entre todas las estaciones estudiadas, como se observa en el mapa de la Figura 52 (derecha). Sin embargo, para la Zona Volcánica Norte, los valores no son tan elevados como en los otros dos casos.

De igual forma, se obtuvieron patrones erráticos en los ejes de polarización estimados a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos, en dos de las tres regiones mencionadas con anterioridad: 1) la Zona Volcánica Norte, y 2) hacia Puerto Gaitán, Meta. Esto se observa en la Figura 53 (izquierda). En el primer caso, se plantea la hipótesis que la polarización pueda deberse al ascenso de fluidos magmáticos de fuentes profundas en la litósfera, en conjunto con el paso de los rayos de las fases telesísmicas a través de fluidos magmáticos alojados en la corteza; y en el segundo caso, se plantea la hipótesis que la polarización se deba al paso de los rayos de las fases telesísmicas a través de las fallas rellenas de fluidos inyectados (agua residual) presentes en el basamento de la cuenca. En estos casos, los valores del parámetro δt no indican ninguna tendencia.

5.4. Anisotropía bajo las losas que subducen

Como bien se sabe de estudios previos, la subducción en la esquina noroccidental de Suramérica comprende la partición de las placas Caribe y Nazca en distintos fragmentos, los cuales subducen con distintas orientaciones y ángulos (Mojica *et al.*, 2022; Sun *et al.*, 2022; Cornthwaite *et al.*, 2021; Vargas, 2019; Idárraga *et al.*, 2016; Yarce *et al.*, 2014; Vargas y Mann, 2013), y cuyas interacciones entre sí aún son objeto de debate en la comunidad científica. Analizando con cuidado el mapa de interpolación obtenido para el parámetro ϕ estimado a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos (Figura 53, izquierda), se evidencia que las cuatro zonas identificadas (las cuales poseen distintas tendencias en la orientación de los ejes rápidos de polarización para el manto bajo las losas que subducen), podrían corresponder con los distintos fragmentos así:

- a. Segmento Pasto: comprendería la zona al sur de $\sim 2^\circ\text{N}$ de latitud, donde predominan los ejes rápidos al occidente con orientación mayor a $\text{N } 8.6^\circ\text{E}$ (incrementando en sentido horario), y con magnitudes de anisotropía sísmica (δt) mayores a 1.24 s. Se interpreta que corresponde a la subducción de la Dorsal Carnegie bajo la Placa Suramericana (Idárraga *et al.*, 2016).
- b. Segmento Cartago: comprendería la zona entre $\sim 2^\circ\text{N}$ y $\sim 5.8^\circ\text{N}$ - 6°N con un predominio también de orientaciones mayores a $\text{N } 8.6^\circ\text{E}$ (incrementando en sentido horario), pero que rotan hacia el sureste desde $\text{N } 8.2^\circ\text{W}$ e incrementando sentido antihorario. Posee cambios en las magnitudes de anisotropía (δt), desde bajas al sur de $\sim 4^\circ\text{N}$ (menores a 1.18 s.), hasta altas al norte de $\sim 4^\circ\text{N}$ (mayores a 1.24 s). Se interpreta que, junto con el Segmento Pasto, corresponden a la Placa de Nazca, y se separa del Segmento Pasto en lo que Idárraga *et al.* (2016) denominaron “Malpelo Tear”. Según Mojica *et al.* (2022), este segmento presenta la deshidratación de una losa fracturada, lo que llevaría a tener una cuña del manto hidratada (generando el nido sísmico del Cauca).
- c. Segmentos Bucaramanga y Medellín: comprenderían la zona entre $\sim 5.8^\circ\text{N}$ - 6°N y $\sim 8^\circ\text{N}$ con predominio de ejes rápidos que incrementan desde $\text{N } 8.2^\circ\text{W}$ en sentido antihorario, pero con algunas rotaciones localizadas en sentido horario. En general, las magnitudes de la anisotropía (δt) son altas en este intervalo, con valores mayores a 1.24 s. Hacia 8°N , la zona de alta anisotropía abarca todo el país, de occidente a oriente (según el mapa de la Figura 53, derecha). Los altos valores del parámetro δt de anisotropía sísmica en esta franja tienen sentido con la ocurrencia de los dos fragmentos, uno bajo el otro (Medellín bajo Bucaramanga), los cuales tendrían distinto origen (Nazca y Caribe, respectivamente), tal como se interpretó según las tomografías realizadas por Sun *et al.* (2022), y como se reafirma en el trabajo de Mojica *et al.* (2022). Ahora bien, debido a que la estimación de los parámetros de anisotropía sísmica no permite ver los cambios verticales en cuerpos anisotrópicos diferentes, no se

pueden diferenciar ambos segmentos con los mapas de interpolación obtenidos en este trabajo, debido a que únicamente permiten interpretar cambios horizontales en la anisotropía. Estos segmentos se separan del segmento Cartago en lo que Vargas y Mann (2013) denominaron “Caldas Tear”.

- d. Segmento Maracaibo: comprendería la zona al norte de $\sim 8^{\circ}\text{N}$. En ella, de sur a norte, primero se tienen ejes rápidos que incrementan desde $\text{N } 8.6^{\circ}\text{E}$ en sentido horario, luego se tienen ejes rápidos que rotan hacia el sureste desde $\text{N } 8.2^{\circ}\text{W}$ e incrementando sentido antihorario, y luego se vuelven a tener ejes rápidos hacia el norte cuya rotación incrementa desde $\text{N } 8.6^{\circ}\text{E}$ en sentido horario. En general, para este segmento, las magnitudes de la anisotropía (δt) son altas (mayores a 1.24 s). Según Vargas (2019), podría existir una segmentación de la subducción al oriente y al occidente del Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta, el cual se hipotetiza podría corresponder a otra zona de desgarre litosférico, donde probablemente ocurre un cambio en el ángulo de subducción (de una subducción de la Placa Caribe más inclinada al NE de la zona de desgarre, a una subducción de la Placa Caribe de menor ángulo al SW de la zona de desgarre). En este trabajo, se hipotetiza que la rotación de los ejes rápidos (bajo las losas que subducen) para esta zona, de sur a norte, permite explicar el modelo de alambre propuesto por Vargas (2019), el cual corresponde a “la forma mecánicamente más coherente con los rasgos estructurales observados en la región”. De igual forma, teniendo en cuenta que algunos de los ejes rápidos de polarización obtenidos a partir de las fases SKS se orientan de forma paralela-subparalela al Sistema de Fallas de Bucaramanga-Santa Marta, esto podría corroborar la existencia de la zona de desgarre litosférico en el Sistema de Fallas de Bucaramanga-Santa Marta, indicando una posible prolongación del sistema de fallas en profundidades mayores al Moho. Sin embargo, se necesitarían más estudios para poder validar o refutar esta hipótesis.

5.5. Modelo tectónico propuesto

Finalmente, como etapa final de este trabajo, se propone un modelo tectónico actualizado para la esquina noroccidental de Suramérica (Figura 54) en el cual se involucran los resultados de las estimaciones del parámetro ϕ de anisotropía sísmica con otros elementos propuestos en trabajos previos.

De este trabajo, se representan:

- Las orientaciones de los ejes rápidos de polarización estimados a partir de las fases S de eventos locales, representando la polarización en la corteza acorde a las orientaciones de los grandes sistemas de fallas regionales y de otras fallas menores, así como también a las direcciones del $SH_{m\acute{a}x}$. Adicionalmente, se representan las polarizaciones erráticas en presencia de los volcanes de las distintas zonas volcánicas presentes en Colombia (Zona Volcánica Norte y Zona Volcánica Sur). Las flechas que representan los vectores son de color azul en la Figura 54.
- Las orientaciones de los ejes rápidos de polarización estimados a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos, representando las direcciones de flujo del manto bajo las losas que subducen. Las flechas que representan los vectores son de color magenta en la Figura 54.

Para su elaboración, se tuvo en cuenta que:

- El espesor de la corteza fue obtenido a partir del mapa de Moho actualizado para Colombia, el cual fue presentado en el trabajo de Mojica *et al.* (2022).
- Las zonas de desgarre litosférico fueron incorporadas acorde a los trabajos de Vargas y Mann (2013) – “Caldas Tear”, Idárraga *et al.* (2016) – “Malpelo Tear”, y Vargas (2019) – “Sistema de Fallas de Bucaramanga – Santa Marta”.
- La geometría de las distintas losas que subducen se representó acorde a los trabajos de Mojica *et al.* (2022), Sun *et al.* (2022), Vargas (2019), e Idárraga *et al.* (2016).
- La nomenclatura de los distintos segmentos fue establecida acorde a los trabajos de Mojica *et al.* (2022) y Sun *et al.* (2022).
- Se hipotetiza la segmentación en la subducción del Segmento Maracaibo acorde al modelo de alambre propuesto en el trabajo de Vargas (2019), en conjunto con las observaciones de los cambios en los valores de ϕ (obtenidos en este trabajo).

Las direcciones de flujo del manto astenosférico bajo las losas que subducen interpretadas en este trabajo se representan en color morado en la Figura 55. Adicionalmente, se representa, mediante flechas rojas, la dirección del flujo mantélico generalizada con orientación SW-NE para la esquina noroccidental de Suramérica, en la cual convergen todas las direcciones de flujo bajo los segmentos que subducen interpretadas en este trabajo. Considerando los trabajos de Idárraga *et al.* (2016), Masy *et al.* (2011), y Russo y Silver (1994), el flujo del manto astenosférico bajo las losas que subducen vendría siendo paralelo-subparalelo a la fosa de subducción al sur de Colombia, para luego ser deflectado hacia el noreste, hacia los Andes de Mérida y las Antillas Holandesas.

Para interpretar el flujo del manto astenosférico generalizado, los mapas de interpolación de los valores de φ y δt promedio obtenidos para las fases SKS (Figura 53) permitieron:

1. Identificar dos zonas de fuerte contraste en φ , con un cambio abrupto alrededor de los 5.5-7°N, al sur de la cual los ejes tienen una orientación predominante SW-NE (sugiriendo un flujo paralelo-subparalelo a la subducción de la Placa de Nazca), y al norte de la cual los ejes tienen una orientación predominante NW-SE (sugiriendo una deflexión en el flujo por la subducción de la Placa Caribe).
2. Reconocer dos grandes zonas, al este de 75°W, donde predominan los ejes rápidos orientados SW-NE (una al norte, y otra al sur de Colombia) soportando así, tanto el flujo mantélico generalizado (hacia el sur), como la continuación del flujo en la misma dirección, posterior a su deflexión (al norte).
3. Visualizar una franja situada entre ~5.5°-8.5°N que presenta altos valores de δt promedio (> 1.24 s), indicando posiblemente una deformación litosférica intensa. Al comparar con los modelos de subducción propuestos por Mojica *et al.* (2022) y Sun *et al.* (2022), los altos valores de δt allí podrían justificar la interacción de dos segmentos (Segmento Bucaramanga y Segmento Medellín) de distinta afinidad (Caribe y Nazca), los cuales se encontrarían superpuestos entre sí. Sin embargo, si bien los altos valores de δt podrían soportar la existencia de ambos segmentos (interpretándolos como dos cuerpos distintos), al no contar este trabajo con resolución vertical de la estructura anisotrópica (los contrastes fuertes que se observan en los mapas de interpolación son laterales), no se incluyó el segmento infrayacente (Segmento Medellín, el cual ha sido descrito y representado en los trabajos previos mencionados), en el modelo tectónico aquí propuesto.

Figura 54. Modelo tectónico propuesto para la esquina noroccidental de Suramérica.

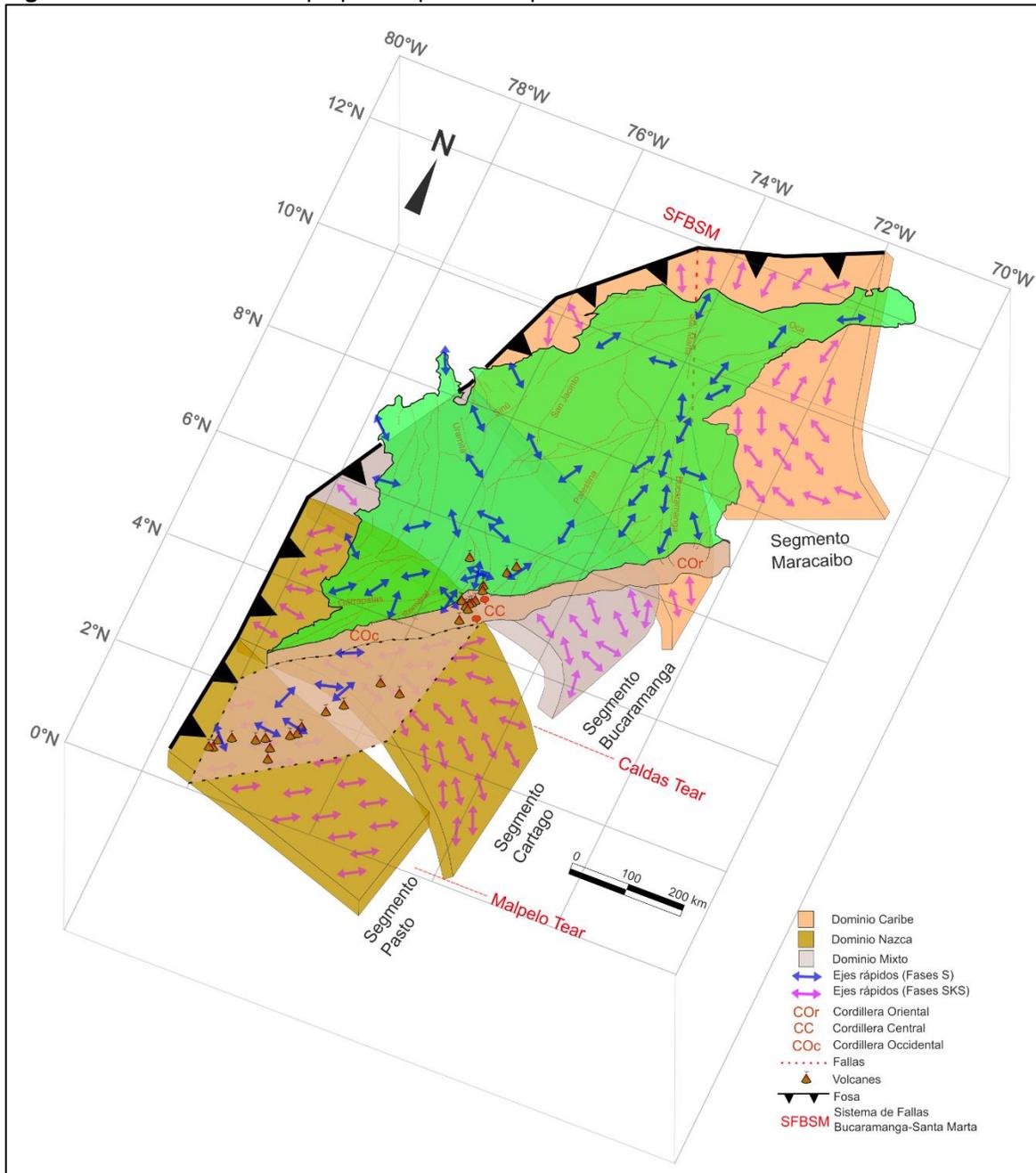
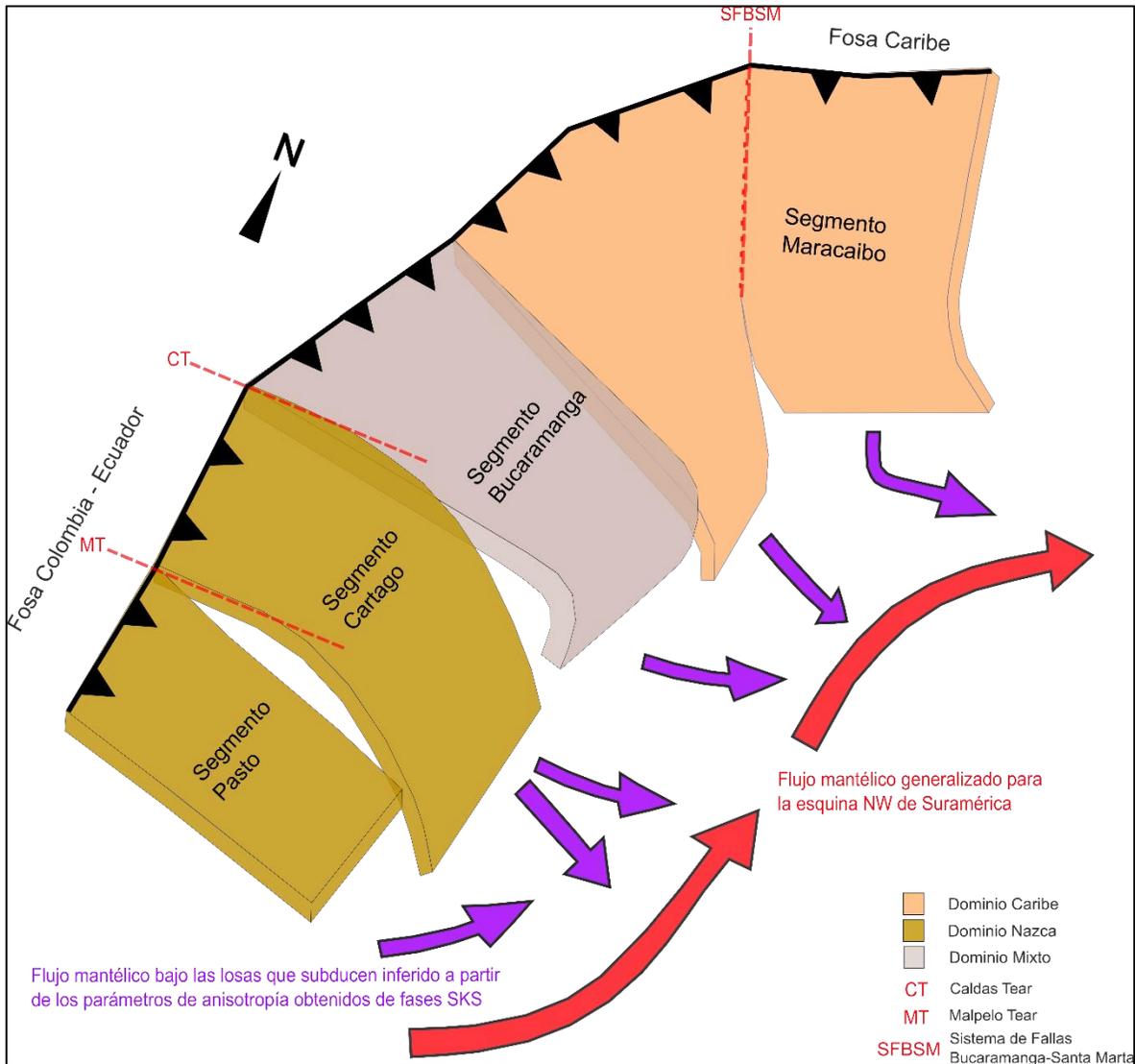


Figura 55. Modelo del flujo mantélico propuesto para la esquina noroccidental de Suramérica.



6. CONCLUSIONES

- La corteza posee un control mixto de la anisotropía sísmica en Colombia, donde el principal control en la orientación de los ejes rápidos de polarización de las ondas de cizalla lo ejercen las fábricas de minerales anisotrópicos deformados presentes al interior de las estructuras geológicas (grandes sistemas de fallas, en conjunto con otras fallas menores).
- El esfuerzo horizontal máximo ($SH_{\text{máx}}$) contribuye, en menor medida, a controlar la anisotropía sísmica en Colombia, principalmente en zonas donde las estructuras geológicas no polarizan las ondas sísmicas, o en zonas donde las fábricas de minerales preexistentes han sido sometidas a distintos esfuerzos en el tiempo geológico (superposición de fábricas minerales).
- La presencia de fluidos magmáticos y de inyección (en zonas de producción de hidrocarburos) alojados en fracturas de la corteza, genera patrones erráticos en las orientaciones de los ejes rápidos de polarización (φ), al igual que magnitudes altas de la anisotropía sísmica (δt) para algunas zonas específicas (Zona Volcánica Centro-Sur y Llanos Orientales).
- Las orientaciones de los ejes rápidos de polarización estimados a partir de las fases SKS de eventos telesísmicos indican las orientaciones del flujo astenosférico bajo las losas que subducen, convergiendo en un flujo generalizado con orientación SW-NE en la esquina noroccidental de Suramérica.
- Las rotaciones de los ejes rápidos de polarización bajo el Segmento Maracaibo, y las orientaciones paralelas-subparalelas de los ejes rápidos bajo el Sistema de Fallas de Bucaramanga-Santa Marta, tanto estimados a partir de las fases S como de las fases SKS, sugieren la posible existencia de una zona de desgarre litosférico en la cual se daría una partición y un cambio en el ángulo de subducción de este segmento.
- La estimación de los parámetros de anisotropía sísmica (φ , δt) para Colombia indica la presencia de distintos cuerpos anisotrópicos y de múltiples patrones de polarización de las ondas de cizalla, reflejando así el complejo ambiente tectónico que comprende la esquina Noroccidental de Suramérica.

7. RECOMENDACIONES

- Realizar, en trabajos futuros, una selección de filtros pasabanda individuales para cada estación sísmica con la finalidad de aplicar el rango que permite obtener la mejor relación señal/ruido en cada una de ellas durante el procesamiento de las formas de onda, sin tener que asumir la aplicación del mismo filtro en todas las estaciones.
- Profundizar en el estudio de la anisotropía sísmica en la corteza para la esquina noroccidental de Suramérica empleando otros métodos de estimación de los parámetros φ y δt , y comparar con los resultados obtenidos en este trabajo.
- Cuantificar en qué medida son las estructuras geológicas y los esfuerzos tectónicos los que controlan la anisotropía mixta confinada en la corteza.
- Determinar los cambios en el tiempo de las orientaciones preferenciales de las fábricas minerales preexistentes en la corteza por acción de paleo esfuerzos.
- Comparar otras variables tales como litologías, dataciones absolutas e índices morfométricos con los parámetros de anisotropía sísmica.
- Realizar otros estudios geofísicos, geoquímicos y/o petrológicos que permitan validar o refutar la existencia de la zona de desgarre litosférico en el Sistema de Fallas de Bucaramanga-Santa Marta.

8. REFERENCIAS

- Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C., Olona, J. (2020). Upper-Crustal Seismic Anisotropy in the Cantabrian Mountains (North Spain) from Shear-Wave Splitting and Ambient Noise Interferometry Analysis, *Seismol. Res. Lett.* XX, 1–16.
- Akazawa, T. (2004), A technique for automatic detection of onset time of P-and S-Phases in strong motion records, 13th World Conference on Earthquake Engineering.
- Bacon, C.A., Johnson, J.H., White, R.S., Rawlinson, N. (2022). On the origin of seismic anisotropy in the shallow crust of the Northern Volcanic Zone, Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2021JB022655.
- Barruol, G., Wustefeld, A., Bokelmann, G. (2009). SKS-Splitting-database. Université de Montpellier, Laboratoire Géosciences. Disponible en línea: <http://splitting.gm.univ-montp2.fr/DB/index.html>
- Boness, N., Zoback, M. (2006). Mapping stress and structurally controlled crustal shear velocity anisotropy in California. *Geological Society of America. Geology*; October 2006; v. 34; no. 10; p. 825–828.
- Cornthwaite, J., Bezada, M. J., Miao, W., Schmitz, M., Prieto, G. A., Dionicio, V., et al. (2021). Caribbean slab segmentation beneath northwest South America revealed by 3-D finite frequency teleseismic P-wave tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(4), e2020GC009431. <https://doi.org/10.1029/2020GC009431>.
- Crampin, S., Peacock, S. (2008). A review of the current understanding of seismic shear-wave splitting in the Earth's crust and common fallacies in interpretation. Elsevier, *Wave Motion* 45 (2008) 675–722.
- Crotwell, H.P., Owens, T.J., Ritsema, J. (1999). The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities, *Seismological Research Letters*, 70 (2), 154-160.
- Davis, J.C. (2002). *Statistics and Data Analysis in Geology*. Third Edition. John Wiley & Sons, Inc. Chapter 5, p. 316-330.
- Demouchy, S. (2021). Defects in Olivine. *European Journal of Mineralogy*. 33, 249–282, 2021.
- GeoRose 0.5.1. (2022). Yong Technology – Geotechnical Engineering Software Solutions. Disponible en línea: <https://www.yongtechnology.com/download/>

GEOFON Program (2022). GFZ-Helmholtz Centre Potsdam. Disponible en línea: <https://geofon.gfz-potsdam.de/>

Gomez Alba, S., Vargas, C.A., Zang, A. (2020). Evidencing the relationship between injected volume of water and maximum expected magnitude during the Puerto Gaitán (Colombia) earthquake sequence from 2013 to 2015. *Geophysical Journal International*, 220(1), 335-344. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz433>

Heidbach, O., Ziegler, M. (2018). Smoothed global stress maps based on the World Stress Map database release 2016. GFZ Data Services. <http://doi.org/10.5880/WSM.2018.002>

Idárraga, J., Kendall, J.M., Vargas, C.A. (2016). Shear Wave Anisotropy in Northwestern South America and Its Link to the Caribbean and Nazca Subduction Geodynamics. *American Geophysical Union: Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 17 (2016).

IRIS (2021). Shear Wave Splitting Product Query. Disponible en línea: <http://ds.iris.edu/spud/swsmeasurement>

Jung, H. (2017). Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction zones: a review. *Geosciences Journal*. Vol. 21, No. 6, p. 985–1011, December 2017. <http://dx.doi.org/10.1007/s12303-017-0045-1>

Karato, S., Jung, H., Katayama, I., Skemer, P. (2008). Geodynamic Significance of Seismic Anisotropy of the Upper Mantle: New Insights from Laboratory Studies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2008. 36:59–95.

Katayama, I., Hirauchi, K., Michibayashi, K., Ando, J. (2009). Trench-parallel anisotropy produced by serpentine deformation in the hydrated mantle wedge. *Nature Letters*. Vol 461, 22 October 2009, doi:10.1038/nature08513

KIT (Karlsruhe Institute of Technology) Lehre und Wissen. (2019) Basic Geophysics: Shear Wave Splitting. Disponible en línea: <https://www.youtube.com/watch?v=T2zhwg8kgpM>.

Mardia, K. V. (2000). *Statistics of Directional Data*. Academic Press, Inc. Chapter 1-2.

Masy, J., Niu, F., Levander, A., Schmitz, M. (2011). Mantle flow beneath northwestern Venezuela: Seismic evidence for a deep origin of the Mérida Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 305 (2011), 396–404.

Mojica Boada, M.J., Poveda, E., Tary, J.B. (2022). Lithospheric and slab configurations from receiver function imaging in northwestern South America, Colombia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2022JB024475. <https://doi.org/10.1029/2022JB024475>.

Molina I., Velásquez, J.S., Rubinstein, J.L., Garcia-Aristizabal, A., Dionicio, V. (2020) Seismicity induced by massive wastewater injection near Puerto Gaitán. *Colombia Geophys J Int* 223(2):777–791. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa326>

Nagaya, T. et al. (2016). Seismic evidence for flow in the hydrated mantle wedge of the Ryukyu subduction zone. *Sci. Rep.* 6, 29981.

Piñero-Feliciangeli, L.T., Kendall, J.M. (2008). Sub-Slab mantle flow parallel to the Caribbean plate boundaries: Inferences from SKS Splitting. *Tectonophysics*, 462 (2008), 22–34.

Porritt, R.W., Becker, T.W., Monsalve, G. (2014). Seismic anisotropy and slab dynamics from SKS splitting recorded in Colombia. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 8775–8783

Red Sismológica Nacional de Colombia (2021). Catálogo de sismicidad. Disponible en línea: <http://bdrsnc.sgc.gov.co/paginas1/catalogo/index.php>

Russo, R.M. Silver, P.G. (1994). Trench-Parallel Flow Beneath the Nazca Plate from Seismic Anisotropy. *Science*. Vol. 263. 25 February 1994.

Shearer, P.M. (2009). *Introduction to Seismology*. Second Edition. Cambridge University Press.

Shih, X., Schneider, J.F., Meyer, R.P. (1991). Polarities of P and S waves, and Shear Wave Splitting Observed from the Bucaramanga Nest, Colombia. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 96, NO. B7, Pg. 12,069-12,082, July 10, 1991.

Silver, P.G., Chan, W.W. (1991). Shear Wave Splitting and Subcontinental Mantle Deformation. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B10, p. 16,429 - 16,454. September 10, 1991.

Sun, M., Bezada, M.J., Cornthwaite, J., Prieto, G.A., Niu, F., Levander, A. (2022). Overlapping slabs: Untangling subduction in NW South America through finite-frequency teleseismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 577, 117253. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117253>.

Uchida, N., Nakajima, J., Wang, K. (2020). Stagnant forearc mantle wedge inferred from mapping of shear-wave anisotropy using S-net seafloor seismometers. *Nat Commun* 11, 5676.

Vargas, C.A., Mann, P. (2013). Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the Panama arc indenter with northwestern South America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3), 2025–2046. <https://doi.org/10.1785/0120120328>

Vargas, C.A. (2020). Subduction geometries in northwestern South America. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38, p. 397–422. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.11>

Walpole, J. (2017). SplitWavePy: Splitting made easy in Python. Disponible en línea: <https://splitwavepy.readthedocs.io/en/latest/> y <https://github.com/JackWalpole/splitwavepy>.

Wüstefeld, A., Bokermann, G., Zaroli, C., Barruol, G. (2008). SplitLab: A shear-wave splitting environment in Matlab. *Computers & Geosciences*, 34(5), 515–528.

Yarce, J., Monsalve, G., Becker, T. W., Cardona, A., Poveda, E., Alvira, D., & Ordoñez-Carmona, O. (2014). Seismological observations in Northwestern South America: Evidence for two subduction segments, contrasting crustal thicknesses and upper mantle flow. *Tectonophysics*, 637, 57–67. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.09.006>.

Zal, H. (2020). Seismic anisotropy and velocity structure in the North Island, New Zealand. PhD. Thesis. Victoria University of Wellington. New Zealand.

Zhao, L. Xue, M. (2015). An observation related to directional attenuation of SKS waves propagating in anisotropic media. *Geophysical Journal International*, Volume 201, Issue 1, April 2015, Pages 276–290, <https://doi.org/10.1093/gji/ggv019>.

ANEXOS

ANEXO A – Código en Python para el procesamiento de las formas de onda correspondientes a las fases S de eventos locales

```
#Para cargar las formas de onda
from obspy import read
s01=read("C:/Users/daac1/Desktop/ANISOTROPÍASÍSMICA/20160206T120531.SMAR.mseed")
s02...

#Para visualizar las formas de onda
s01.plot()
s02.plot()...

# ESTIMACIÓN DE LOS PARÁMETROS DE ANISOTROPÍA PARA LAS FASES LOCALES S
x = [s01, s02, ...]

for i in x:
    ##PRIMERO INGRESAR Z, LUEGO N Y LUEGO E
    from obspy.signal.trigger import ar_pick
    trace1 = i[5] -> COMPONENTE Z
    trace2 = i[4] -> COMPONENTE N-S
    trace3 = i[3] -> COMPONENTE E-W

    ##PARA GRAFICAR CADA COMPONENTE
    trace1.plot()
    trace2.plot()
    trace3.plot()

    ##PARA PICAR LOS ARRIBOS P Y S SEGÚN EL MÉTODO DE AKAZAWA (2004)
    df = trace1.stats.sampling_rate
    p_pick, s_pick = ar_pick(trace1.data, trace2.data, trace3.data, df, 1.0, 20.0, 1.0, 0.1, 4.0, 1.0, 2, 8, 0.1, 0.2)

    print("EL ARRIBO DE LA ONDA P ES (s): ")
    print(p_pick)
    print("EL ARRIBO DE LA ONDA S ES (s): ")
    print(s_pick)

    #Se calcula un delta para poder operar segundos (+ o -) a fecha en UTCDateTime (s_pick = arribo S)
    delta = s_pick
    ArriboS = trace3.stats.starttime + delta
    print("EL ARRIBO DE LA ONDA S CORREGIDO ES (s): ")
    print(ArriboS)

    #PARA CORTAR LOS SISMOGRAMAS Y DEFINIR VENTANA DE ANÁLISIS
    tr1trim = trace1.trim(ArriboS-10, ArriboS+10)
    #tr1trim.plot()
    tr2trim = trace2.trim(ArriboS-10, ArriboS+10)
    #tr2trim.plot()
    tr3trim = trace3.trim(ArriboS-10, ArriboS+10)
    #tr3trim.plot()

    #PARA FILTRAR LOS SISMOGRAMAS
    tr1trim.filter("bandpass",freqmin=0.1,freqmax=2)
    tr1trim.plot()
    tr2trim.filter("bandpass",freqmin=0.1,freqmax=2)
```

```
tr2trim.plot()
tr3trim.filter("bandpass",freqmin=0.1,freqmax=2)
tr3trim.plot();

### SHEAR WAVE SPLITTING EN SPLITWAVEPY
import splitwavepy as sw

# get data into Pair object and plot
north = tr2trim.data
east = tr3trim.data
sample_interval = tr2trim.stats.delta
realdata = sw.Pair(north, east, delta=sample_interval)
realdata.plot()

#PARA AJUSTAR LA VENTANA DE BÚSQUEDA (eje x en el gráfico) Y APLICAR EL MÉTODO
EIGENVALORES

measure = sw.EigenM(realdata, lags=(2,))
measure.plot()
```

ANEXO B – Código en Python para el procesamiento de las formas de onda correspondientes a las fases SKS de eventos telosísmicos

```
#IMPORTAR LIBRERÍAS

from obspy.taup import TauPyModel
from obspy.geodetics import locations2degrees
from obspy import read
import pandas as pd
import numpy as np

#CARGAR DATAFRAME (archivo .xlsx con datos de latitud, longitud y profundidad del hipocentro;
latitud y longitud estación)

AGCC = pd.read_excel(r"C:\Users\daac1\Desktop\ANISOTROPÍASÍSMICA\TELESISMOS
AGCC.xlsx")

AGCC = pd.DataFrame(AGCC)
#print(AGCC)

#CÁLCULO GRADOS DE LA DISTANCIA HIPOCENTRAL
AGCC = AGCC.assign(Degrees=locations2degrees(AGCC.Latitude, AGCC.Longitude,
AGCC.Lat_Stat, AGCC.Lon_Stat))

#GUARDAR NUEVO ARCHIVO DE DATOS CON LA DISTANCIA HIPOCENTRAL
file_name="AGCC2.xlsx"
AGCC.to_excel(file_name)

#CÁLCULO ARRIBO FASE SKS
Depth_Arr = AGCC['Depth'].to_numpy()
Degrees_Arr = AGCC['Degrees'].to_numpy()

for i, j in zip(Depth_Arr, Degrees_Arr):
    tSKS=model.get_travel_times(source_depth_in_km=i, distance_in_degree=j, phase_list=["SKS"])
    print(tSKS)

#INGRESAR ARRAY CON ARRIBOS DE LA FASE SKS EN LA ESTACIÓN
tSKS = [1535.929, 1446.662, 1544.466, 1545.735...]

#CARGAR LOS EVENTOS REGISTRADOS EN LA ESTACIÓN
s01=read("C:/Users/daac1/Desktop/ANISOTROPÍASÍSMICA/20160114T032533.AGCC.mseed")
s02=...

#ESTIMACIÓN DE LOS PARÁMETROS DE ANISOTROPÍA PARA LAS FASES TELESÍSMICAS
SKS

x = [s01, s02...]

for i,j in zip(x,tSKS):
    ##PRIMERO INGRESAR Z, LUEGO N Y LUEGO E
    from obspy.signal.trigger import ar_pick
    trace1 = i[2] -> COMPONENTE Z
    trace2 = i[1] -> COMPONENTE N-S
```

```

trace3 = i[0] -> COMPONENTE E-W

##PARA GRAFICAR CADA COMPONENTE
trace1.plot()
trace2.plot()
trace3.plot()

##PARA VER EL VALOR DEL ARRIBO SKS
print("EL ARRIBO DE LA ONDA SKS ES (s): ")
print(j)

#Se calcula un delta para poder operar segundos (+ o -) a fecha en UTCDateTime
ArriboSKS = trace3.stats.starttime + j
print("EL ARRIBO DE LA ONDA S CORREGIDO ES (s): ")
print(ArriboSKS)

#PARA CORTAR LOS SISMOGRAMAS
tr1trim = trace1.trim(ArriboSKS-10, ArriboSKS+10)
#tr1trim.plot()
tr2trim = trace2.trim(ArriboSKS-10, ArriboSKS+10)
#tr2trim.plot()
tr3trim = trace3.trim(ArriboSKS-10, ArriboSKS+10)
#tr3trim.plot()

#PARA FILTRAR LOS SISMOGRAMAS
tr1trim.filter("bandpass",freqmin=0.05,freqmax=0.3)
tr1trim.plot()
tr2trim.filter("bandpass",freqmin=0.05,freqmax=0.3)
tr2trim.plot()
tr3trim.filter("bandpass",freqmin=0.05,freqmax=0.3)
tr3trim.plot();

### SHEAR WAVE SPLITTING EN SPLITWAVEPY
import splitwavepy as sw

# get data into Pair object and plot
north = tr2trim.data
east = tr3trim.data
sample_interval = tr2trim.stats.delta
realdata = sw.Pair(north, east, delta=sample_interval)
realdata.plot()

#PARA AJUSTAR LA VENTANA DE BÚSQUEDA (eje x en el gráfico) Y APLICAR EL MÉTODO
EIGENVALORES

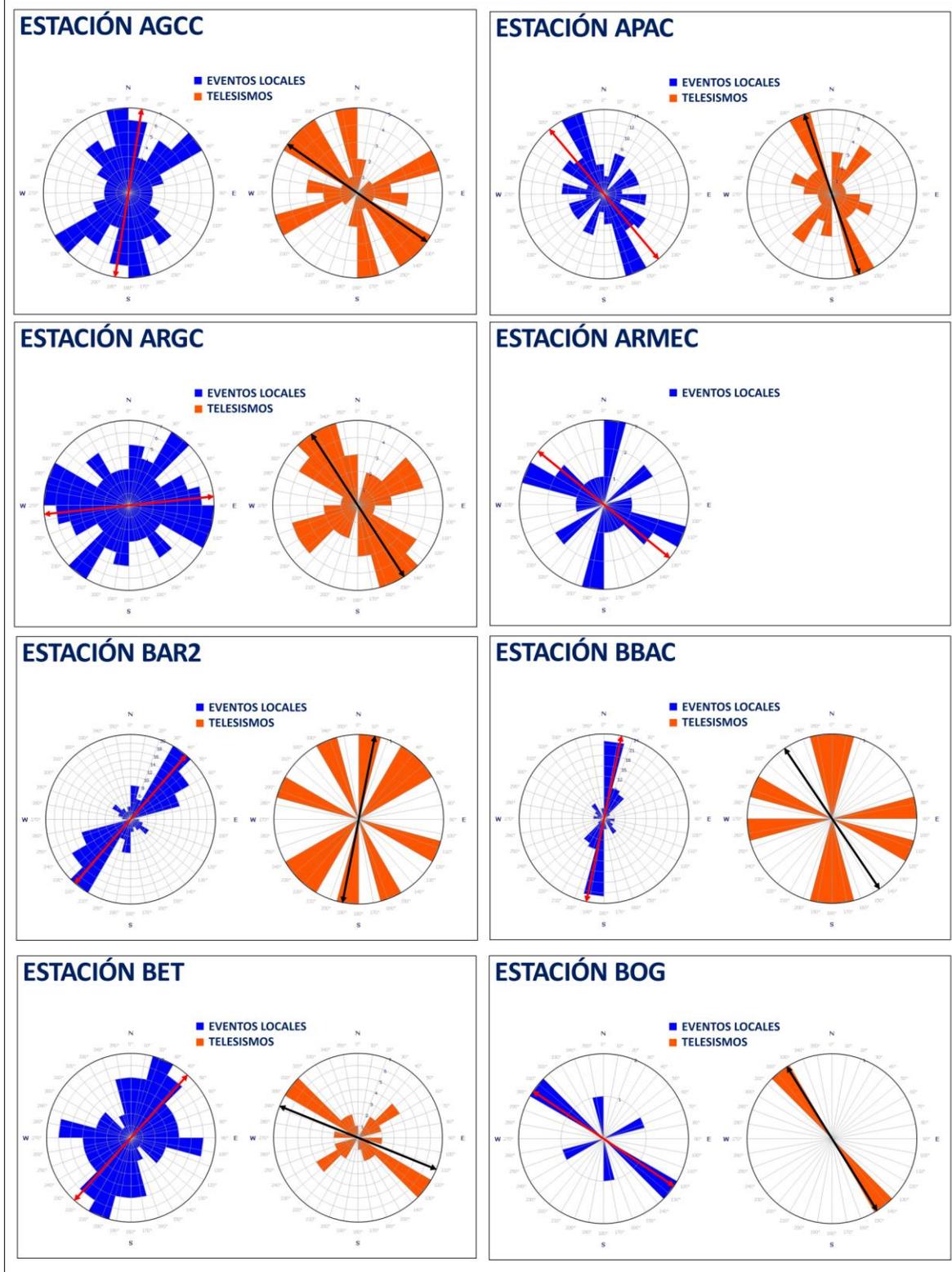
measure = sw.EigenM(realdata, lags=(2,))
measure.plot()

```

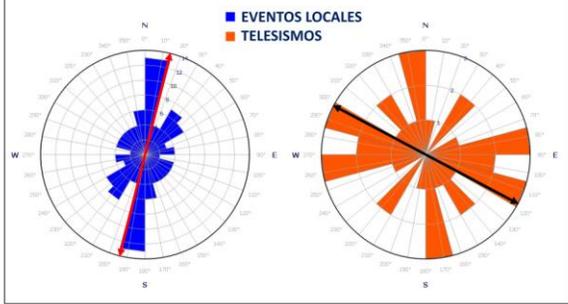
ANEXO C – Datos de SH_{máx} tomados del “World Stress Map, 2016”

SH _{máx} - WORLD STRESS MAP, 2016					
ID	LATITUD	LONGITUD	AZIMUT SH _{máx}	PROFUNDIDAD (km)	RÉGIMEN
wsm01994	3.76	-73.7	138	1.6	Desconocido
wsm01995	5.52	-71.98	139	1.9	Desconocido
wsm01996	7.35	-73.8	104	1.3	Desconocido
wsm01997	8.38	-73.33	120	2.8	Desconocido
wsm03486	1.56	-77.02	71	10	Fallamiento Normal
wsm03487	2.93	-74.83	80	32	Fallamiento de Rumbo
wsm03489	8.08	-72.78	60	26	Fallamiento de Rumbo
wsm03490	2.72	-71.37	105	6	Fallamiento de Rumbo
wsm05901	5.01	-72.88	120	15	Fallamiento Inverso
wsm05902	5.21	-72.89	110	33	Fallamiento Inverso
wsm05903	5.16	-72.85	124	16	Fallamiento Inverso
wsm05904	5.1	-72.27	129	33	Fallamiento Inverso
wsm05905	7.56	-76.46	135	15	Fallamiento de Rumbo
wsm05906	7.63	-76.84	56	15	Fallamiento de Rumbo
wsm06511	7.53	-76.74	165	33.8	Fallamiento Inverso
wsm07852	5	-72.4	150	5	Desconocido
wsm07853	7.63	-76.84	146	15	Fallamiento de Rumbo
wsm07854	5.76	-72.9	92	15	Fallamiento de Rumbo
wsm07903	6.57	-71.12	23	24	Fallamiento Normal
wsm10165	6.59	-73.9	85	15	Fallamiento Inverso
wsm10166	8.58	-74.83	84	34.1	Fallamiento de Rumbo
wsm10167	6.87	-71.94	78	30.7	Fallamiento Inverso
wsm10168	7.47	-77.21	130	15	Fallamiento Inverso
wsm11315	6.1	-77.4	166	25.1	Fallamiento de Rumbo
wsm11554	4.72	-74.04	120	0	Fallamiento Inverso
wsm11555	5.1	-72.6	999	0	Desconocido
wsm11556	4.31	-75.74	156	33.8	Fallamiento de Rumbo
wsm11557	4.58	-75.75	146	27.7	Fallamiento de Rumbo
wsm11558	3.18	-73.41	176	1.3	Desconocido
wsm11559	3.18	-73.41	115	2.2	Desconocido
wsm11712	8.13	-72.47	118	28	Fallamiento de Rumbo
wsm11713	7.21	-72.17	95	15	Fallamiento Inverso
wsm13732	2.37	-76.54	23	22.9	Fallamiento de Rumbo
wsm18727	7.18	-72.14	104	26.9	Fallamiento Inverso Oblicuo
wsm18728	7.13	-72.1	123	30.6	Fallamiento Inverso
wsm25611	4.33	-73.76	62	8.9	Fallamiento de Rumbo
wsm28103	5.09	-72.38	132	23.3	Fallamiento Inverso
wsm32757	7.3	-77.4	146	28	Fallamiento Inverso Oblicuo
wsm32837	7.64	-74.99	107	0	Fallamiento de Rumbo
wsm33392	3.07	-75.91	88	30	Fallamiento de Rumbo

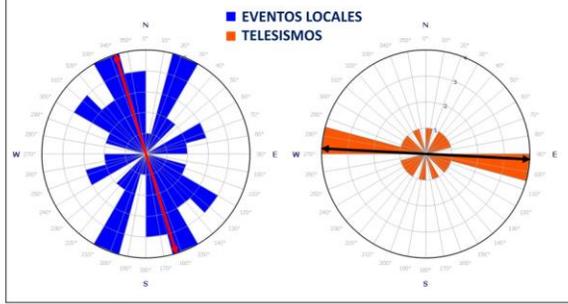
ANEXO D – Histogramas polares obtenidos en este trabajo. Las estaciones se listan en orden alfabético.



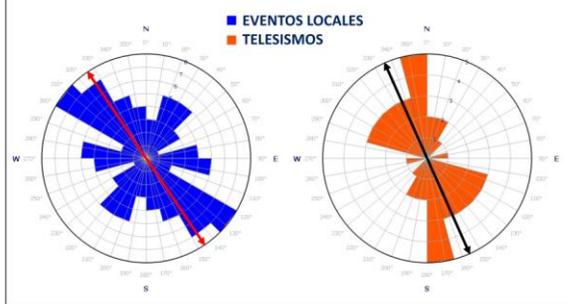
ESTACIÓN BRJC



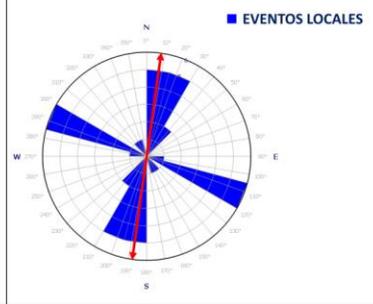
ESTACIÓN CAP2



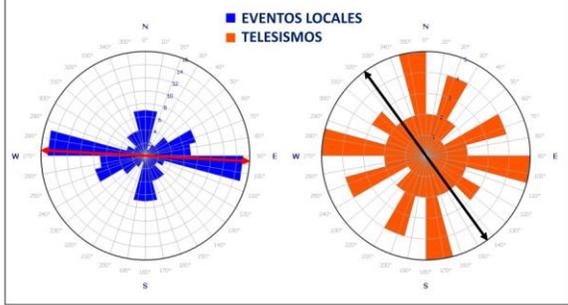
ESTACIÓN CBOC



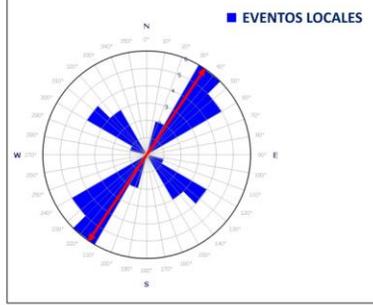
ESTACIÓN CCALA



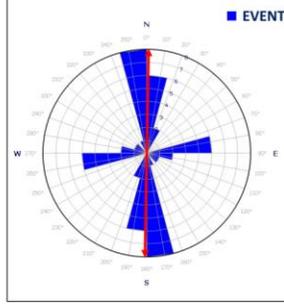
ESTACIÓN CHI



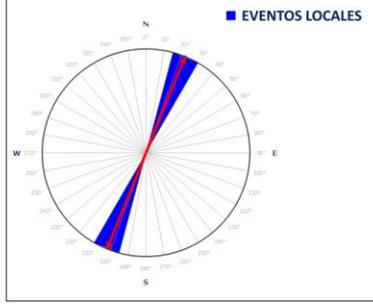
ESTACIÓN CLBC



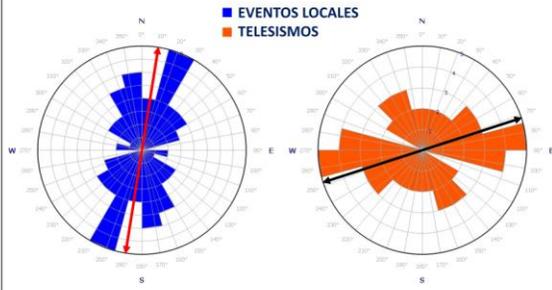
ESTACIÓN CLEJA



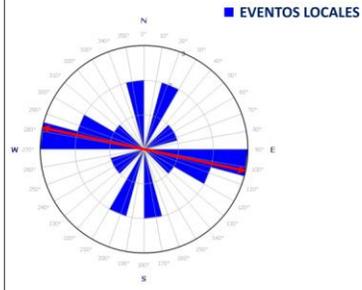
ESTACIÓN CPOP2



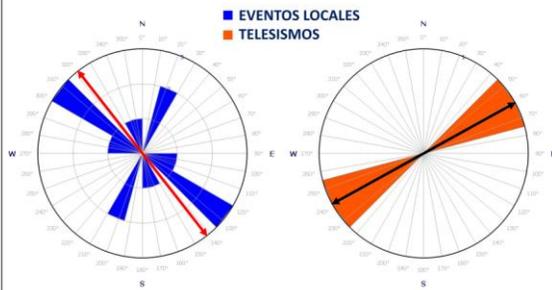
ESTACIÓN CRJC



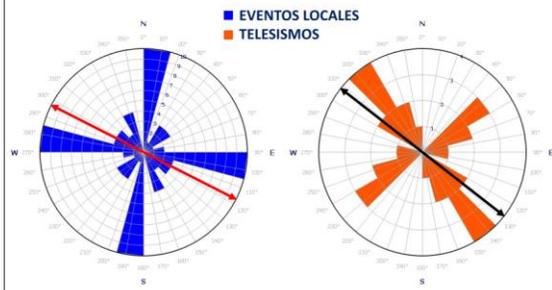
ESTACIÓN CRU



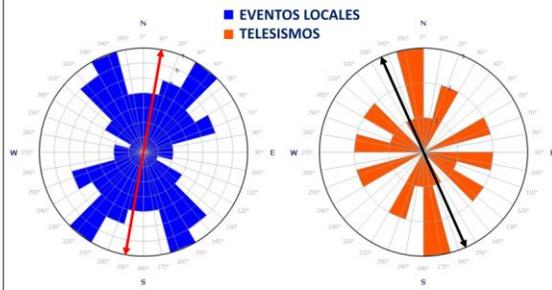
ESTACIÓN CUM



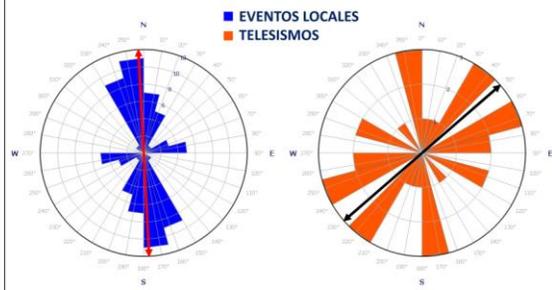
ESTACIÓN DBB



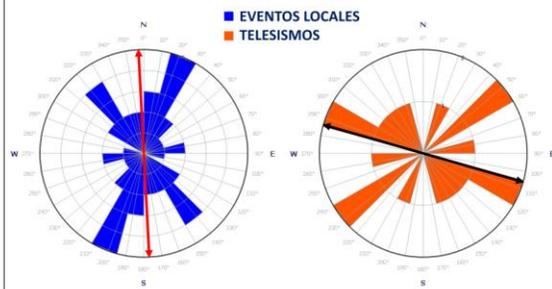
ESTACIÓN DRL01



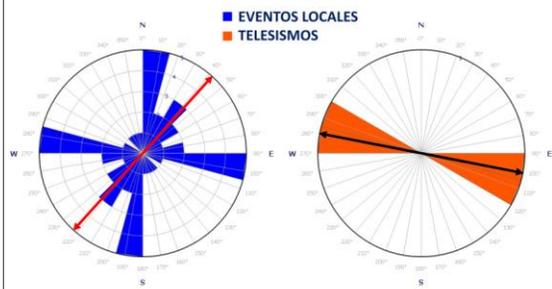
ESTACIÓN DRL02



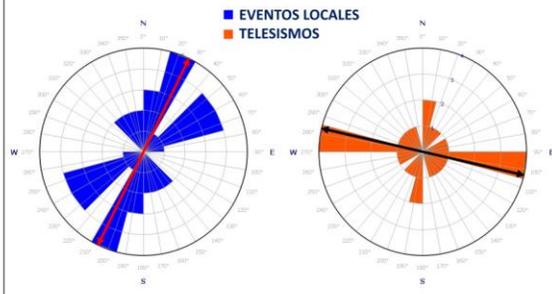
ESTACIÓN DRL03



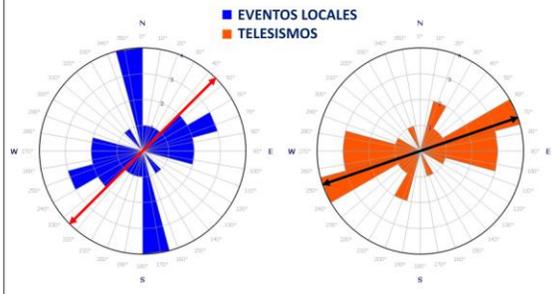
ESTACIÓN DRL04



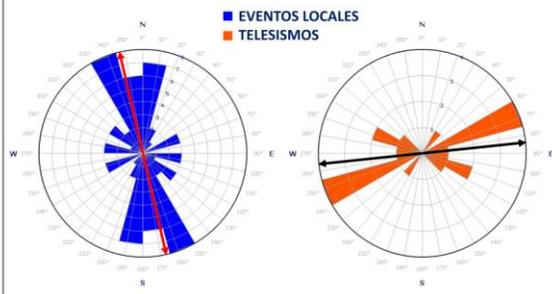
ESTACIÓN DRL05



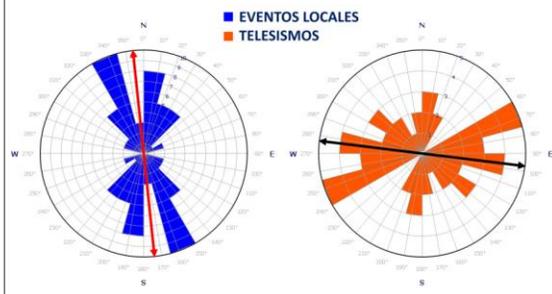
ESTACIÓN DRL06



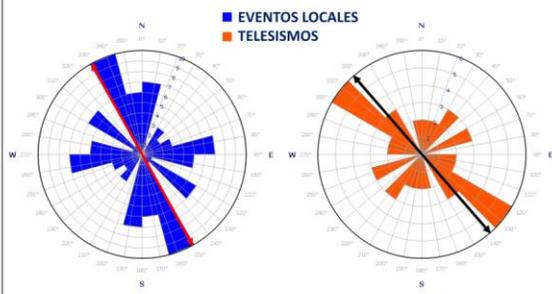
ESTACIÓN EZNC



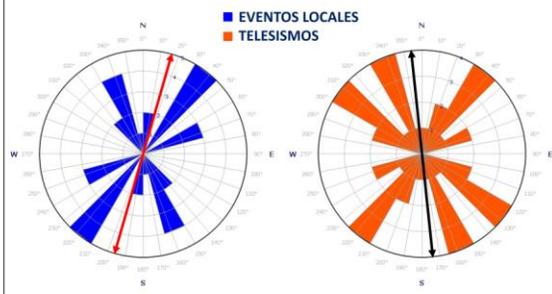
ESTACIÓN FLO2



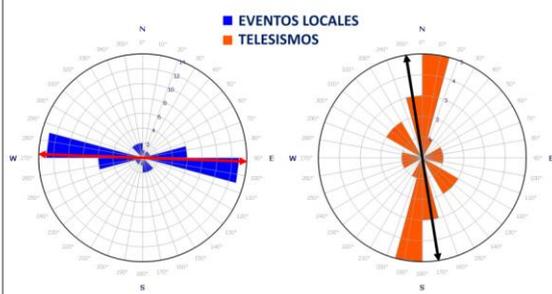
ESTACIÓN GARC



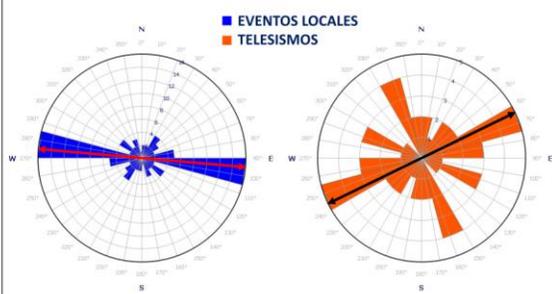
ESTACIÓN GR1C



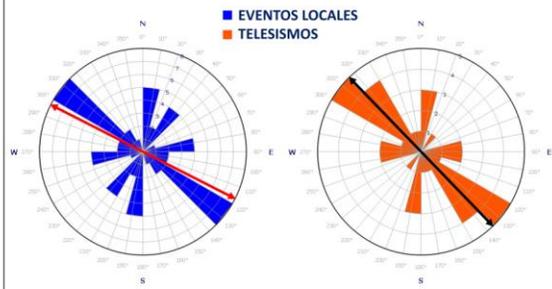
ESTACIÓN GUA



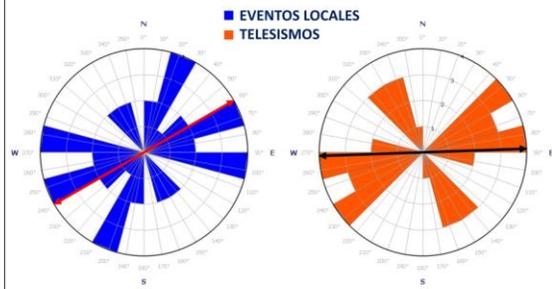
ESTACIÓN GUY2C



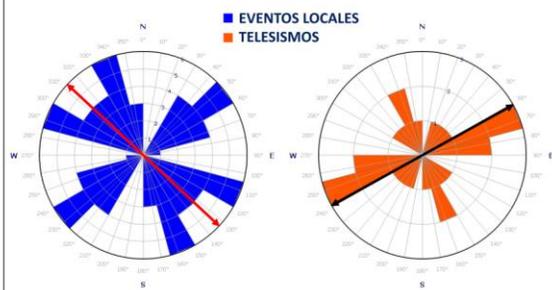
ESTACIÓN HEL



ESTACIÓN JAMC



ESTACIÓN LCBC



ESTACIÓN LL1C



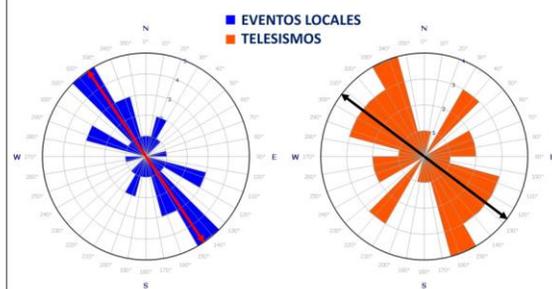
ESTACIÓN LL5C



ESTACIÓN LL6C



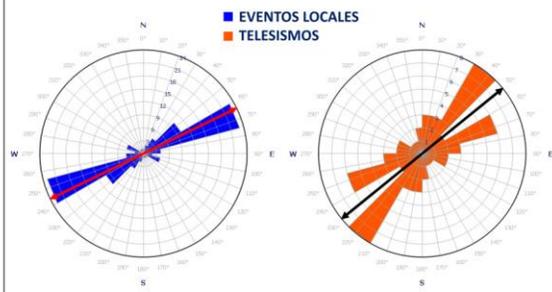
ESTACIÓN LL7C



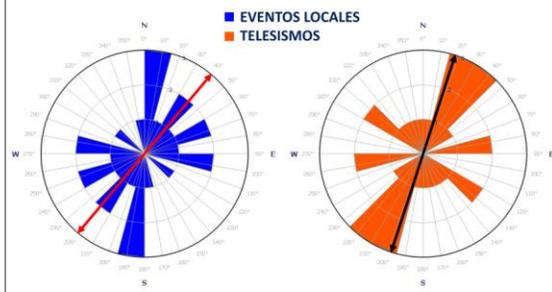
ESTACIÓN LL8C



ESTACIÓN MACC



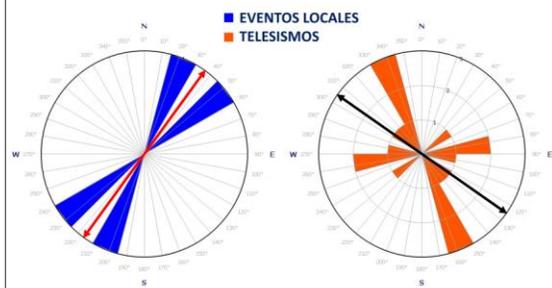
ESTACIÓN MAL



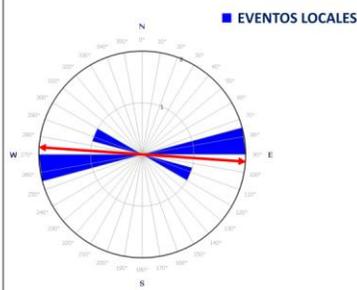
ESTACIÓN MAN1C



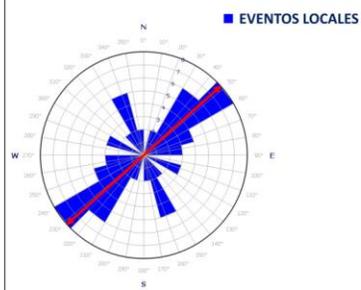
ESTACIÓN MAP



ESTACIÓN MEDEC



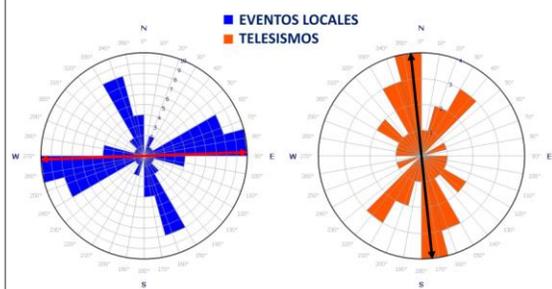
ESTACIÓN NIZA



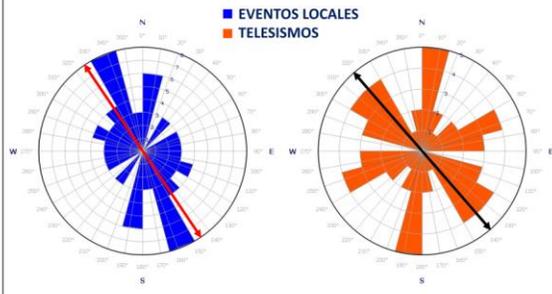
ESTACIÓN NOR



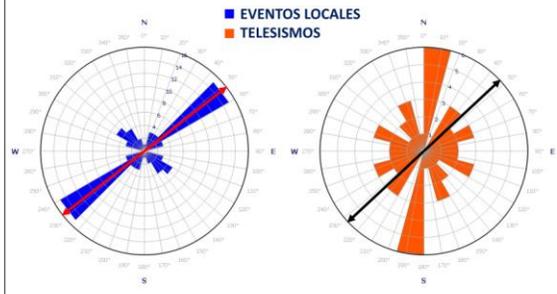
ESTACIÓN OCA



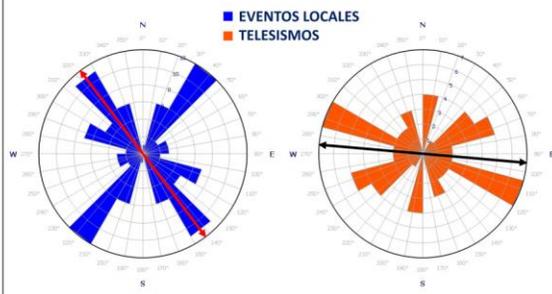
ESTACIÓN ORTC



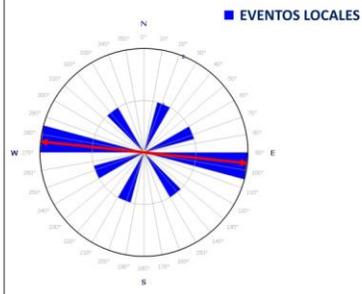
ESTACIÓN PAL



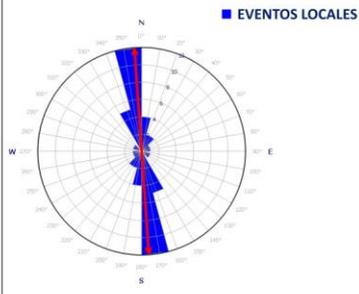
ESTACIÓN PAM



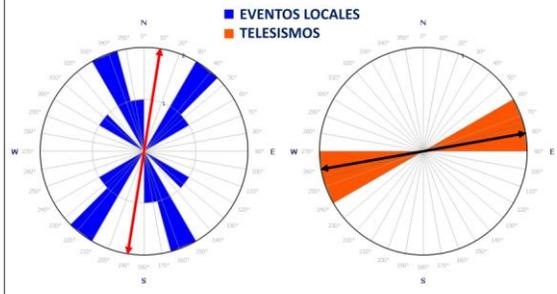
ESTACIÓN PAS2



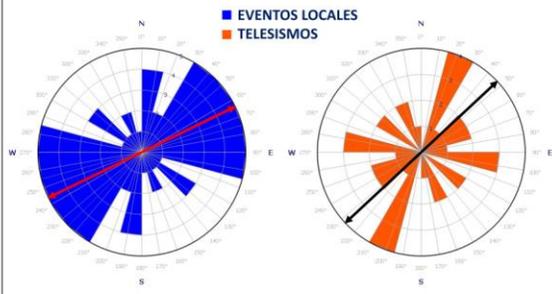
ESTACIÓN PDSC



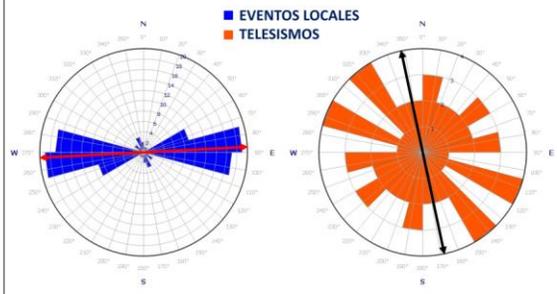
ESTACIÓN PGA1



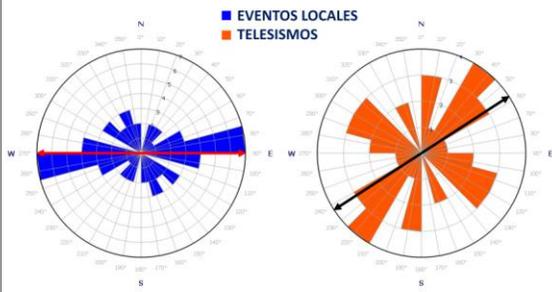
ESTACIÓN PGA1B



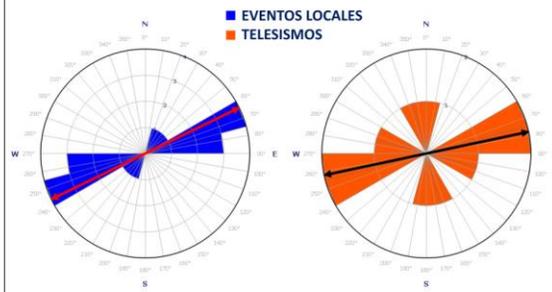
ESTACIÓN PGA3



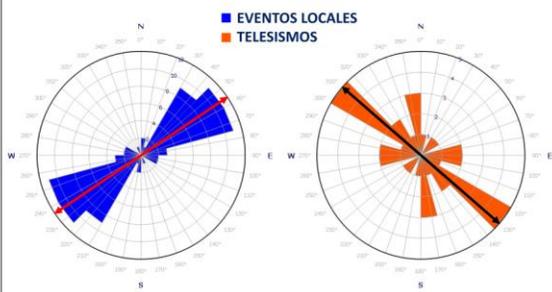
ESTACIÓN PGA4



ESTACIÓN PGA5



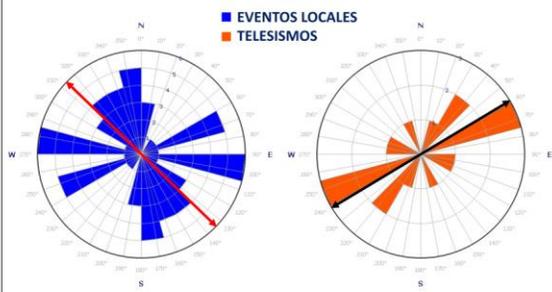
ESTACIÓN PGA5B



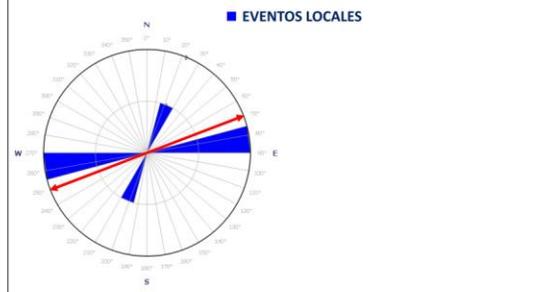
ESTACIÓN PGA6



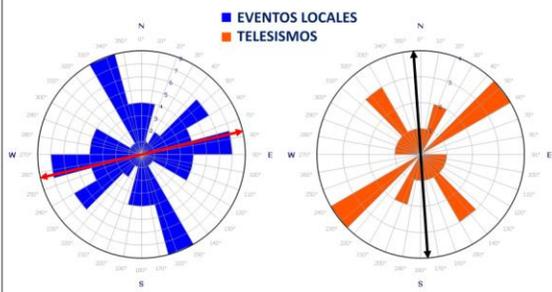
ESTACIÓN PIZC



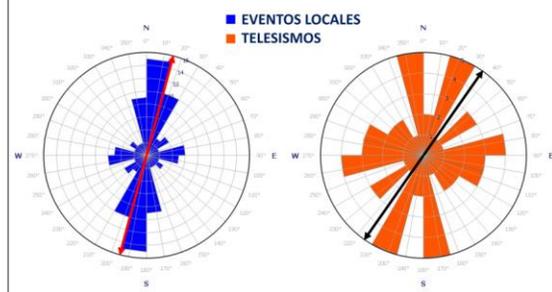
ESTACIÓN PLNC



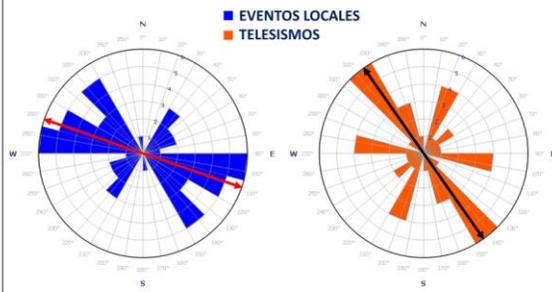
ESTACIÓN POP2



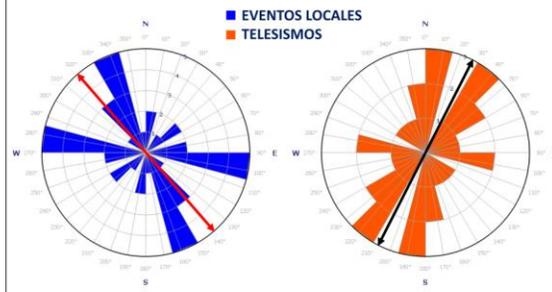
ESTACIÓN PRA



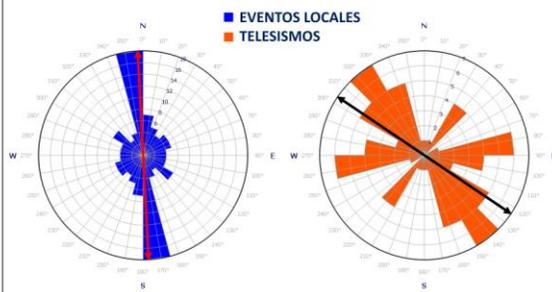
ESTACIÓN PRV



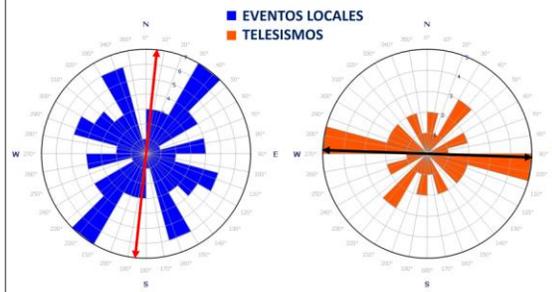
ESTACIÓN PTA



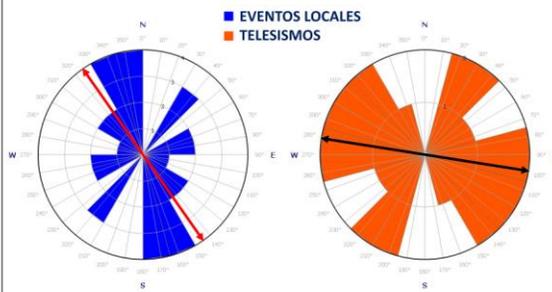
ESTACIÓN PTB



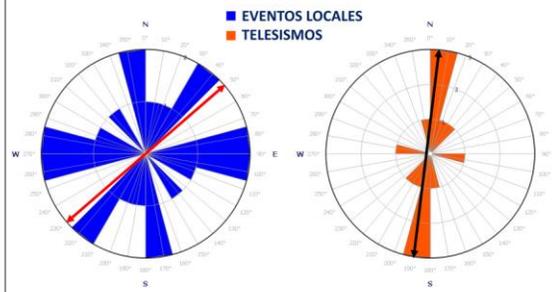
ESTACIÓN PTGC



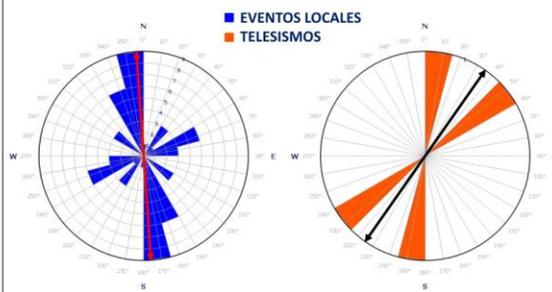
ESTACIÓN PTLC



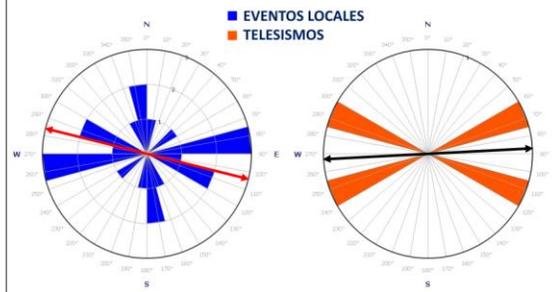
ESTACIÓN QUBC



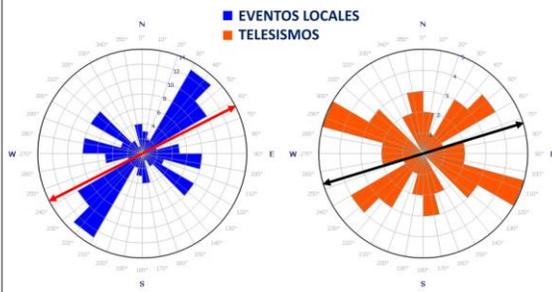
ESTACIÓN RECRC



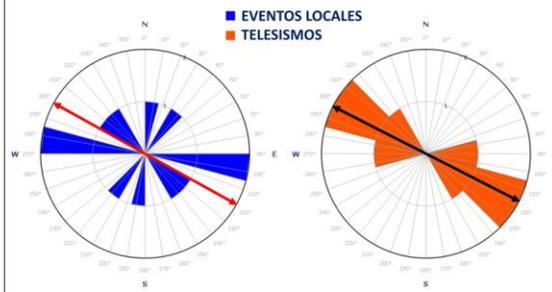
ESTACIÓN RNCC



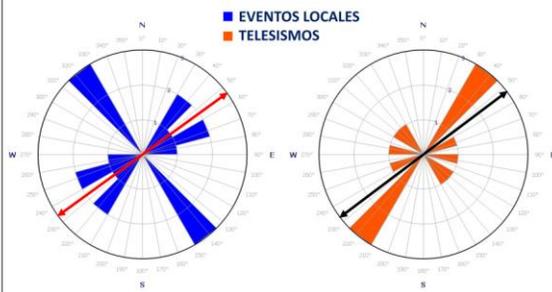
ESTACIÓN RUS



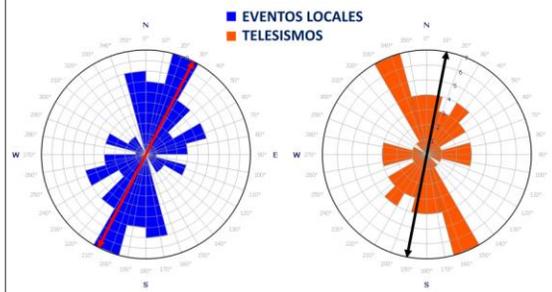
ESTACIÓN SAIC



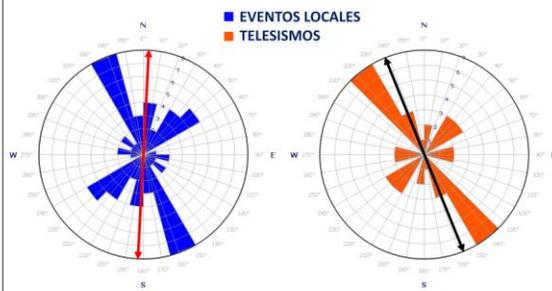
ESTACIÓN SERC



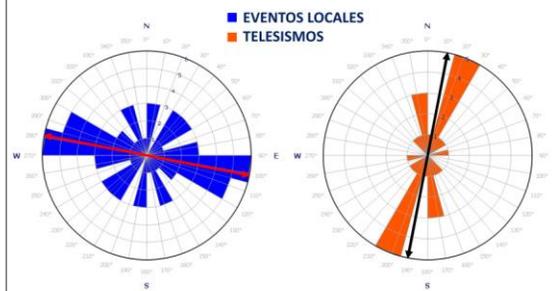
ESTACIÓN SJC



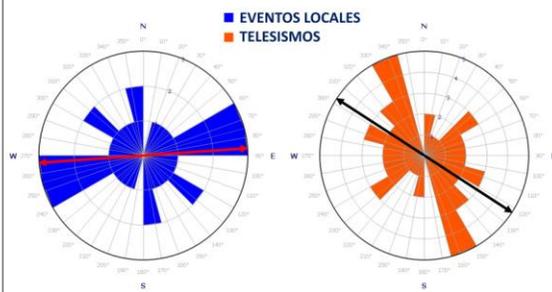
ESTACIÓN SMAR



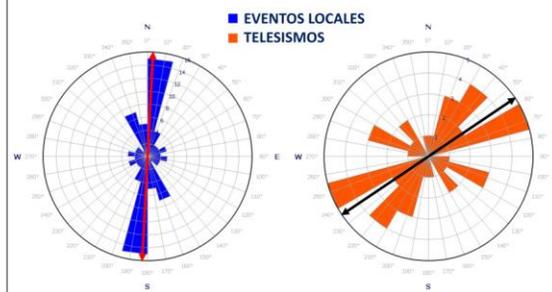
ESTACIÓN SNPBC



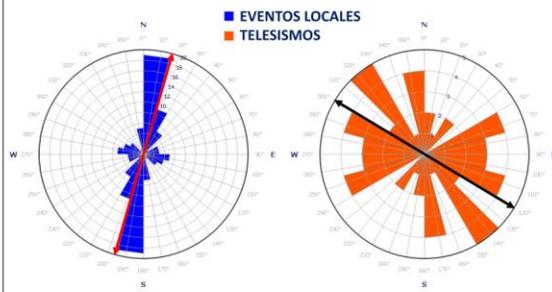
ESTACIÓN SOL



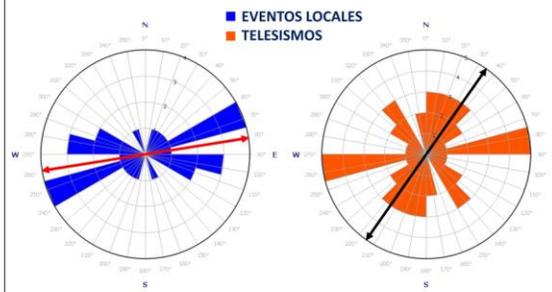
ESTACIÓN SPBC



ESTACIÓN TAM



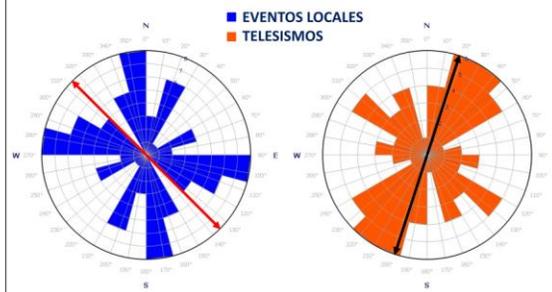
ESTACIÓN TUM



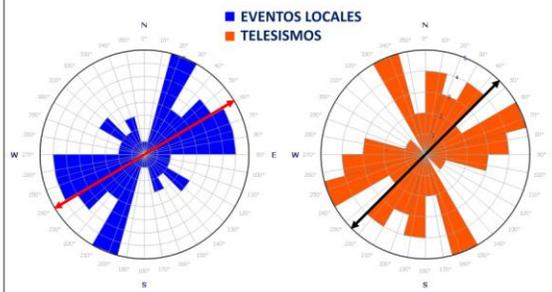
ESTACIÓN TUM3C



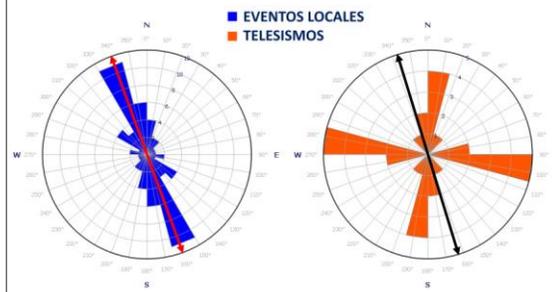
ESTACIÓN URE



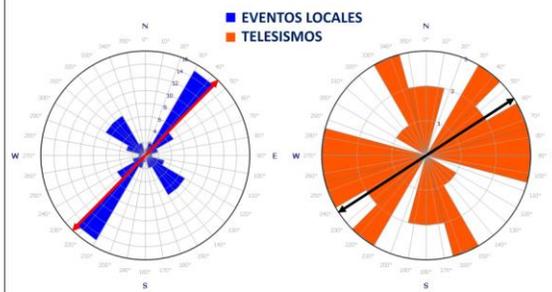
ESTACIÓN URI



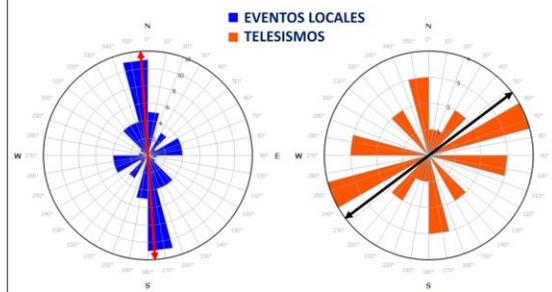
ESTACIÓN URMIC



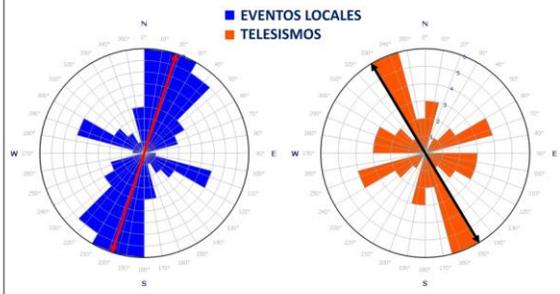
ESTACIÓN VIL



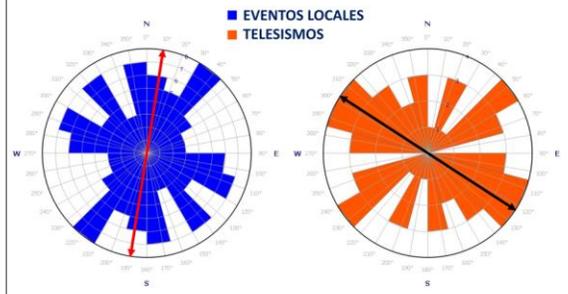
ESTACIÓN VMM05



ESTACIÓN VMM07



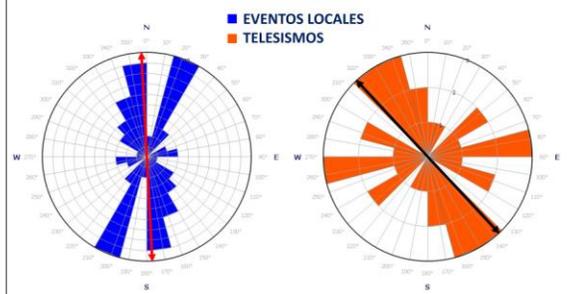
ESTACIÓN VMM09



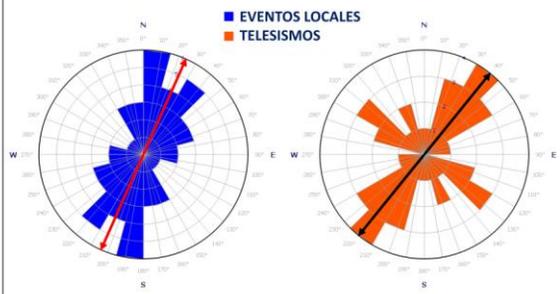
ESTACIÓN VMM10



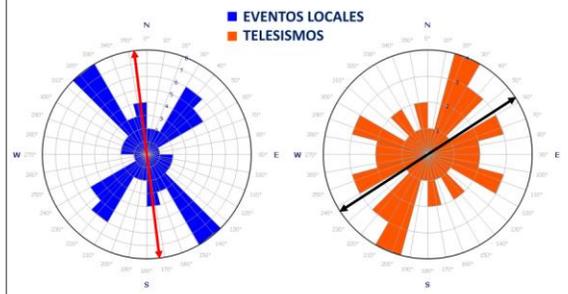
ESTACIÓN VMM11



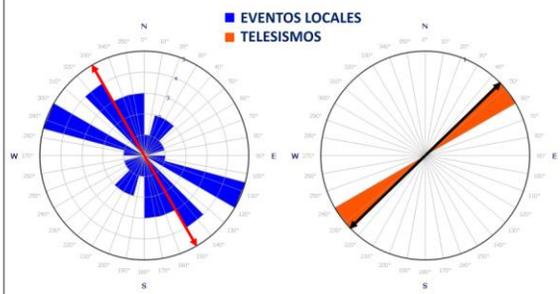
ESTACIÓN VMM12



ESTACIÓN YOT



ESTACIÓN YPLC



ESTACIÓN ZAR

