



UNIVERSIDAD  
**NACIONAL**  
DE COLOMBIA

# **Identificación mediante atenuación sísmica de zonas de lubricación de fallas geológicas asociadas a la migración de fluidos: caso ejemplo Valle Medio del Magdalena**

**Carlos Arturo Castelblanco Ossa**

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias  
Bogotá, Colombia

2023



# Identificación mediante atenuación sísmica de zonas de lubricación de fallas geológicas asociadas a la migración de fluidos: caso ejemplo Valle Medio del Magdalena

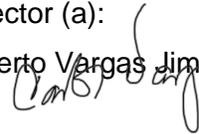
**Carlos Arturo Castelblanco Ossa**

Tesis o trabajo de investigación presentada(o) como requisito parcial para optar al título  
de:

**Magíster en Ciencias – Geofísica**

Director (a):

Prof. Carlos Alberto Vargas Jiménez



Línea de Investigación:

Sismología

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias  
Bogotá, Colombia

2023



*A mis padres quienes me han apoyado incondicionalmente y contribuido enormemente en mi formación personal y profesional, a mi hermana por el apoyo constante y ánimo brindado durante todo el proceso para superar las frustraciones.*



## 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.



---

Carlos Arturo Castelblanco Ossa

Fecha 08/04/2024

## Agradecimientos

Un especial agradecimiento a la Universidad Nacional de Colombia por el gran apoyo con la beca otorgada que contribuyó a que pudiera realizar mis estudios de maestría. A mi director el profesor Carlos Alberto Vargas por su guía, acogida, motivación en el trabajo de investigación y en los sinnúmeros consejos, enseñanzas, experiencia y valioso apoyo que fue brindado para que esta idea de trabajo fuera realizada. A la Universidad de Stavanger y al profesor Néstor Cardozo quien amablemente me brindo orientación y me brindo la oportunidad de realizar parte de esta investigación como movilidad académica en la ciudad de Stavanger, Noruega, de la que tuve uso de valiosos recursos, como sus licencias de software *StructureSolver* y *Move* a partir del uso de uno de sus equipos de cómputo, y la oportunidad de conocer maravillosas personas que hicieron de ésta una gran experiencia para mi enriquecimiento personal y profesional. A los geólogos Dora Marín y Wilman Beltrán por sus valiosos apoyos con la interpretación sísmica. Al proyecto MEGIA por otorgar acceso a datos de pozos y de líneas sísmicas utilizados para poder desarrollar parte de este trabajo.

De igual manera agradezco a mis amigos y compañeros de universidad quienes me suministraron diferentes aportes y opiniones frente a las dificultades, que hicieron este trabajo posible.

## Resumen

### **Identificación mediante atenuación sísmica de zonas de lubricación de fallas geológicas asociadas a la migración de fluidos: caso ejemplo Valle Medio del Magdalena**

El Valle Medio del Magdalena (VMM) es una cuenca sedimentaria, con un complejo contexto tectónico e historia geológica, que ha producido una intensa deformación y fracturamiento. Se presentan diversas fallas en la región que podrían presentar actividad actual promovida por fluidos que pueden migrar a través del subsuelo, desde fuentes naturales y antrópicas. La atenuación sísmica en la región podría mostrar anomalías por heterogeneidades y fluidos en el subsuelo en interacción con las fallas. Se realizaron cálculos de atenuación sísmica intrínseca, dispersiva y total, con 1653 eventos sísmicos entre 2016 y 2022 para un área seleccionada. Se evidencia un dominio de la atenuación sísmica intrínseca sobre la dispersiva. La distribución de los valores es presentada en mapas para diferentes años. Adicionalmente, se realizó un modelamiento en el perfil geológico de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A, para integrarse con los resultados de atenuación sísmica. Los patrones de atenuación sísmica encontrados fueron interpretados y relacionados con datos de fuentes de fluidos como inyecciones de agua para recobro mejorado, precipitaciones y caudales de ríos, para identificar una posible migración de fluidos y lubricación de fallas. La Serranía de San Lucas evidencia una atenuación sísmica intrínseca que sugiere una fuerte infiltración de fluidos con el control de la Falla de Cimitarra. Se propone que la atenuación sísmica observada tiene su mayor relación con la precipitación, que se evidencia con un retraso de tiempo con respecto a ella.

**Palabras clave:** atenuación sísmica, Valle Medio del Magdalena, dispersión, absorción intrínseca, lubricación de fallas

## Abstract

### **Identification of fault lubrication zones associated with fluid migration through seismic attenuation: Case study of the Middle Magdalena Valley**

The Middle Magdalena Valley (MMV) is a sedimentary basin with a complex tectonic context and geological history, that has produced intense deformation and fracturing. Various faults are present in the region, which could be currently active due to fluids that can migrate in the subsurface, from natural and anthropogenic sources. The seismic attenuation of earthquakes in the region could show anomalies due to subsurface heterogeneities and fluids interacting with faults. Calculations of intrinsic, scattering, and total seismic attenuation were made using 1653 seismic events between 2016 and 2022 for a selected area. The results show a domain of intrinsic over scattering seismic attenuation. The distribution of these values is presented in maps for the different years. Additionally, a geological profile modeling was carried out for the Trasandean seismic line ANH-TR-2006-4A, to be integrated with the seismic attenuation results. The seismic attenuation patterns were interpreted and correlated with data from fluid sources such as water injection for enhanced oil recovery, precipitation, and river flows, to identify possible fluid migration and fault lubrication. The Serranía de San Lucas exhibits intrinsic seismic attenuation suggesting a strong infiltration of fluids associated with the Cimitarra Fault control. It is proposed that the observed seismic attenuation has its strongest relationship with precipitation, evidenced with a time delay relative to it.

**Keywords:** seismic attenuation, Middle Magdalena Valley, scattering, intrinsic absorption, fault lubrication.

# Contenido

	Pág.
<b>Resumen</b> .....	<b>IX</b>
<b>Lista de figuras</b> .....	<b>XIII</b>
<b>Lista de tablas</b> .....	<b>XVII</b>
<b>Lista de Símbolos y abreviaturas</b> .....	<b>XVIII</b>
<b>1. Introducción</b> .....	<b>1</b>
<b>2. Marco teórico</b> .....	<b>5</b>
2.1 Atenuación sísmica por dispersión y por absorción intrínseca.....	6
2.2 Estimación de atenuación sísmica por dispersión y por absorción intrínseca ...	10
2.3 Tomografía de atenuación sísmica.....	12
<b>3. Marco geológico</b> .....	<b>15</b>
3.1 Cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM).....	16
3.1.1 Precámbrico, Paleozoico y Jurásico .....	17
3.1.2 Cretácico .....	17
3.1.3 Paleógeno .....	20
3.1.4 Neógeno.....	21
3.2 Estructuras.....	21
<b>4. Metodología</b> .....	<b>25</b>
4.1 Cálculos de atenuación sísmica .....	25
4.2 Tomografía de atenuación sísmica.....	28
4.3 Modelamiento geológico de línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A.....	29
4.3.1 Restauración estructural.....	29
4.3.2 Análisis Area Depth Strain .....	32
4.3.3 Modelamiento directo.....	33
<b>5. Resultados</b> .....	<b>35</b>
5.1 Valores de atenuación sísmica.....	35
5.2 Modelamiento geológico de línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A.....	40
5.2.1 Restauraciones geológicas estructurales.....	40
5.2.2 Análisis Area Depth Strain.....	42
5.2.3 Modelos directos de fallas .....	43
5.3 Distribución espaciotemporal de atenuación sísmica .....	44
5.3.1 Mapas a una tajada de profundidad por frecuencias.....	44

---

5.3.2	Mapas de diferencias de atenuación sísmica .....	48
5.3.3	Perfiles de valores de atenuación $Q_i^{-1}$ a frecuencia fija para todos los años..	57
<b>6.</b>	<b>Discusión.....</b>	<b>69</b>
6.1	Atenuación sísmica en el VMM.....	69
6.2	Relación entre fuentes de fluidos y atenuación sísmica .....	72
6.2.1	Inyecciones de agua para recobro mejorado en campos petroleros en el VMM .....	72
6.2.2	Variaciones en las precipitaciones totales anuales y caudales medios anuales en el VMM.....	79
6.3	Modelamiento geológico de línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A .....	87
6.4	Correlación entre atenuación sísmica y sección geológica de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A .....	89
6.5	Modelo conceptual de variación en atenuación sísmica en el VMM.....	94
<b>7.</b>	<b>Conclusiones y recomendaciones .....</b>	<b>97</b>
<b>A.</b>	<b>Apéndice: Análisis de distribuciones de <math>Q_i^{-1}</math> .....</b>	<b>101</b>
<b>B.</b>	<b>Apéndice: Mapas de desviación estándar de valores de tomografía de atenuación sísmica promedio.....</b>	<b>109</b>
<b>C.</b>	<b>Apéndice: Mapas de elipses correspondientes a pares evento-estación.....</b>	<b>117</b>
<b>8.</b>	<b>Referencias bibliográficas.....</b>	<b>125</b>

## Lista de figuras

	Pág.
<b>Figura 1-1:</b> Mapa del área de estudio con los eventos sísmicos utilizados, estaciones sismológicas, campos petroleros y la ubicación del trazo de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. Fuente: Elaboración propia en el software <i>ArcGIS</i> . .....	4
<b>Figura 2-1:</b> Ilustración esquemática de una atenuación de ondas coda pequeña o grande. Fuente: Tomado de Sato et al. (2012). .....	6
<b>Figura 2-2:</b> Atenuación sísmica en función de la frecuencia en una roca seca y en una totalmente saturada. Fuente: Tomado de Barton (2007). .....	8
<b>Figura 2-3:</b> Mecanismos por los cuales los fluidos aportan en la atenuación de rocas saturadas y parcialmente saturadas. Fuente: Tomado de Johnston et al. (1979). .....	9
<b>Figura 2-4:</b> <b>A.</b> Representación gráfica de las distancias a, b, c y R que definen el elipsoide entre un par fuente-receptor. <b>B.</b> Representación de varias regiones elipsoidales que corresponden a diferentes pares fuente-receptor. .....	13
<b>Figura 3-1:</b> <b>A.</b> Mapa geológico y columna estratigráfica generalizada del Valle Medio del Magdalena, con área enmarcada a la región donde se localiza la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. <b>B.</b> Corte geológico de una interpretación previa realizada a la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. Fuente: Elaboración propia con el uso del software <i>ArcGIS</i> , el mapa geológico y perfil de ANH & SGC (2016). .....	18
<b>Figura 4-1:</b> Distribución conjunta de profundidades y magnitudes de los eventos sísmicos utilizados para el estudio entre 2016 y 2022. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería <i>Seaborn</i> . .....	26
<b>Figura 4-2:</b> Ajuste de energía observada y calculada del sismograma de un evento para la banda de frecuencia de 4.00 a 8.00 Hz. Se indica la ventana S y las ventanas coda (Ctw) consideradas para cada ajuste. La línea gris representa la energía observada, la azul corresponde a la energía observada suavizada y la roja a la energía calculada. Fuente: Elaboración propia a partir de gráficas de salida del paquete <i>Qopen</i> . .....	27

<b>Figura 4-3:</b>	Ejemplo de región elipsoidal (verde) entre un par de evento y estación (puntos negros), ubicada en la matriz de puntos de la región de estudiada (grises). A los puntos interiores de la región elipsoidal (rojos), les son asignados el valor de atenuación correspondiente. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería <i>Matplotlib</i> . ....	28
<b>Figura 4-4:</b>	Sección sísmica PSTM de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A ANH_TR_2006-04A desplegada en el software <i>Petrel</i> . Fuente: Elaboración propia con datos del proyecto MEGIA. ....	30
<b>Figura 4-5:</b>	Componentes estructurales definidos en <i>StructureSolver</i> para la restauración del perfil geológico interpretado de ANH & SGC (2016). Fuente: Elaboración propia. ....	30
<b>Figura 4-6:</b>	<b>A.</b> Pozo AULLADOR-2 y secciones sísmicas auxiliares usadas para el amarre sísmica-pozo y la interpretación de horizontes en la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. <b>B.</b> Generación del sismograma sintético y amarre del pozo AULLADOR-2 con la sección sísmica CP-2010-1032. Fuente: Elaboración propia con captura de pantalla del software <i>Petrel</i> . ....	31
<b>Figura 4-7:</b>	Pozo AULLADOR-2 y secciones sísmicas auxiliares usadas para el amarre sísmica-pozo y la interpretación de horizontes en la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. Fuente: Elaboración propia con captura de pantalla del software <i>Move</i> . ....	32
<b>Figura 4-8:</b>	Principios del análisis <i>Area Depth Strain</i> . Fuente: Manual del software <i>StructureSolver</i> . ....	33
<b>Figura 5-1:</b>	Valores calculados de $Q^{-1}$ para las diferentes frecuencias centrales de las bandas de frecuencia de análisis. $Q_i^{-1}$ corresponde a la atenuación intrínseca (azul), $Q_{sc}^{-1}$ corresponde a la atenuación dispersiva (naranja) y $Q_t^{-1}$ corresponde a la atenuación total (verde). Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería <i>Matplotlib</i> . ....	36
<b>Figura 5-2:</b>	Histogramas de valores calculados de $Q_i^{-1}$ , $Q_{sc}^{-1}$ para las frecuencias centrales de análisis de todo el intervalo de tiempo desde 2016 hasta 2022. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería <i>Seaborn</i> . ....	37
<b>Figura 5-3:</b>	Gráficas de dispersión de los valores de atenuación con respecto a los errores de inversión para todas las frecuencias. <b>A.</b> Valores de $Q_i^{-1}$ . <b>B.</b> Valores de $Q_{sc}^{-1}$ . Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería <i>Seaborn</i> . ....	38
<b>Figura 5-4:</b>	Restauraciones estructurales realizadas a la sección geológica de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. <b>A.</b> Restauración de la interpretación de ANH & SGC (2016). <b>B.</b> Restauración de interpretación realizada en este trabajo. Fuente: Elaboración propia en el software <i>StructureSolver</i> . ....	41

<b>Figura 5-5:</b>	Prueba del método ADS para determinar la profundidad de despegue de la Falla La Salina en la interpretación de ANH & SGC (2016). Fuente: Elaboración propia en el software <i>StructureSolver</i> .....	42
<b>Figura 5-6:</b>	Prueba del método ADS para determinar la profundidad de despegue de la Falla de Cáchira en la interpretación simplificada. Fuente: Elaboración propia en el software <i>StructureSolver</i> . ....	43
<b>Figura 5-7:</b>	Modelos directos realizados con la Falla de cobardes y La Salina. <b>A.</b> Prueba de modelo directo con una Falla tipo Los Cobardes actuando primero que la Falla La Salina. <b>B.</b> Modelo directo similar a A considerando la posición de los horizontes de ANH & SGC (2016) de referencia.. <b>C.</b> Prueba de modelo directo con una Falla tipo La Salina actuando primero que la Falla Los Cobardes. <b>D.</b> Modelo directo similar a C considerando la posición de los horizontes de ANH & SGC (2016) de referencia. Fuente: Elaboración propia con capturas de pantalla del software <i>Move</i> . ....	45
<b>Figura 5-8:</b>	Mapas de distribución de $Q_i^{-1}$ , $Q_{sc}^{-1}$ y $Q_t^{-1}$ a la profundidad de 0 km con respecto al nivel del mar para todos los años del periodo 2016-2022 (A-G). Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería <i>Matplotlib</i> . ....	49
<b>Figura 5-9:</b>	Mapas de diferencias de valores de atenuación sísmica entre pares de años consecutivos. Las flechas negras corresponden a un campo de vectores. <b>A.</b> 2016-2017. <b>B.</b> 2017-2018. <b>C.</b> 2018-2019. <b>D.</b> 2019-2020. <b>E.</b> 2020-2021. <b>F.</b> 2021-2022. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería <i>Matplotlib</i> . ....	58
<b>Figura 5-10.</b>	<b>A.</b> Mapa de puntos de la grilla y puntos interpolados en los perfiles de valores de atenuación sísmica. <b>B.</b> Perfiles de distribución de valores de $Q_i^{-1}$ a 6 Hz para todos los años. Los puntos rojos corresponden a eventos sísmicos proyectados a 11 km del perfil. Las líneas grises a trazos representan contornos de isovalores de $Q_i^{-1}$ . <b>C.</b> Perfiles de diferencias entre valores de $Q_i^{-1}$ de años consecutivos. Las flechas negras representan un campo de vectores que apuntan hacia donde aumentan los valores. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería <i>Matplotlib</i> . ....	65
<b>Figura 6-1:</b>	Volúmenes de agua inyectados totales por año desde el 2017 hasta el 2021 en campos del VMM. Fuente: Tomado de Vargas et al. (2022). ....	73
<b>Figura 6-2:</b>	Mapa de campos petroleros del VMM en el área de estudio. Fuente: Elaboración propia con datos de ANH (2018) en el software <i>ArcGIS</i> . ....	74
<b>Figura 6-3:</b>	Serie de tiempo de número acumulado de sismos y volúmenes de agua inyectados para recobro mejorado en campos petroleros del VMM. A. Campo infantas. B. Campo La Cira. C. Campo Casabe. Fuente: Tomado de Vargas et al. (2022). ....	75

- Figura 6-4:** Mapas de sismicidad anual junto con los campos petroleros del VMM en el área de estudio. Los polígonos blancos corresponden a campos petroleros. Las líneas negras corresponden a fallas geológicas. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib* y *Cartopy*..... 77
- Figura 6-5:** Series de tiempo de valores promedio mensuales de  $Q_i^{-1}$  a diferentes frecuencias y serie de tiempo de magnitudes de sismos en el área limitada en la cuenca VMM. Los valores consecutivos mensuales se encuentran conectado por líneas a trazos azules. Las barras de error en los valores de  $Q_i^{-1}$ , corresponden a las desviaciones estándar. Con flechas se resaltan los eventos sísmicos con mayores magnitudes con respecto a la tendencia del resto de magnitudes. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*..... 80
- Figura 6-6:** Mapas de precipitaciones totales anuales para el periodo 2016 a 2022, a partir de datos de estaciones del IDEAM. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*..... 83
- Figura 6-7:** **A.** Mapa de estaciones del IDEAM de las que se obtuvo registro de datos de caudales en drenajes del área. **B.** Caudales medios anuales medidos en diferentes estaciones del IDEAM en el área de estudio. Fuente: Elaboración propia con datos del geoportal del IDEAM y el uso del software *ArcGIS*. ..... 84
- Figura 6-8:** **A.** Diferencias de atenuación intrínseca para todos los pares de años consecutivos. **B.** Diferencias de precipitación para todos los pares de años consecutivos. Fuente: Elaboración propia con el uso de las librerías *Matplotlib* y *PyKrig*e..... 85
- Figura 6-9:** Mapa estructural de la base del Cretácico. La línea roja representa la ubicación de la línea sísmica Trasadina ANH-TR-2006-4A. Adicionalmente se presenta la elipse de deformación como referencia. Fuente: Modificado de ANH & SGC (2016).y adaptado en el software *Move*. ..... 89
- Figura 6-10:** Integración de perfiles de precipitación y distribución de valores de  $Q_i^{-1}$  en la frecuencia de 6.0 Hz para diferentes años con el perfil de la línea sísmica Trasadina ANH-TR-2006-4A. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*..... 91
- Figura 6-11:** Modelo conceptual para los años **A.** 2016, **B.** 2017 y **C.** 2018, donde se observa la distribución de  $Q_i^{-1}$  en vista de planta y de perfil, en coincidencia con el perfil geológico de la línea sísmica Trasadina ANH-TR-2006-4A de ANH & SGC (2016). La flecha azul indica hacia donde se presenta el aumento de precipitación. Fuente: Elaboración propia con el uso de las librerías *GemGIS* y *PyVista*..... 95

## Lista de tablas

**Pág.**

<b>Tabla 5-1:</b> Valores de logaritmo en base 10 de los promedios de $Q_i^{-1}$ , $Q_{sc}^{-1}$ y $Q_t^1$ en conjunto con su desviación estándar (de) para cada frecuencia y el tamaño de las muestras. Fuente: Elaboración propia. ....	37
---	----

## Lista de Símbolos y abreviaturas

### Símbolos con letras latinas

Símbolo	Término	Unidad SI
Q	Factor de calidad	Adimensional
$Q_i^{-1}$	Atenuación sísmica intrínseca	Adimensional
$Q_{sc}^{-1}$	Atenuación sísmica dispersiva	Adimensional
$Q_t^{-1}$	Atenuación sísmica total	Adimensional
$Q_c^{-1}$	Atenuación sísmica de ondas coda	Adimensional

### Abreviaturas

Abreviatura	Término
ADS	Area Depth Strain
ANH	Agencia Nacional de Hidrocarburos
CC	Cordillera Central
CO	Cordillera Oriental
IDEAM	Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales
MLTWA	Análisis de Múltiples Ventanas de Lapso de Tiempo
SGC	Servicio Geológico Colombiano
SNM	Sinclinal de Nuevo Mundo
SSL	Serranía de San Lucas
VMM	Valle Medio del Magdalena
YNC	Yacimientos No Convencionales

# 1.Introducción

El Valle Medio del Magdalena (VMM), es una cuenca producto de diversos eventos tectónicos, que desarrollaron a lo largo del tiempo una deformación y fracturamiento con diferentes estructuras geológicas regionales que han sido identificadas a partir de diversos estudios geológicos, sismotectónicos y geofísicos (Cooper et al., 1995; E. Gómez et al., 2005; Jimenez et al., 2016; Taboada et al., 2000). El conocimiento de la deformación y actividad actual de estas estructuras en el subsuelo resulta de interés para comprender la recurrencia sísmica y los mecanismos de disipación de la energía elástica.

El área ha sido de interés para la industria, dado el potencial en hidrocarburos de la cuenca y su historia de exploración y producción (Sarmiento, 2011). Dentro de las operaciones realizadas y dada la madurez de los yacimientos, en varios campos petroleros del VMM se han realizado actividades de inyección de fluidos para recobro mejorado (Sanabria Umbacía et al., 2012). Además, resulta ser una zona estratégica para el desarrollo de Yacimientos No Convencionales (YNC) (Guerrero et al., 2020; Guzmán, 2011; Ingrain, 2012; Vargas Jiménez, 2014). En consecuencia, ¿podría el desarrollo de estas actividades llegar a contribuir en los procesos de deformación o fracturamiento de estructuras o formaciones geológicas que se esté presentando en la actualidad?

El conocimiento de la migración de fluidos en el subsuelo resulta de importancia para entender el impacto, efectos e influencia que podrían tener sobre las estructuras geológicas presentes en el área de estudio. La cuenca del VMM se caracteriza por presentar una deformación que se evidencia en diferentes estructuras que afectan la sucesión sedimentaria (Mojica & Franco, 1990; G. Sarmiento et al., 2015). Por tanto, se podría esperar que se presente lubricación de muchas de las fallas, lo cual ayudaría a identificar zonas de debilidad en las cuáles se produce movimiento de las rocas (Diao & Espinosa-Marzal, 2018; Toro et al., 2021).

La lubricación de fallas geológicas y su efecto por parte de migración de fluidos, se ha estudiado a escala de laboratorio. En Tenthorey et al. (2003), se realizó un análisis de la resistencia y estabilidad en zonas de falla en relación con la interacción de fluidos; donde se evidenció el efecto que estos tienen al reducir la resistencia a la fricción en la falla. Adicionalmente, estudios muestran la relación entre la lubricación de fallas geológicas y un incremento en la atenuación de ondas sísmicas. En Mavko & Nur (1979), se observa que la atenuación de ondas sísmicas incrementa de una manera importante en rocas fracturadas saturadas con agua, donde el efecto se acrecienta más en fracturas que en poros. Estudios a estas escalas son una primera referencia del fenómeno, que podría presentarse a un nivel regional.

Por otro lado, a escala regional se ha reportado un incremento en la atenuación sísmica vinculada con fluidos que se introducen en fallas geológicas y se relacionan con la ocurrencia de eventos sísmicos (Chiarabba et al., 2009; Komatsu et al., 2017), y de forma similar, también un incremento de la atenuación sísmica donde se presenta deshidratación de una placa en subducción con la liberación de fluidos y nucleación de sismos, como se evidencia en la zona de subducción en Japón entre la placa del Pacífico (Liu et al., 2014) y la placa de Filipinas (Wang et al., 2017).

Desde otro panorama, también se han presentado estudios en los que se analiza la atenuación sísmica por parte de fluidos provenientes de actividades antrópicas como los que son inyectados en pozos geotérmicos y de hidrocarburos, así como los concernientes a fracturamiento hidráulico. En el estudio llevado a cabo por Wcisło et al. (2018), se analiza la sismicidad y atenuación sísmica en cercanía de un pozo de inyección de aguas residuales del que se encontró una alta atenuación de ondas P y altos valores de relación  $V_p/V_s$ . En Canadá, puede mencionarse un estudio de la atenuación sísmica relacionada con la migración de fluidos por parte de fracturamiento hidráulico, a partir de un análisis de la variación de la caída de esfuerzos de sismos inducidos, así como variaciones de atenuación sísmica, donde se resalta que a mayor cercanía del pozo, los valores de caída de esfuerzos son menores y ello coincide con una alta atenuación sísmica (Yu et al., 2020). De manera similar, experimentos de laboratorio han sido realizados para el análisis de la variación de atenuación sísmica en el tiempo y espacio relacionada con fracturamiento hidráulico, a partir de mediciones de decaimiento de amplitud de pulsos ultrasónicos mediante cálculos de relaciones espectrales (Vera Rodríguez & Stanchits, 2017). En el

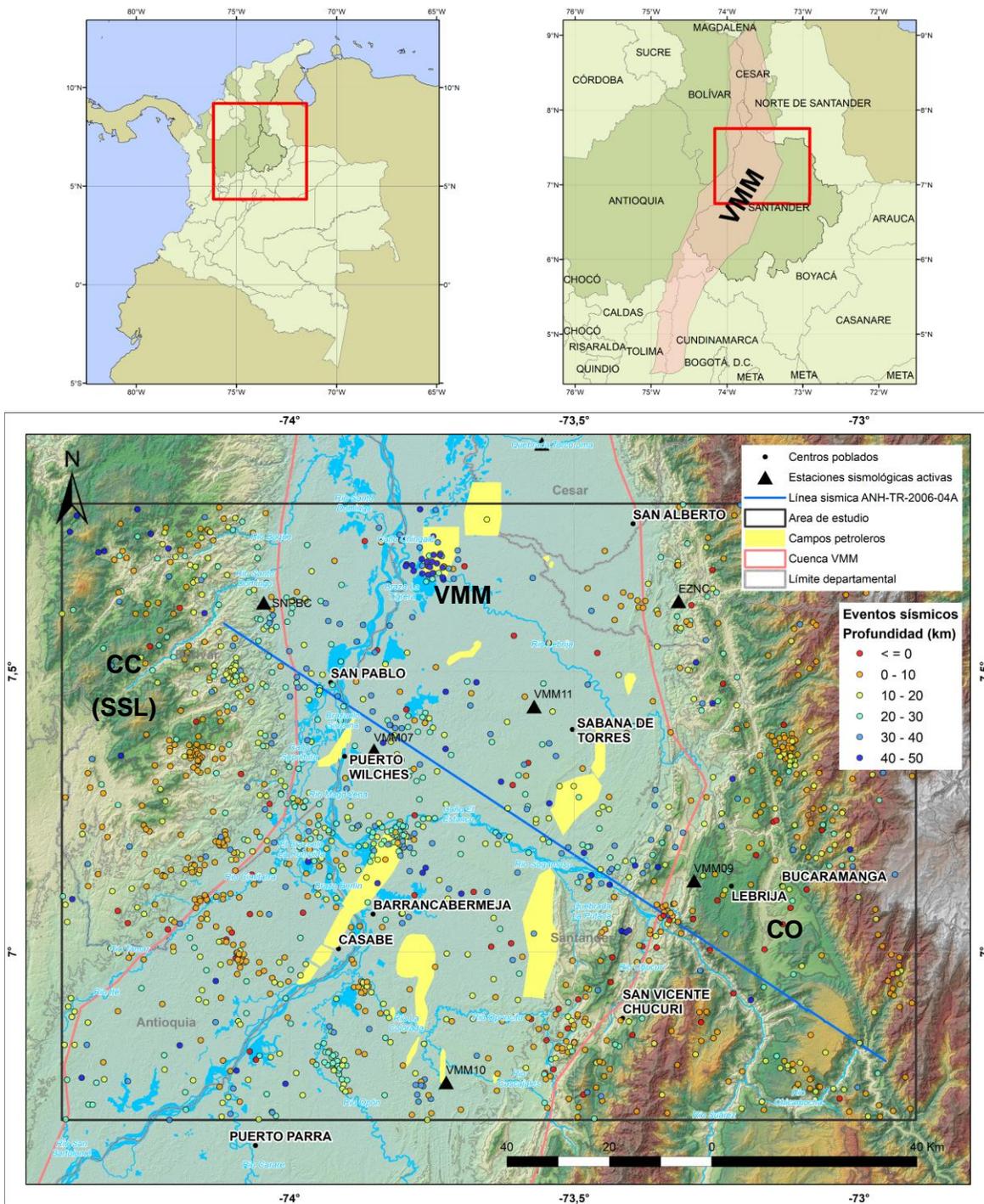
estudio se encuentra que los cambios de la atenuación sísmica son indicativos de variaciones en las condiciones de los esfuerzos durante el proceso de fracturamiento, de forma que un incremento en la atenuación sísmica puede ser relacionada con una reducción de esfuerzos en torno a la fractura hidráulica, que puede ser asociada con la fuga del fluido y ralentización en la propagación de la fractura.

El presente trabajo utiliza eventos sísmicos entre los años 2016 y 2022, para el análisis de la atenuación sísmica e identificación de posibles zonas de migración de fluidos que pudieran favorecer la lubricación de planos de falla, identificados a partir de la interpretación de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A, ubicada en el sector norte del VMM (Figura 1-1). Con base en la distribución de los eventos sísmicos y de la cobertura de estaciones sismológicas activas, se observa que se presenta una densidad buena de datos en cercanía de la línea sísmica seleccionada, lo cual favorece la estimación y análisis de atenuación sísmica.

El objetivo principal consiste en identificar posibles zonas de lubricación y migración de fluidos mediante anomalías de atenuación sísmica, relacionadas con fallas geológicas interpretadas dentro de una sección geológica estructural del VMM. De este objetivo se desprenden los siguientes objetivos específicos:

- Estimar la atenuación sísmica intrínseca y dispersiva en el área de estudio, a partir de eventos sísmicos dentro del intervalo de tiempo 2016 a 2022.
- Estimar una tomografía por atenuación sísmica que amarrada a un modelo geológico estructural realizado a partir de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A permita identificar posibles zonas de lubricación y migración de fluidos en fallas del VMM.
- Proponer un modelo conceptual que explique la variación espaciotemporal de la atenuación, así como el posible comportamiento de anomalías de atenuación con actividades antrópicas en la zona a partir de datos de inyección para recobro mejorado en campos de hidrocarburos.

**Figura 1-1:** Mapa del área de estudio con los eventos sísmicos utilizados, estaciones sismológicas, campos petroleros y la ubicación del trazo de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. Fuente: Elaboración propia en el software ArcGIS.



## 2. Marco teórico

La atenuación de ondas sísmicas corresponde a la pérdida o transformación de energía durante su propagación espaciotemporal desde la fuente (Barton, 2007; Shearer, 2009). De manera general, la atenuación sísmica se expresa mediante el uso del factor adimensional  $Q$ , denominado factor de calidad, cuyo inverso corresponde a la atenuación sísmica mediante la Ecuación (1).

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (1)$$

La Ecuación (1), representa la pérdida de energía mediante la relación de la energía total  $E$  y la energía disipada  $\Delta E$  por ciclo, donde  $\frac{1}{Q(\omega)}$  corresponde a la atenuación sísmica dependiente de la frecuencia (Barton, 2007; García, 2001; Shearer, 2009).

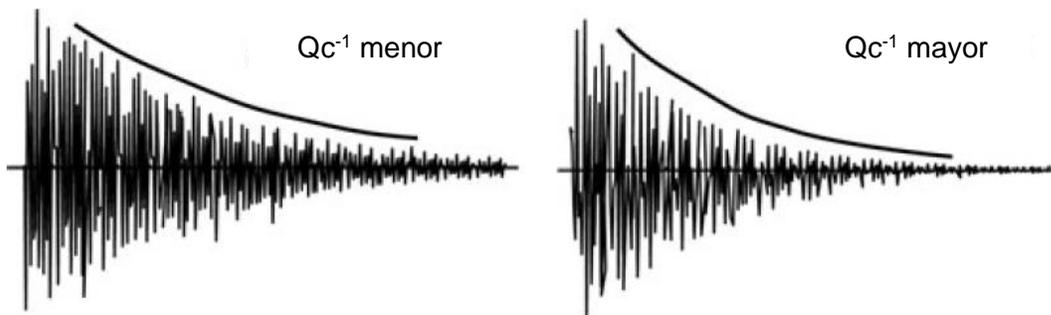
La medición de esa pérdida de energía puede estudiarse por medio de las ondas coda o la cola de los sismogramas que registran los eventos sísmicos, generados por la retrodispersión de las ondas en su viaje en presencia de dispersores, como son las propiedades elásticas contrastantes de las rocas, fracturas y fallas; que son evidencia de un medio heterogéneo (Aki, 1969; Aki & Chouet, 1975).

La caracterización de la dispersión se basa en la obtención del coeficiente de dispersión  $g_0$ , que corresponde a la medición del poder dispersivo por unidad de volumen, usado para determinar heterogeneidad de los materiales de la litósfera (Sato et al., 2012). La atenuación de ondas coda ( $Qc^{-1}$ ), corresponde al decaimiento de la coda de las ondas S en el tiempo, como se ilustra en la Figura 2-1. Para modelar la envolvente de las ondas coda, en su propagación dentro de un medio terrestre dispersivo desde la fuente, se ha usado la teoría de transferencia radiativa (Chandrasekhar, 1960), la cual describe la propagación de las ondas en un medio con dispersores en una distribución aleatoria. Por otro lado, con base en mediciones de ( $Qc^{-1}$ ) en diferentes regiones en el mundo, se ha

identificado que a pesar de una gran variación de los valores, en general estos se encuentran en el orden de  $10^{-2}$  a una frecuencia de 1 Hz, y luego decrecen a valores que se encuentran en el orden de  $10^{-3}$ , a una frecuencia de 20 Hz (Sato et al., 2012).

Los mecanismos que pueden causar la atenuación sísmica, son principalmente la dispersión de las ondas, que se asocia a las heterogeneidades en el medio; y la absorción anelástica debido a micro mecanismos intrínsecos de fricción interna y presencia de fluidos durante la propagación (Barton, 2007; Sato et al., 2012; Shearer, 2009).

**Figura 2-1:** Ilustración esquemática de una atenuación de ondas coda pequeña o grande. Fuente: Tomado de Sato et al. (2012).



## 2.1 Atenuación sísmica por dispersión y por absorción intrínseca

La heterogeneidad del medio genera dispersión de las ondas sísmicas, debida a la redistribución de la energía a medida que las ondas se propagan, generando cambios de dirección y fase (García, 2001; Sato et al., 2012). La atenuación sísmica generada por este fenómeno se denomina atenuación dispersiva.

Así mismo, el subsuelo no se comporta como un medio completamente elástico, sino como viscoelástico, donde las ondas sísmicas presentan una disminución en su amplitud en relación con la disipación de energía elástica en forma de calor, a partir de procesos de

fricción, viscosidad y relajación térmica (García, 2001; Sato et al., 2012). La atenuación sísmica generada por este fenómeno se le denomina atenuación intrínseca.

La Ecuación (1), representa la atenuación sísmica total, que presenta la contribución combinada de mecanismos de dispersión y de absorción intrínseca, como fue establecido por (Dainty, 1981), que se relacionan mediante la Ecuación (2),

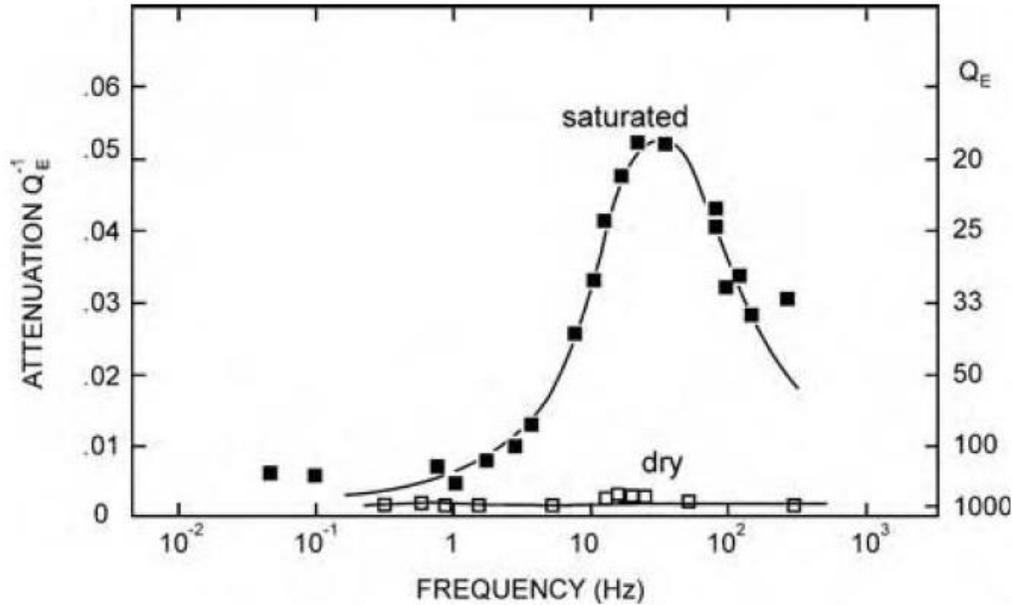
$$\frac{1}{Q(\omega)} = \frac{1}{Q_i(\omega)} + \frac{1}{Q_{sc}(\omega)} \quad (2)$$

donde  $\frac{1}{Q_i(\omega)}$  corresponde a la atenuación intrínseca y  $\frac{1}{Q_{sc}(\omega)}$  a la atenuación dispersiva.

Diferentes mecanismos pueden generar atenuación sísmica, entre los que se pueden mencionar la disipación por fricción, flujo de fluidos, movimiento relativo de la matriz con respecto a inclusiones fluidas, fenómeno de chorro, efectos geométricos de poros, irregularidades, fracturas, entre otros (Johnston et al., 1979). De los mecanismos mencionados, surge interés en la presente investigación por la atenuación sísmica generada por la presencia de fluidos a lo largo de zonas de debilidad en las rocas.

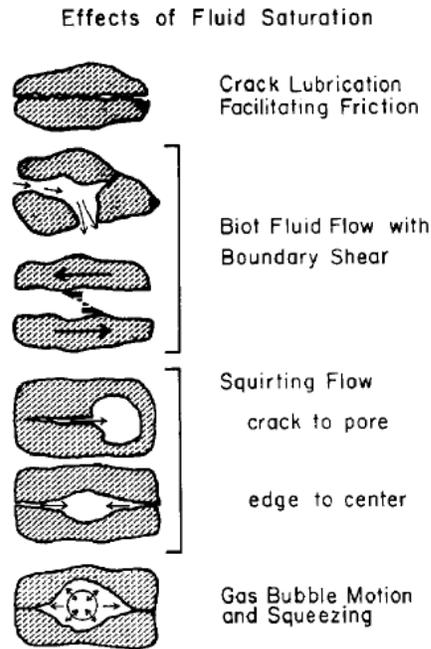
La saturación de fluidos en la roca, actúa como un mecanismo intrínseco, que genera un aumento en la atenuación de las ondas sísmicas, la cuál es mayor que en rocas secas, y presenta una dependencia de la frecuencia que se debe a pérdidas de energía relacionadas con disipación viscosa, a su vez dependiente de la velocidad de cizalla; por el contrario, en rocas secas se ha observado que la atenuación es independiente de la frecuencia (Figura 2-2) (Barton, 2007; Johnston et al., 1979; Knopoff, 1964).

**Figura 2-2:** Atenuación sísmica en función de la frecuencia en una roca seca y en una totalmente saturada. Fuente: Tomado de Barton (2007).



Adicionalmente, se presenta un comportamiento particular en el efecto que se genera en la atenuación de las ondas P y S, donde la atenuación de las ondas S resulta ser mayor que la atenuación de las ondas P con el incremento en la saturación de la roca. Por tanto, la relación  $Q_S/Q_P$  es un indicador sensitivo del grado de saturación (Barton, 2007). La saturación de los fluidos, puede generar la lubricación de fracturas, que además de tener como efecto un incremento en la atenuación sísmica, puede dar facilidad para el desplazamiento (Figura 2-3) (Johnston et al., 1979).

**Figura 2-3:** Mecanismos por los cuales los fluidos aportan en la atenuación de rocas saturadas y parcialmente saturadas. Fuente: Tomado de Johnston et al. (1979).



Por otro lado, al considerar el efecto por fracturas como son las fallas geológicas, se puede generar una atenuación sísmica de tipo dispersiva, asociada a cambios dirección de propagación de las ondas por la discontinuidad en el medio representada por la fractura (Hudson, 1981). De igual manera, asociadas a estas zonas, cambios en la fricción de la falla también pueden tener un efecto en la atenuación sísmica, como ha sido observado en experimentos de laboratorio en Nagata et al. (2008).

En estudios como el de Eulenfeld & Wegler (2017), mediante la separación de la atenuación intrínseca y dispersiva en Estados Unidos, se lograron establecer relaciones con rasgos geológicos, donde para todas las frecuencias analizadas se presenta un predominio de atenuación sísmica intrínseca al oeste del territorio asociada con un alto flujo de calor en esta región y por el contrario, predominio de atenuación sísmica dispersiva al este asociada con fuertes heterogeneidades de la corteza por contrastes entre rocas sedimentarias del Cuaternario y Terciario homogéneas y rocas del Paleozoico más heterogéneas.

## 2.2 Estimación de atenuación sísmica por dispersión y por absorción intrínseca

Para estimar y separar la atenuación sísmica intrínseca y dispersiva, se han abordado métodos como el presentado por (Hoshiya et al., 1991) y (Fehler et al., 1992) de análisis de múltiples ventanas de lapso de tiempo (MLTWA), que tiene como base la teoría de transferencia radiativa de las ondas sísmicas. También con base en la propuesta de (Sens-Schönfelder & Wegler, 2006), de realizar la inversión completa de las ondas S, en Eulenfeld & Wegler (2016) se desarrolla un método que tiene en cuenta la atenuación intrínseca  $Q_i^{-1}$  como evidencia de un decaimiento exponencial en la envolvente, mientras que la dispersiva  $Q_{sc}^{-1}$  como la relación entre la energía del arribo directo de S y la coda. De manera similar al método planteado en Ugalde et al. (2010), con base en la teoría de transferencia radiativa de las ondas sísmicas, se realiza el cálculo de la densidad de energía modelada y la densidad de energía observada en los sismogramas, para luego realizar un ajuste en el proceso de inversión, con el fin de obtener los coeficientes de dispersión  $g^*$  y absorción intrínseca  $b$  para el cálculo de la atenuación respectiva, a partir de la Ecuación (3) (Eulenfeld & Wegler, 2016).

$$Q_{sc}^{-1} = \frac{g^* v_0}{2\pi f} \quad Q_i^{-1} = \frac{b}{2\pi f} \quad (3)$$

En primer lugar, como se describe en Eulenfeld & Wegler (2016), se realiza el cálculo de la densidad de energía modelada  $E_{mod}(t, r)$ , mediante la Ecuación (4), donde  $W$  representa la energía espectral de la fuente,  $R(r)$  el factor de amplificación de energía de sitio,  $e^{-bt}$  el amortiguamiento exponencial intrínseco y  $G(t, r, g)$  la función de Green de la onda directa y dispersada.

$$E_{mod}(t, r) = WR(r)G(t, r, g)e^{-bt} \quad (4)$$

Siguiendo el método de los autores, para el cálculo de la función de Green, se utiliza la solución analítica de (Paasschens, 1997) de la Ecuación (5), que contiene el coeficiente de atenuación dispersiva  $g_0$  y la velocidad promedio de la onda S  $v_0$ .

$$\begin{aligned}
G(t, r, g) = \exp(-v_0 t g_0) & \left[ \frac{\delta(r - v_0 t)}{4\pi r^2} \right. \\
& + \left( \frac{4\pi v_0}{3g_0} \right)^{\frac{3}{2}} t^{-\frac{3}{2}} \\
& \times \left( 1 - \frac{r^2}{v_0^2 t^2} \right)^{\frac{1}{8}} K \left( v_0 t g_0 \left( 1 - \frac{r^2}{v_0^2 t^2} \right)^{\frac{3}{4}} \right) H(v_0 t \\
& \left. - r) \right] e^{-bt} \tag{5}
\end{aligned}$$

Por otro lado, siguiendo a Eulenfeld & Wegler (2016), se procede con el cálculo de la densidad de energía observada, donde en primer lugar, se realiza un filtro y posterior normalización a una banda de frecuencia  $\Delta f$  de los sismogramas de velocidad. Luego con los sismogramas filtrados se calcula la velocidad promedio cuadrada  $\langle \dot{u}^2 \rangle$  a partir de la Ecuación (6) y con la Ecuación (7) la densidad de energía observada es calculada (Eulenfeld & Wegler, 2016).

$$\langle \dot{u}^2 \rangle = \frac{1}{2} \sum_{c=1}^3 \left( \dot{u}_c(t, r)^2 + H(\dot{u}_c(t, r))^2 \right) \tag{6}$$

$$E_{obs}(t, r) = \frac{\rho_0 \langle \dot{u}(t, r)^2 \rangle}{C \Delta f} \tag{7}$$

Por último, en el método de los autores se realiza el proceso de inversión, donde se utiliza la función de error en la Ecuación (8), que depende del coeficiente de dispersión  $g$ , y mediante un proceso iterativo se minimiza el valor de la función buscando el mejor valor para  $g$ , y mediante el sistema de ecuaciones (9), puede obtenerse el coeficiente de absorción intrínseca  $b$ .

$$\epsilon(g) = \sum_{i,j,k}^{N_s, N_E, N_{ij}} \left( \ln E_{obsijk} - \ln E_{modijk}(g) \right)^2 \tag{8}$$

$$\ln E_{obsijk} = \ln G(t_{ijk}, r_{ij}, g) + \ln R_i + \ln W_j - bt_{ijk} \tag{9}$$

## 2.3 Tomografía de atenuación sísmica

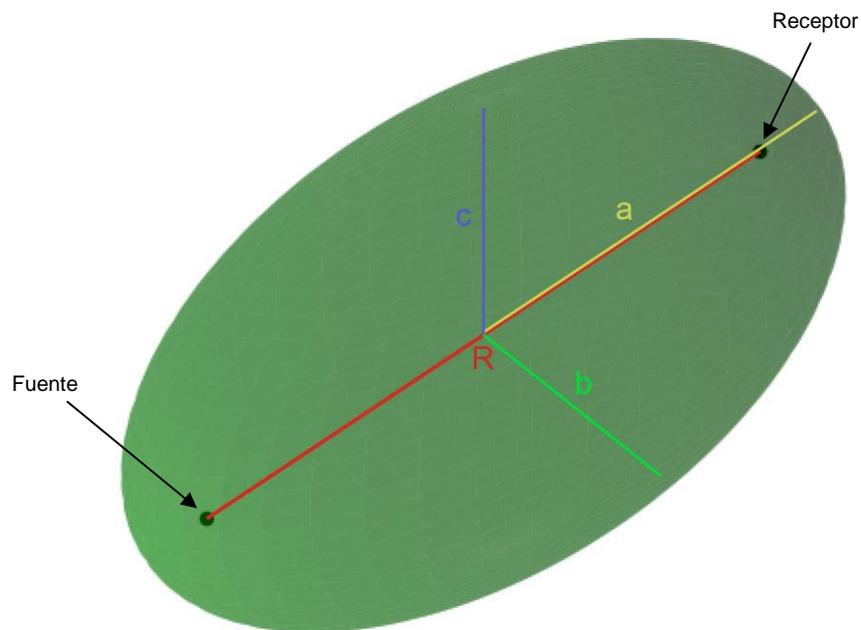
Para representar y visualizar la variación de los valores de atenuación sísmica intrínseca y dispersiva, se realiza una tomografía de atenuación sísmica, que es un tipo de técnica de tomografía sísmica para construir imágenes que muestren la distribución de los valores de atenuación sísmica en el medio, y que ha sido aplicada en estudios desde diferentes métodos y algoritmos (Carcolé & Sato, 2010; Del Pezzo et al., 2016; Prudencio et al., 2013; Vargas & Mann, 2013). Como se plantea en Pulli (1984), con la suposición de un modelo de dispersión isotrópica simple (Sato, 1977), los rayos de las ondas dispersadas entre una fuente (sismo) y un receptor (estación), se pueden encerrar dentro de un elipsoide con focos en la fuente y el receptor, cuyo tamaño viene dado por la ventana de tiempo de las ondas coda. La proyección en planta de dicho elipsoide corresponde a una elipse que viene dada por la Ecuación (10), con un semieje mayor  $a = \frac{vt}{2}$  y semieje menor  $b = \sqrt{a^2 - \frac{R^2}{4}}$ , donde  $v$  es la velocidad promedio de la onda S,  $t$  es la ventana de tiempo de las ondas coda y  $R$  es la distancia epicentral entre la fuente y el receptor. Ahora, al considerar la dimensión en profundidad, la ecuación del elipsoide estaría dada por la Ecuación (11), donde al considerar los semiejes menores del mismo tamaño, se cumple que  $b = c$ .

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1 \quad (10)$$

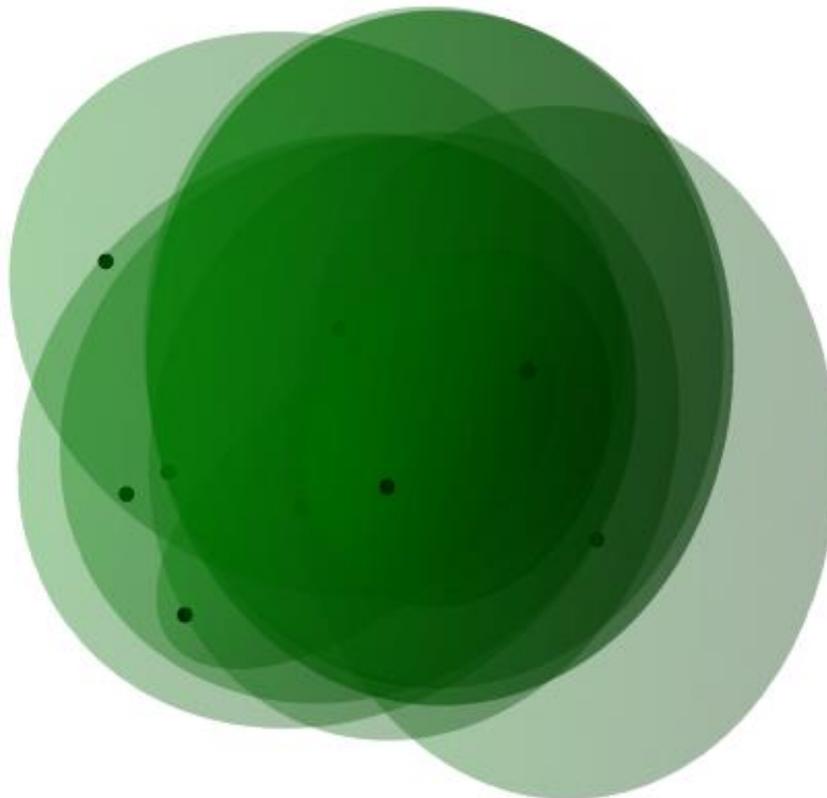
$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} + \frac{z^2}{c^2} = 1 \quad (11)$$

Luego, para cada par fuente-receptor, es posible considerar la región muestreada por el elipsoide que los comprende como correspondiente al valor de atenuación aparente obtenido. Por último, la imagen final puede obtenerse como el promedio de todos los valores de atenuación aparente obtenidos para los pares fuente-receptor, representados por todas las regiones muestreadas por los correspondientes elipsoides. En la Figura 2-4, se puede observar de forma gráfica lo anteriormente descrito.

**Figura 2-4:** **A.** Representación gráfica de las distancias  $a$ ,  $b$ ,  $c$  y  $R$  que definen el elipsoide entre un par fuente-receptor. **B.** Representación de varias regiones elipsoidales que corresponden a diferentes pares fuente-receptor.



**B.**





### 3.Marco geológico

El estudio se enmarca dentro de la cuenca sedimentaria del VMM, la cual es una cuenca intramontana de antepaís, localizada entre la Cordillera Central (CC) y Cordillera Oriental (CO) de Colombia, que se ha formado a partir de la confluencia de diferentes eventos geológicos, desde el Triásico hasta el Mioceno (Cooper et al., 1995). En esta zona se presenta la convergencia de las placas Caribe, Nazca y Suramericana, que refleja una compleja interacción, cinemática y alta actividad sísmica a diferentes profundidades (Londoño et al., 2019; Taboada et al., 2000; Vargas & Mann, 2013). Asociada a esta alta actividad sísmica, se destaca el conocido Nido sísmico de Bucaramanga, que se localiza en la CO, al este de la cuenca, donde ocurren sismos diarios a profundidades en torno a los 160 km (Prieto et al., 2012; Vargas & Mann, 2013; Zarifi et al., 2007).

El basamento cristalino de la cuenca VMM, corresponde a rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico y Jurásico, sobre las que se sobreponen depósitos calcáreos y siliciclásticos continentales, también del Jurásico que comprenden a las formaciones Bocas, Jordán, Girón, Arenal. El Cretácico está representado por rocas sedimentarias de origen marino transicional, entre las que se presentan las formaciones Los Santos, Rosablanca, Paja, Tablazo, Simití, El Salto, La Luna, Umir; y el Paleógeno comprende rocas siliciclásticas continentales con cierta influencia marina en donde se encuentran las formaciones Lisama, La Paz, Esmeraldas, Mugrosa, Colorado. El Neógeno está comprendido por el Grupo Real y Grupo Mesa que contienen depósitos continentales de origen fluvial; y por último se encuentran los depósitos recientes del Cuaternario (ANH & SGC, 2016; Barrero et al., 2007).

A nivel estructural, se considera que la cuenca VMM corresponde a una depresión asimétrica de origen tectónico, que se encuentra limitada por dos cabalgamientos con fallas de vergencia opuesta (Córdoba et al., 1996, citado en Jiménez et al., 2016). En

general, la cuenca cuenta con tres dominios estructurales: un sector oriental de estructuras con rumbo NE-SW de cabalgamientos con vergencia oeste, un sector central que presenta una deformación leve y fallas normales fosilizadas y un sector occidental con fallas inversas transpresivas de vergencia este (Jimenez et al., 2016). De acuerdo con las interpretaciones de diferentes autores, en general se acepta que durante el Jurásico y Cretácico se presentó un régimen extensional dominante, con el desarrollo de una cuenca de retro arco (*back-arc basin* en inglés) (Horton et al., 2020). Posteriormente, en el Cenozoico se presentó un cambio a un régimen compresional, que generó una inversión tectónica de las fallas normales, y generó el levantamiento de la CO con estructuras de pliegues y cabalgamientos asociados, y sedimentación sintectónica que llevaron al desarrollo de una cuenca de antepaís en el VMM (Gómez et al., 2005; Rolon & Toro, 2003).

En la Figura 3-1.A, se puede observar un mapa geológico enmarcado en el área donde se localiza la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. En la Figura 3-1.B se puede observar una sección estructural de una interpretación previa de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A, realizada en ANH & SGC (2016), en las que se pueden mencionar algunas de las principales estructuras del área de estudio, como son la Falla de Bucaramanga, la Falla La Salina, el Sinclinal de Nuevo Mundo (SNM), la Falla de los Cobardes, la Falla de Cáchira y la Falla de Cimitarra.

### **3.1 Cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM)**

Para un entendimiento a mayor detalle de las rocas que comprenden la Cuenca del VMM, a continuación, se presenta la descripción de las unidades litoestratigráficas más representativas en el área de estudio.

### 3.1.1 Precámbrico, Paleozoico y Jurásico

- Neis de Bucaramanga (Npb)

Anfibolitas, neises, mármoles, cuarcitas, granulitas y migmatitas (ANH & SGC, 2016). Se encuentra aflorando principalmente a la CO, se ubica al noroccidente de Bucaramanga, al oriente del Sistema de Fallas Bucaramanga – Santa Marta.

- Formación Bocas (J1b)

Limolitas arcillosas con intercalaciones de arenitas, lutitas y conglomerados. Se le asigna una edad de Jurásico Inferior (Arias & Vargas, 1978). Se encuentra aflorando en toda la CO.

- Formación Norean (J1n – 2n)

Arenitas y lodolitas arenosas, lavas andesíticas, cuerpos hipoabisales o subvolcánicos efusivos brechoides calcoalcalinos y domos riolíticos (Fonseca et al., 2012). Se le asigna una edad de Jurásico Superior (Fonseca et al., 2012). Se encuentra aflorando en la SSL.

- Formación Girón (J3g)

Arenitas con intercalaciones de limolitas y lodolitas, y capas delgadas de conglomerados (Royero & Clavijo, 2001). Aflora al sur de Bucaramanga, en el sector sur del SNM y al norte de San Vicente de Chucurí.

### 3.1.2 Cretácico

- Formación Los Santos (K1ls)

Arenitas conglomeráticas, lodolitas y cuarzo arenitas (Clavijo, 1985; Laverde y Clavijo, 1985; Laverde, 1985 citados en Royero & Clavijo, 2001). Se encuentra aflorando en el sector del SNM y al sur de Bucaramanga.

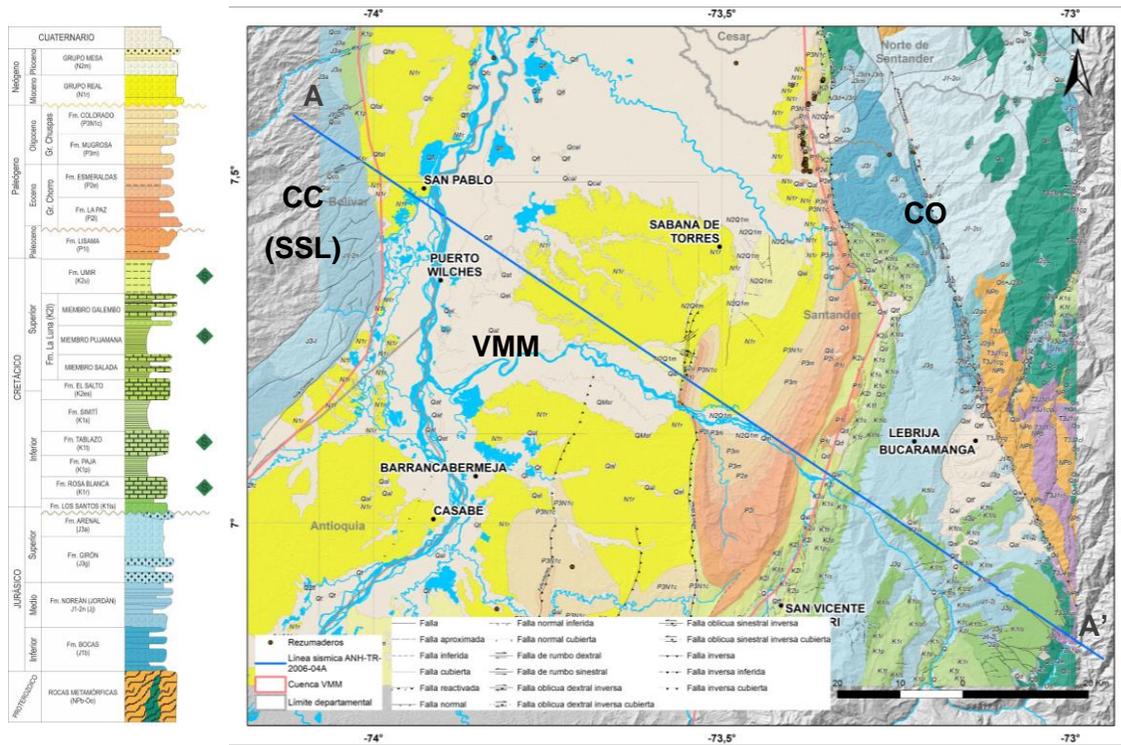
- Formación Rosablanca (K1r)

Unidad del Cretácico temprano, compuesta de calizas, dolomías, lodolitas calcáreas, intercalaciones de sales y calizas, y arenitas (Etayo-Serna, 1983; Royero & Clavijo, 2001).

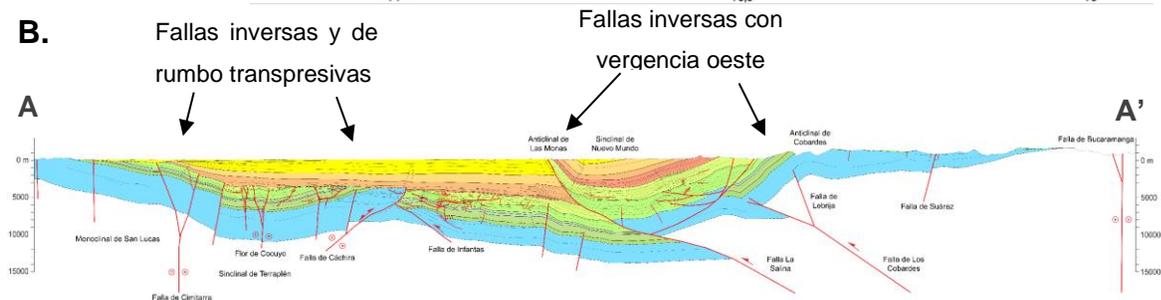
Aflora en el sector del SNM, al occidente y sur de Bucaramanga, y en el flanco oriental de la CC a lo largo del sector occidental del Río Magdalena.

**Figura 3-1:** A. Mapa geológico y columna estratigráfica generalizada del Valle Medio del Magdalena, con área enmarcada a la región donde se localiza la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. B. Corte geológico de una interpretación previa realizada a la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. Fuente: Elaboración propia con el uso del software ArcGIS, el mapa geológico y perfil de ANH & SGC (2016).

**A.**



**B.**



- Formación Paja (K1p)

Su edad es Barremiano inferior (Patarroyo, 1997), y se compone de shales arcillosos a limosos (Morales, 1958). Se encuentra aflorando en el sector del SNM, al occidente y sur de Bucaramanga, y en el flanco oriental de la CC a lo largo del sector occidental del Río Magdalena.

- Formación Tablazo (K1t)

Se le atribuye una edad Barremiano-Albiano inferior (Royero & Clavijo, 2001), y se compone de calizas macizas y margas (compuestas por arcillas en la sección superior y caliza en la sección inferior). Aflora en una franja alargada al este del flanco oriental del SNM, con dirección NNE – SSW, en cercanías de la población de San Vicente de Chucurí.

- Formación Simití (K1s)

Su edad comprende el Albiano superior-Cenomaniano (Royero & Clavijo, 2001) y se compone de shales carbonosos, levemente calcáreos, y capas delgadas de calizas arcillosas (Morales, 1958). Aflora en el sector del SNM, y en el flanco oriental de la CC a lo largo del sector occidental del Río Magdalena.

- Formación El Salto (K2es)

Constituida por calizas arcillosas intercaladas con shales calcáreos con concreciones de caliza. Aflora en una franja de 200 m de ancho y dirección SSW-NNE localizada en el flanco oriental de la CC, a lo largo del sector occidental del Río Magdalena (Mantilla et al., 2006a, 2006b).

- Formación La Luna (K2l)

La Formación La Luna se compone de lutitas y lodolitas calcáreas intercaladas con calizas (Julivert, 1968). Se encuentra aflorando en el sur del SNM, en cercanías a San Vicente de Chucurí, al norte del río Sogamoso y noroeste de Lebrija. Se le asigna una edad abarcando el Turoniano inferior al Coniaciano (Gómez et al., 2008).

- Formación Umir (K2u)

La unidad se conforma de shales con carbón, micáceos e intercalaciones de arenitas y limolitas (Montaño et al., 2016; Royero & Clavijo, 2001). Se encuentra aflorando al suroeste de San Vicente de Chucurí. Se asigna una edad de Campaniano a Maastrichtiano (Gómez et al., 2008).

### 3.1.3 Paleógeno

- Formación Lisama (P1l)

Se compone de lodolitas y arcillolitas que presentan niveles de carbón, e intercalaciones de arenitas (Royero & Clavijo, 2001; Sarmiento et al., 2015; Ward et al., 1973). Aflora entre San Vicente de Chucurí y el río Sogamoso, hacia la parte occidental y central a manera de franjas alargadas con dirección suroeste a noreste, al sur y sureste de Sabana de Torres, así como al noroeste de Lebrija. En estas zonas la unidad hace parte de la estructura SNM. La edad que se le asigna es Paleoceno-Eoceno inferior (Royero & Clavijo, 2001).

- Formación La Paz (P2l)

Consta de arenitas conglomeráticas, limolitas y lutitas (Royero & Clavijo, 2001; Sarmiento et al., 2015). Aflora entre San Vicente de Chucurí y el río Sogamoso, al sur y sureste de Sabana de Torres, así como al noroeste de Lebrija. En estas zonas la unidad forma parte de la estructura SNM. Se le asigna una edad de Eoceno (Mantilla et al., 2006a, 2006b).

- Formación Esmeraldas (P2e)

Se compone de arenitas intercaladas con limolitas y lutitas con niveles delgados de carbón (Morales, 1958; Sarmiento et al., 2015). Se presenta aflorando entre San Vicente de Chucurí y el río Sogamoso, en las franjas alargadas con dirección suroeste a noreste, al sur y sureste de Sabana de Torres. En estas zonas la unidad forma parte de la estructura SNM. Se le asigna una edad de Eoceno Superior (Arias & Vargas, 1978; Ward et al., 1973).

- Formación Mugrosa (P3m)

Arenitas intercaladas con lodolitas y capas de conglomerado. Se presenta aflorando entre San Vicente de Chucurí y el río Sogamoso, en franjas alargadas con dirección suroeste a noreste, al sur y sureste de Sabana de Torres, así como al noroeste de Lebrija. En estas zonas la unidad forma parte de la estructura SNM. La unidad también aflora al sureste de Barrancabermeja. Se le asigna una edad de Oligoceno inferior a medio (Fonseca et al., 2012; Gómez et al., 2008; Ward et al., 1973).

- Formación Colorado (P3N1c)

Unidad del Eoceno superior - Oligoceno inferior (Royero & Clavijo, 2001), constituida por arcillolitas, intercaladas con arenitas conglomeráticas. Se presenta aflorando en la parte al sur del río Sogamoso, y en franjas alargadas con dirección suroeste, al sur y sureste de Sabana de Torres. En estas zonas la unidad forma parte de la estructura SNM. También se encuentra al sureste de Barrancabermeja. Se le asigna una edad de Oligoceno superior (Gómez et al., 2008) a Mioceno inferior (Rubiano, 1996 citado en Mantilla et al. 2006a, 2006b).

### 3.1.4 Neógeno

- Grupo Real (N1r)

Conglomerados de guijos de chert negro, cuarzo y arenisca, intercalaciones de lodolitas con arenitas conglomeráticas y arenitas con troncos silicificados o carbonizados intercalados con arcillolitas (Morales, 1958; G. Sarmiento et al., 2015).

## 3.2 Estructuras

Adicionalmente, se describen a continuación las principales estructuras que se identifican en el perfil geológico interpretado en ANH & SGC (2016).

- Monoclinal de San Lucas

Estructura formada previo al Eoceno medio, que presenta truncación de rocas del Cretácico y Cenozoico (ANH & SGC, 2016).

- Falla de Cimitarra

Falla de rumbo dextral, con dirección SW – NE y vergencia al Este, presente en el límite occidental del VMM, paralela a un tren de fallas dextrales en la SSL. Afecta rocas de la Formación Norean, y pasa a estar cubierta por depósitos fluvio - lacustres más hacia el norte (G. Sarmiento et al., 2015). Hace parte de una estructura de transpresión regional, en una flor positiva, que presenta fallas sintéticas y antitéticas, así como fallas de rumbo con relevos en *echelon* al oeste (Fonseca et al., 2012).

- Flor Cocuyo

Estructura de flor positiva a una serie de fallas de alto ángulo, consideradas como estructuras 'en arpón', que elevan bloques del Mesozoico y pliegan en forma de anticlinal la discordancia del Eoceno medio (ANH & SGC, 2016).

- Sinclinal de Terraplén

Pliegue formado entre la Falla de Cáchira y el Monoclinal de San Lucas, cortado por muchas fallas subverticales. Su flanco oeste se considera fue formado previo al levantamiento andino y su flanco este formado coetáneo a la sedimentación del Cenozoico (ANH & SGC, 2016).

- Falla de Cáchira

Falla inversa de alto ángulo que afecta rocas del Jurásico hasta el Cenozoico. Se considera que fue una falla normal en el Jurásico y luego reactivada en el Cenozoico (ANH & SGC, 2016).

- Falla de Infantas

Falla inversa con rumbo N - S y vergencia hacia el occidente, la cual coloca en contacto a rocas de las formaciones del Cenozoico. Se extiende de sur a norte desde el Río Opón hasta el Río Sogamoso (Gómez et al., 2008). Se encuentra localizada al este de Barrancabermeja.

- Falla La Salina

Hace parte de un sistema fallas de cabalgamiento de alto ángulo, vergencia Oeste y dirección SSW – NNE que limita al Oeste del SNM. Presenta un salto de 3000 m y pone en contacto rocas del Cretáceo Superior - Paleógeno con el Mioceno – Oligoceno. Fue el margen Oeste del rift Mesozoico del Norte de Colombia y en la configuración del borde Oeste de la Cordillera Oriental (INGEOMINAS – GRP, 2008, citado en Fonseca et al., 2012). Reactivada en el Cenozoico, durante la orogenia andina con esfuerzos compresivos en un régimen de transpresión (Fonseca et al., 2012; Gómez et al., 2008).

- Anticlinal de las Monas

Pliegue formado por acción de la Falla de La Salina, con cabeceo noreste al extremo norte de la falla, posiblemente reflejo de la desaparición de la Falla La Salina en profundidad (Ward et al., 1973). Se encuentra en inmediaciones de Sabana de Torres.

- Falla de los Cobardes

Falla de cabalgamiento que produce la inmersión monoclinas de las rocas del Mesozoico hacia el WNW (ANH & SGC, 2016).

- Anticlinal de Cobardes

Pliegue monoclinas con vergencia oeste, que afecta rocas del Mesozoico, con núcleo de basamento cristalino del Paleozoico y Precámbrico. Presenta un flanco frontal con una inmersión fuerte hacia la cuenca del VMM (ANH & SGC, 2016).

- Falla de Lebrija

Falla inversa de alto ángulo que limita al macizo en su parte occidental, que lo pone en contacto con rocas sedimentarias (Arias & Vargas, 1978). Su trayectoria es norte – sur hasta 1 km al norte de la Quebrada Bijigual desapareciendo bajo depósitos cuaternarios y es presumiblemente desplazada por una fractura oculta por el cuaternario y reaparece hacia el norte con dirección cerca de este-oeste que pasa a nor-noroeste (Arias & Vargas, 1978). Se localiza en el flanco oeste de la Cordillera Oriental en inmediaciones de San Alberto y al este de Sabana de Torres.

- Sinclinal de Nuevo Mundo

Pliegue que involucra la sucesión de rocas que abarca el Cretácico y Cenozoico. Está limitado al Oeste por la Falla de La Salina y su eje se localiza cerca del flanco occidental que posiblemente se asocia al fuerte levantamiento generado por esta falla (Ward et al., 1973). En el costado norte del río Sogamoso, el eje se encuentra desplazado hacia el oeste aproximadamente 4 – 5 km con respecto a la posición del costado sur del río, lo que sugiere la acción de una falla de rumbo sinistral cubierta por depósitos cuaternarios aluviales a lo largo del río Sogamoso (Ward et al., 1973). Se presenta en inmediaciones a San Vicente de Chucurí y Sabana de Torres.

- Falla de Bucaramanga

Falla de rumbo sinistral con dirección aproximada N20°W, con un trazo rectilíneo bien definido, que localmente es considerada por presentar desplazamientos verticales (Arias & Vargas, 1978). Presenta una extensión regional, con una expresión clara en imágenes de satélite y sensores remotos (G. Sarmiento et al., 2015), que se evidencia en un lineamiento en la topografía con valles alineados y contrastes en las unidades litoestratigráficas que están en contacto a cada costado de la falla (Campbell, 1965, citado en Ward et al., 1973).

## 4. Metodología

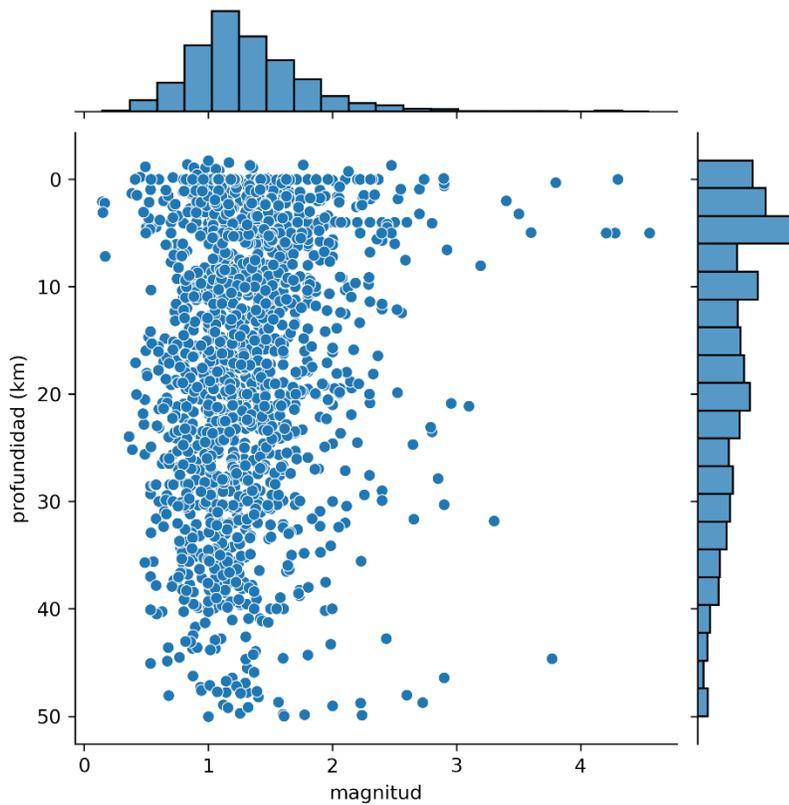
### 4.1 Cálculos de atenuación sísmica

Se seleccionó un área entre las coordenadas  $-74.4^{\circ}$  y  $-72.9^{\circ}$  de longitud y  $6.7^{\circ}$  y  $7.8^{\circ}$  de latitud, en la que fueron obtenidos datos de 1653 eventos sísmicos con profundidades entre 0 y 50 km de profundidad del catálogo sísmico del Servicio Geológico Colombiano (SGC) (Figura 1-1 y Figura 4-1). De los eventos sísmicos fueron descargados archivos de formas de onda (cuyas series de tiempo fueron recortadas en -10 y 210 s con respecto al tiempo de origen) en formato *miniSEED*, y archivos de los metadatos en formato *QuakeML*. Luego, todos los archivos fueron compilados en un único archivo *miniSEED* y *QuakeML* para el posterior procesamiento. Las formas de onda descargadas corresponden con las siguientes estaciones sismológicas en el VMM: AGCC, EZNC, SNPBC, VMM05, VMM07, VMM09, VMM10, VMM11, VMM12.

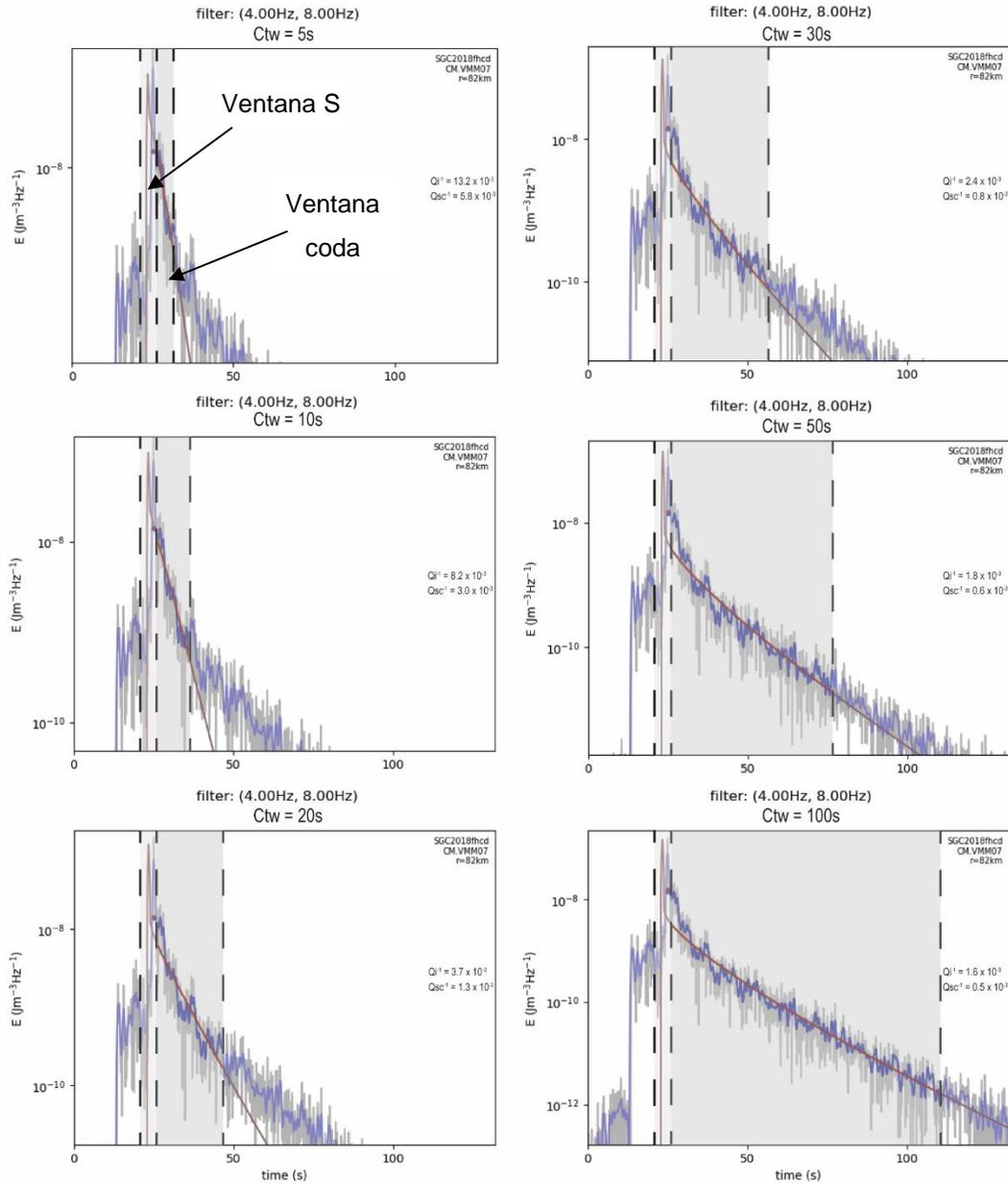
Con base en los datos obtenidos, a partir del método desarrollado en Eulenfeld & Welger (2016), que se implementa en el paquete *Qopen* desarrollado en *Python*, se realiza el cálculo de los coeficientes de absorción intrínseca ( $b$ ) y de dispersión ( $g^*$ ) con los que se obtienen la atenuación sísmica intrínseca ( $Q_i^{-1}$ ) y dispersiva ( $Q_{sc}^{-1}$ ) a partir de la inversión de la envolvente completa de las ondas S. Se toma como velocidad promedio de onda S de la corteza de 3500 m/s (Vargas, 2004), densidad promedio de la corteza de 2700 kg/m<sup>3</sup>. obteniéndose los coeficientes mencionados para cada par de evento sísmico y estación, a partir del proceso de inversión entre la energía observada y la energía modelada. Las estimaciones de los coeficientes de atenuación sísmica fueron realizadas para las bandas de frecuencia (0.05; 1.00), (1.00, 2.00), (2.00, 4.00), (4.00, 8.00), (8.00, 16.00), (16.00, 32.00) Hz, cuyas frecuencias centrales son 0.525, 1.500, 3.000, 6.000, 12.000 and 24.000 Hz. Así mismo, se tomó una ventana de tiempo de 5 s para la onda S (entre -2 y +3 s con respecto a la fase S) y diferentes ventanas de tiempo para las ondas coda, desde +3 s desde la fase S hasta 5, 10, 20, 30, 50 y 100 s. Cabe anotar que el fin de la ventana de

onda coda fue determinado ya sea por el tamaño asignado o por alcanzar una relación señal-ruido  $\geq 2$ . En la Figura 4-2, se observa un ejemplo con el proceso de ajuste entre las energías observada y calculada para diferentes ventanas de tiempo coda.

**Figura 4-1:** Distribución conjunta de profundidades y magnitudes de los eventos sísmicos utilizados para el estudio entre 2016 y 2022. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Seaborn*.



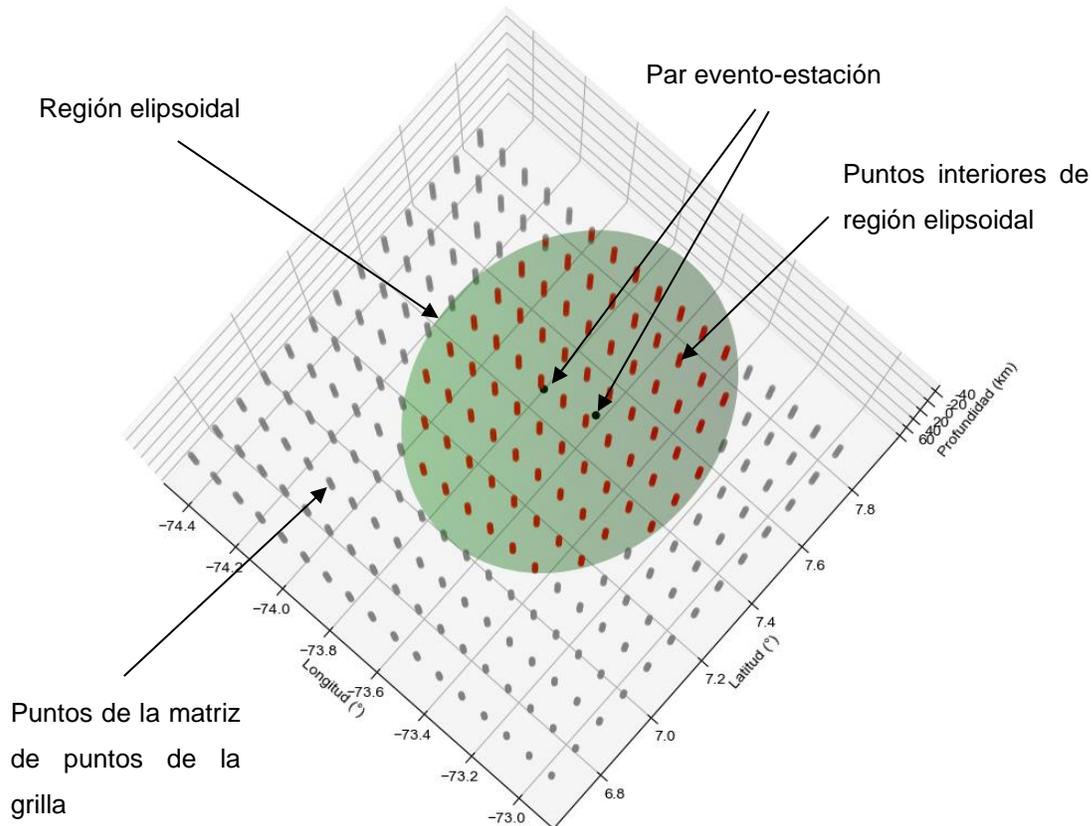
**Figura 4-2:** Ajuste de energía observada y calculada del sismograma de un evento para la banda de frecuencia de 4.00 a 8.00 Hz. Se indica la ventana S y las ventanas coda (Ctw) consideradas para cada ajuste. La línea gris representa la energía observada, la azul corresponde a la energía observada suavizada y la roja a la energía calculada. Fuente: Elaboración propia a partir de gráficas de salida del paquete *Qopen*.



## 4.2 Tomografía de atenuación sísmica

Se discretizó el área de estudio en una malla de puntos. Los puntos fueron separados cada 10 km en la horizontal entre las coordenadas definidas en latitud y longitud, y cada 2,5 km en la vertical desde 0 hasta 20 km. A partir de las ubicaciones de diferentes pares evento-estación, fueron definidas regiones elipsoidales (con base en lo descrito en la sección 2.3) en las que fue asignado el valor de atenuación correspondiente a los puntos de coordenadas de la malla incluidos dentro de cada región (Figura 4-3). Luego, los valores de atenuación asignados para los puntos de coordenadas de la malla de todos los elipsoides fueron promediados y se obtuvo como resultado una matriz de valores de atenuación promedio para cada año. Por último, los valores se representaron en mapas de

**Figura 4-3:** Ejemplo de región elipsoidal (verde) entre un par de evento y estación (puntos negros), ubicada en la matriz de puntos de la región de estudiada (grises). A los puntos interiores de la región elipsoidal (rojos), les son asignados el valor de atenuación correspondiente. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*.



las diferentes frecuencias para cada tipo de atenuación en tajadas de profundidad y en diferentes profundidades para cada tipo de atenuación por frecuencia.

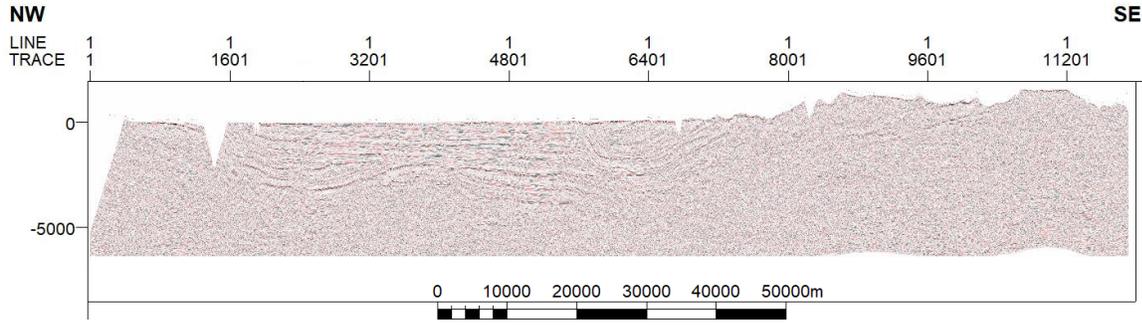
### **4.3 Modelamiento geológico de línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A**

Con objeto de validar la interpretación geológica de ANH & SGC (2016), e identificar posibles zonas de despegue de las fallas que puedan ser integrados con los contrastes de atenuación sísmica, se realizaron restauraciones estructurales, análisis *Area Depth Strain* y modelamiento directo en la sección sísmica de la Línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A (Figura 4-4). Como datos generales, la línea presenta una longitud de 371,15 km y fue adquirida entre noviembre de 2007 y septiembre de 2008, dentro del convenio Fonade – Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), que cruza los departamentos de Córdoba, Antioquia, Bolívar y Santander.

#### **4.3.1 Restauración estructural**

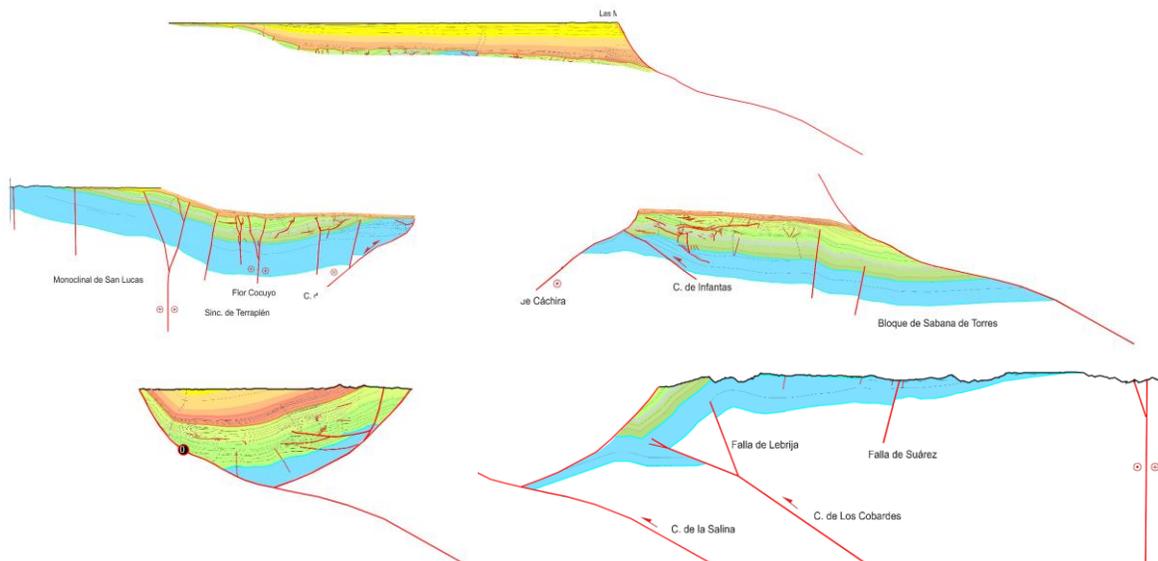
En primer lugar, teniendo como base la interpretación realizada de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A por ANH & SGC (2016) (Figura 3-1.B), se realizó un ejercicio de restauración del perfil geológico mediante el uso del software *StructureSolver*. Para ello, fueron definidos componentes estructurales, que corresponden a diferentes piezas en las que se divide la sección y que son restauradas de manera independiente mediante el uso del algoritmo *flexural slip* (Suppe, 1983), en el cual se presenta movimiento a lo largo de los planos de las capas a medida que el bloque colgante se mueve sobre la falla (Figura 4-5). Como criterio para la definición de los componentes estructurales, se tuvo en cuenta límites como fallas principales y sus correspondientes bloques colgante y yacente, así como la agrupación de diferentes intervalos de tiempo para una sucesiva restauración, reconstrucción de diferentes etapas de deformación y entendimiento de la historia geológica.

**Figura 4-4:** Sección sísmica PSTM de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A ANH\_TR\_2006-04A desplegada en el software *Petrel*. Fuente: Elaboración propia con datos del proyecto MEGIA.



Por otro lado, a partir del uso de los datos de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A, líneas sísmicas auxiliares (CP-2008-1460, CP-2008-1385, CP-2008-1190) y registros del pozo AULLADOR-2, obtenidos desde el Banco de Información Petrolera (BIP), por intermedio del proyecto MEGIA, y con base en la interpretación previa de ANH & SGC (2016), se procedió también a realizar una interpretación simplificada del perfil geológico y su restauración para validar la interpretación de referencia a integrar con los resultados de los cálculos de atenuación sísmica.

**Figura 4-5:** Componentes estructurales definidos en *StructureSolver* para la restauración del perfil geológico interpretado de ANH & SGC (2016). Fuente: Elaboración propia.



Con base en los datos del pozo AULLADOR-2, fueron identificados los topes de unidades geológicas y se realizó un amarre con las secciones sísmicas auxiliares, a partir de los registros de densidad y VSP (Figura 4-6). Estos horizontes fueron luego interpretados en la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A que corresponden a paquetes generales asignados a los intervalos del Jurásico, Cretácico, Paleógeno y Neógeno. En primer lugar, fue utilizada una versión *pre-stack time migrated* (PSTM) de la imagen sísmica para la interpretación inicial de los horizontes y luego dichos horizontes fueron convertidos al dominio de profundidad mediante el uso de una versión *pre-stack depth migrated* (PSDM) de la misma línea sísmica. Luego, con la integración de datos estructurales de superficie y la interpretación realizada en ANH & SGC (2016), fue desarrollada la interpretación simplificada de esta sección sísmica (Figura 4-7). Por último, de la misma forma en que se realizó con la interpretación de ANH & SGC (2016), fueron definidos diferentes componentes estructurales bajo los mismos criterios, restaurados y finalmente compilados en una reconstrucción de la historia geológica.

**Figura 4-6:** **A.** Pozo AULLADOR-2 y secciones sísmicas auxiliares usadas para el amarre sísmica-pozo y la interpretación de horizontes en la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. **B.** Generación del sismograma sintético y amarre del pozo AULLADOR-2 con la sección sísmica CP-2010-1032. Fuente: Elaboración propia con captura de pantalla del software *Petrel*.

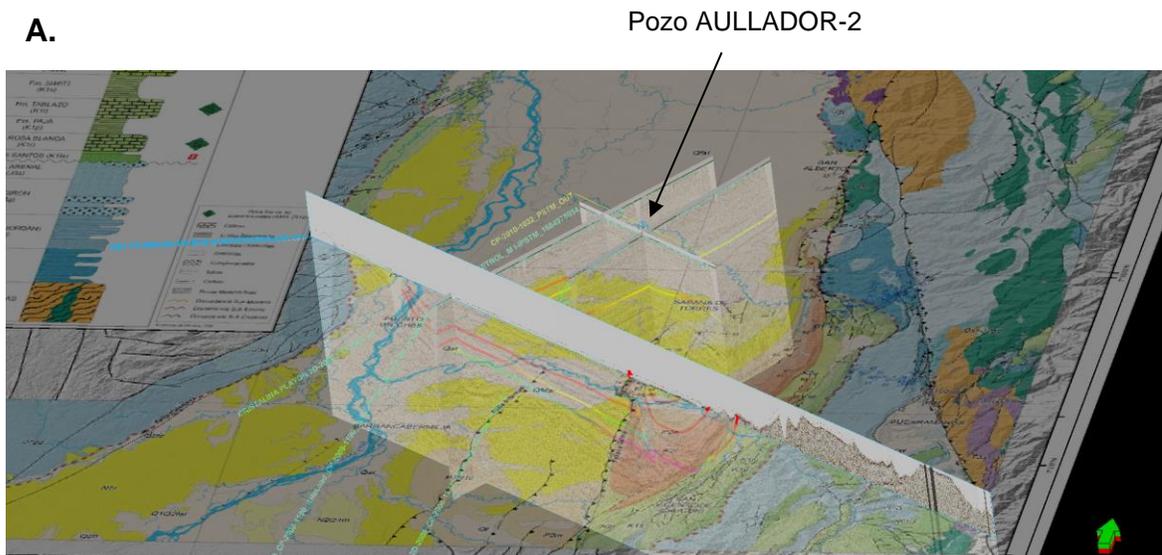


Figura 4-6: (Continuación)

B.

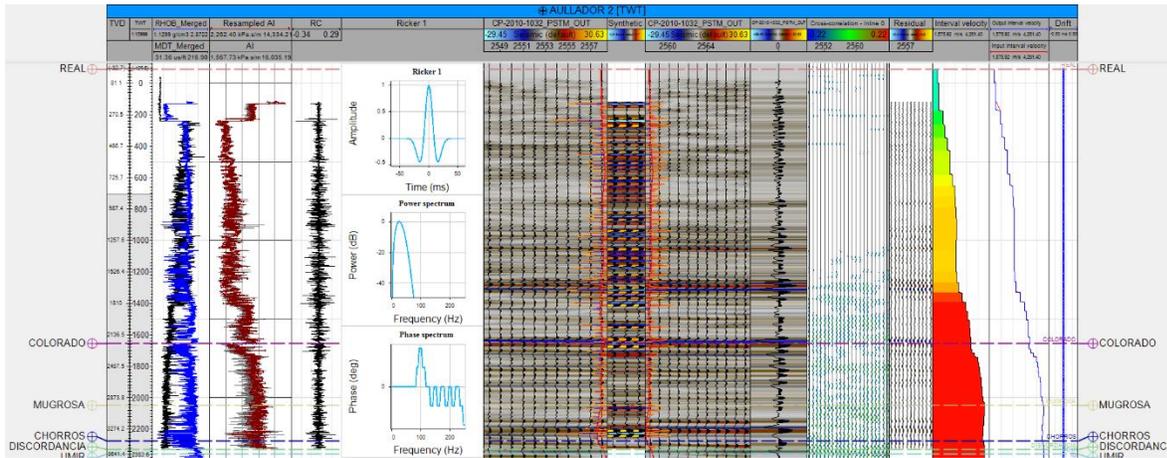
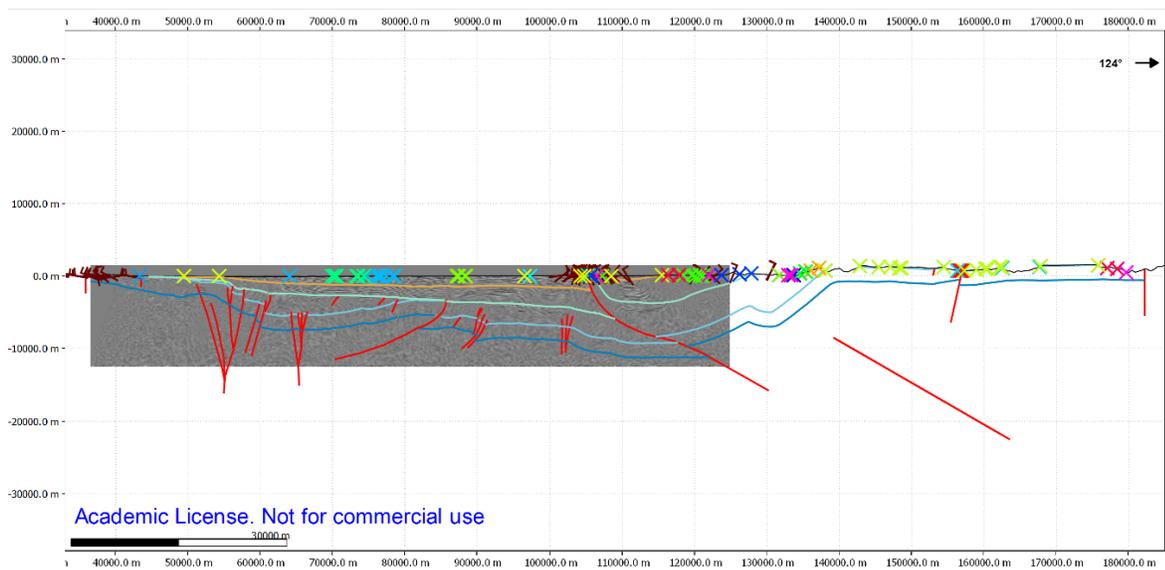


Figura 4-7: Pozo AULLADOR-2 y secciones sísmicas auxiliares usadas para el amarre sísmica-pozo y la interpretación de horizontes en la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. Fuente: Elaboración propia con captura de pantalla del software Move.

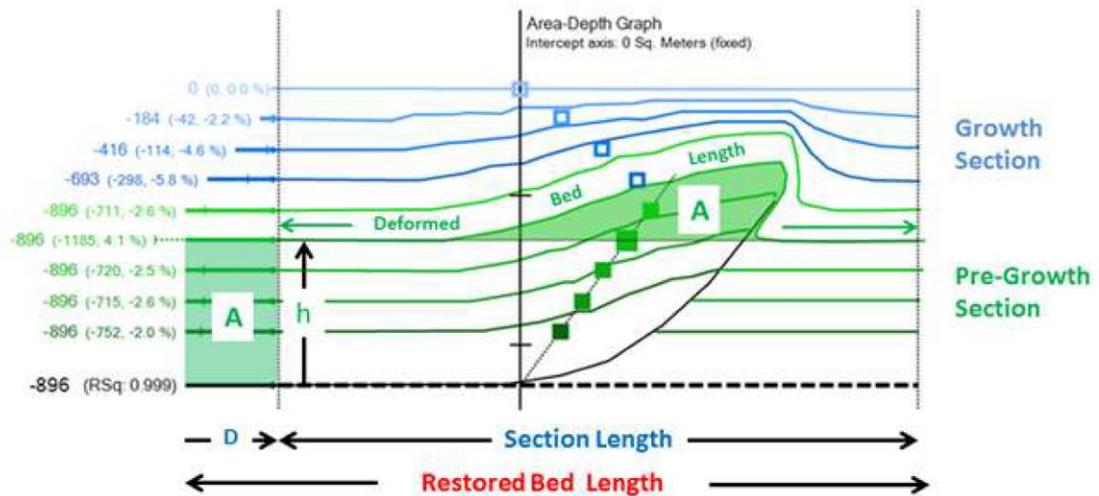


### 4.3.2 Análisis Area Depth Strain

Luego, se procedió a probar el método de análisis *Area Depth Strain* (ADS, por sus siglas en inglés), desarrollado por Epard & Groshong (1993), se utilizó para determinar la

profundidad de despegue de las principales fallas y la deformación paralela de capas. Este método evalúa el área estructural en exceso con la profundidad (Figura 4-8). Un gráfico de Área-Profundidad es construido, el cual traza la relación entre el área en exceso y la profundidad debajo de cada horizonte, considerando su nivel regional. La profundidad de despegue puede predecirse identificando la intersección con el eje y del gráfico. Además, los intervalos de pre-crecimiento y crecimiento se pueden determinar examinando las pendientes del gráfico, donde una pendiente positiva indica el intervalo de pre-crecimiento, mientras que una pendiente negativa indica el intervalo de crecimiento (Groshong, 2006).

**Figura 4-8:** Principios del análisis *Area Depth Strain*. Fuente: Manual del software *StructureSolver*.



By Conservation of Area:  $A = D \cdot h$

For multiple pre-growth horizons:  $D = \delta A / \delta h$

**Restored Bed Length** = **Section Length** – **D** (D is negative for contraction and positive for extension)

**Deformed Bed Length** is measured from interpretation

**Layer-Parallel Strain** = (**Deformed BL** – **Restored BL**) / **Restored BL**

### 4.3.3 Modelamiento directo

Con base en la complejidad estructural de la Falla La Salina, el SNM asociado y el Anticlinal de Cobardes, se hicieron modelos directos mediante el uso del software *Move*, para comprobar y comprender cómo se formaron las estructuras. Dentro de los parámetros considerados se utilizó el método de *trishear* (Erslev, 1991), que consiste en un modelo

cinemático en el que ocurre una deformación en una zona triangular en el frente del *tip* de propagación de la falla, y el algoritmo para la zona fuera de *trishear* fue *Fault parallel flow* (Egan et al., 1997; Kane et al., 1997), en el cual el material presenta un movimiento paralelo a la falla. Se consideraron dos fallas principales, La Salina y Los Cobardes, con un orden temporal diferente para su actividad. Los horizontes del Mesozoico se consideraron como niveles de pre-crecimiento, mientras que los del Cenozoico como niveles de crecimiento.

## 5.Resultados

### 5.1 Valores de atenuación sísmica

En la Figura 5-1, se pueden observar los valores de atenuación resultantes del cálculo realizado con el código *Qopen* para las frecuencias centrales de cada una de las bandas de frecuencia de análisis. Los valores en logaritmo en base 10 de los promedios y desviación por frecuencia se presentan en la Tabla 5-1. Adicionalmente, se realizó la regresión lineal a los logaritmos de los valores promedios de atenuación, se obtuvieron las leyes potenciales para cada tipo de atenuación, presentadas en las Ecuaciones (12), (13) y (14).

$$Q_i^{-1}(f) = 2.27 \times 10^{-2} \times f^{-1.05} \quad (12)$$

$$Q_{sc}^{-1}(f) = 1.67 \times 10^{-2} \times f^{-1.10} \quad (13)$$

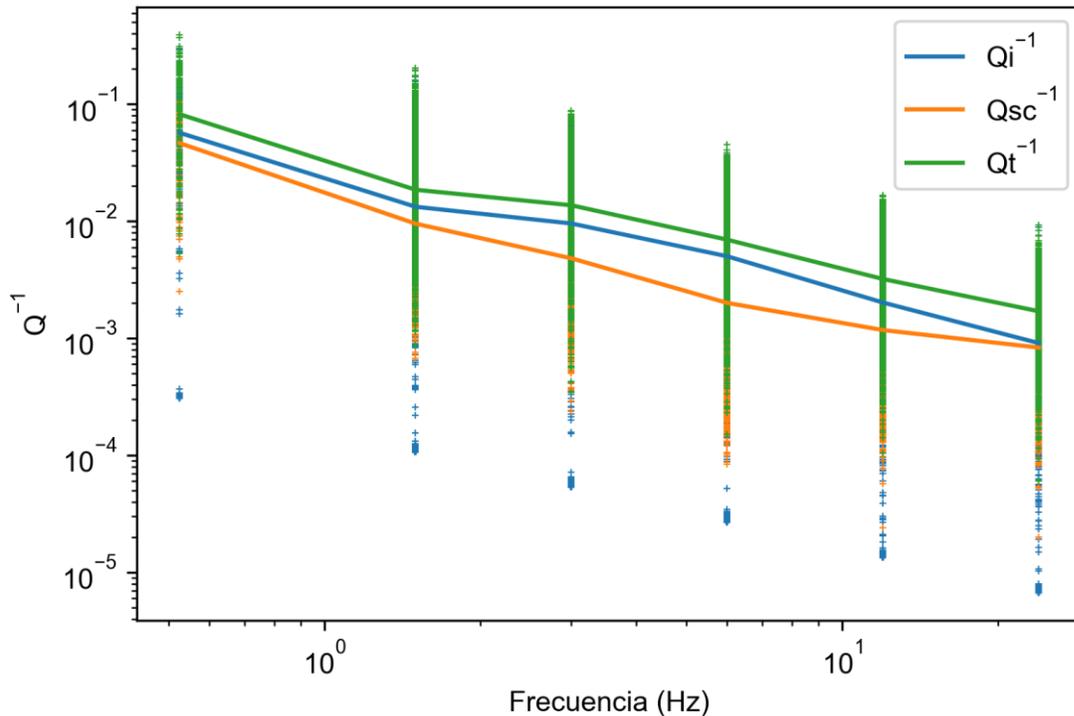
$$Q_t^{-1}(f) = 3.62 \times 10^{-2} \times f^{-1.03} \quad (14)$$

Los valores presentan un orden de magnitud que se encuentra entre  $10^{-1}$  para la frecuencia de 0.525 Hz y llegan hasta cerca de  $10^{-3}$  para la frecuencia de 24.0 Hz. En general se observa un decrecimiento general de los valores a medida que aumenta la frecuencia. Adicionalmente, se puede notar que el promedio de los valores de atenuación intrínseca ( $Q_i^{-1}$ ) es mayor que el promedio de los valores de atenuación dispersiva ( $Q_{sc}^{-1}$ ) para todas las frecuencias.

Así mismo, al observar los histogramas de los valores de atenuación intrínseca y dispersiva para cada frecuencia (Figura 5-2), se puede notar que presentan una distribución logarítmica normal, con una tendencia similar a la anterior, donde la atenuación intrínseca tiende a dominar sobre la atenuación dispersiva. De igual manera, se observa como a medida que la frecuencia aumenta, las distribuciones de los valores tienen un corrimiento hacia la izquierda, hacia dónde descienden los valores. A su vez, se puede notar que la dispersión de los valores disminuye a medida que aumenta la frecuencia.

Cabe resaltar que en todos los histogramas de las distribuciones de  $Q_i^{-1}$ , se presenta un conteo importante que resalta en los valores atípicos más bajos hacia el sector izquierdo de las gráficas (Figura 5-2). Después de analizar las diferentes variables involucradas en los cálculos de los valores de atenuación sísmica, parece haber una relación entre estos valores bajos atípicos, las ventanas de coda pequeñas y frecuencias bajas, como se ve en el Apéndice A. Lo anterior, puede estar indicando que ante ventanas de coda pequeñas y frecuencias bajas se presentan problemas con el cálculo de valores de atenuación sísmica.

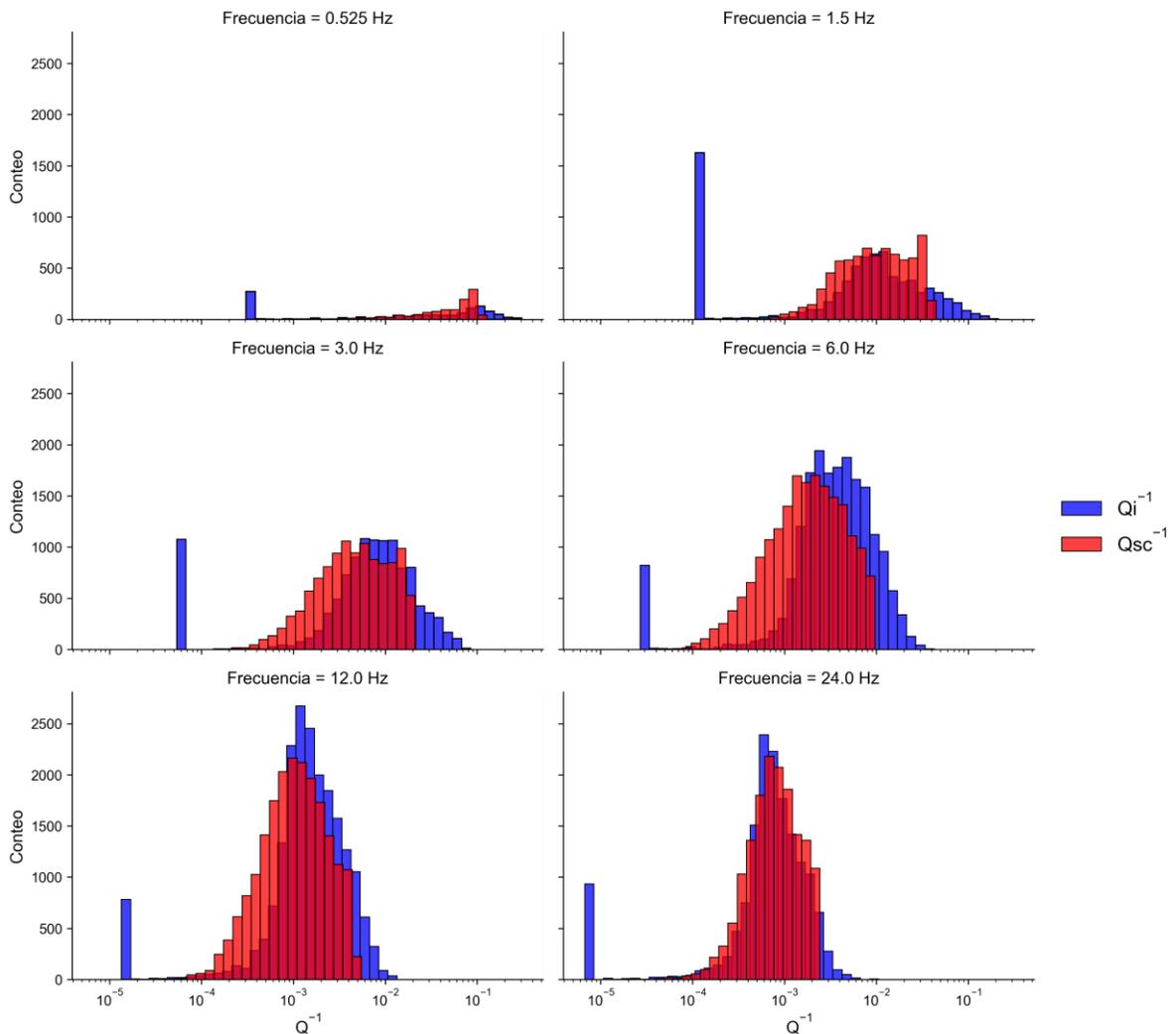
**Figura 5-1:** Valores calculados de  $Q^{-1}$  para las diferentes frecuencias centrales de las bandas de frecuencia de análisis.  $Q_i^{-1}$  corresponde a la atenuación intrínseca (azul),  $Q_{sc}^{-1}$  corresponde a la atenuación dispersiva (naranja) y  $Q_t^{-1}$  corresponde a la atenuación total (verde). Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*.



**Tabla 5-1:** Valores de logaritmo en base 10 de los promedios de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_{sc}^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  en conjunto con su desviación estándar (de) para cada frecuencia y el tamaño de las muestras. Fuente: Elaboración propia.

Frecuencia (Hz)	$\log_{10}(Q_i^{-1})$	de $\log_{10}(Q_i^{-1})$	Muestra $\log_{10}(Q_i^{-1})$	$\log_{10}(Q_{sc}^{-1})$	de $\log_{10}(Q_{sc}^{-1})$	Muestra $\log_{10}(Q_{sc}^{-1})$	$\log_{10}(Q_t^{-1})$	de $\log_{10}(Q_t^{-1})$	Muestra $\log_{10}(Q_t^{-1})$
0.525	-1.326	0.534	796	-1.338	0.356	1067	-1.088	0.411	1067
1.5	-1.928	0.464	6139	-2.028	0.381	7766	-1.719	0.409	7766
3	-2.078	0.384	10246	-2.359	0.398	11324	-1.908	0.368	11324
6	-2.423	0.368	18179	-2.778	0.421	19008	-2.258	0.356	19008
12	-2.802	0.345	19440	-3.001	0.359	20223	-2.583	0.319	20225
24	-3.103	0.313	14531	-3.126	0.286	15466	-2.822	0.287	15466

**Figura 5-2:** Histogramas de valores calculados de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_{sc}^{-1}$  para las frecuencias centrales de análisis de todo el intervalo de tiempo desde 2016 hasta 2022. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Seaborn*.



Adicionalmente, al observar los errores para cada uno de los valores de atenuación (Figura 5-3), se observa que para todas las diferentes frecuencias en  $Q_i^{-1}$ , entre más bajos son los valores de atenuación, los errores de inversión en los valores tienden a ser mayores, aunque en su mayoría tienden a ser menores que 1. Por el contrario, en el caso de  $Q_{sc}^{-1}$ , los errores de inversión tienden a ser constantes y menores a 1, para todos los valores sin importar la magnitud de  $Q_{sc}^{-1}$ .

**Figura 5-3:** Gráficas de dispersión de los valores de atenuación con respecto a los errores de inversión para todas las frecuencias. **A.** Valores de  $Q_i^{-1}$ . **B.** Valores de  $Q_{sc}^{-1}$ . Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Seaborn*.

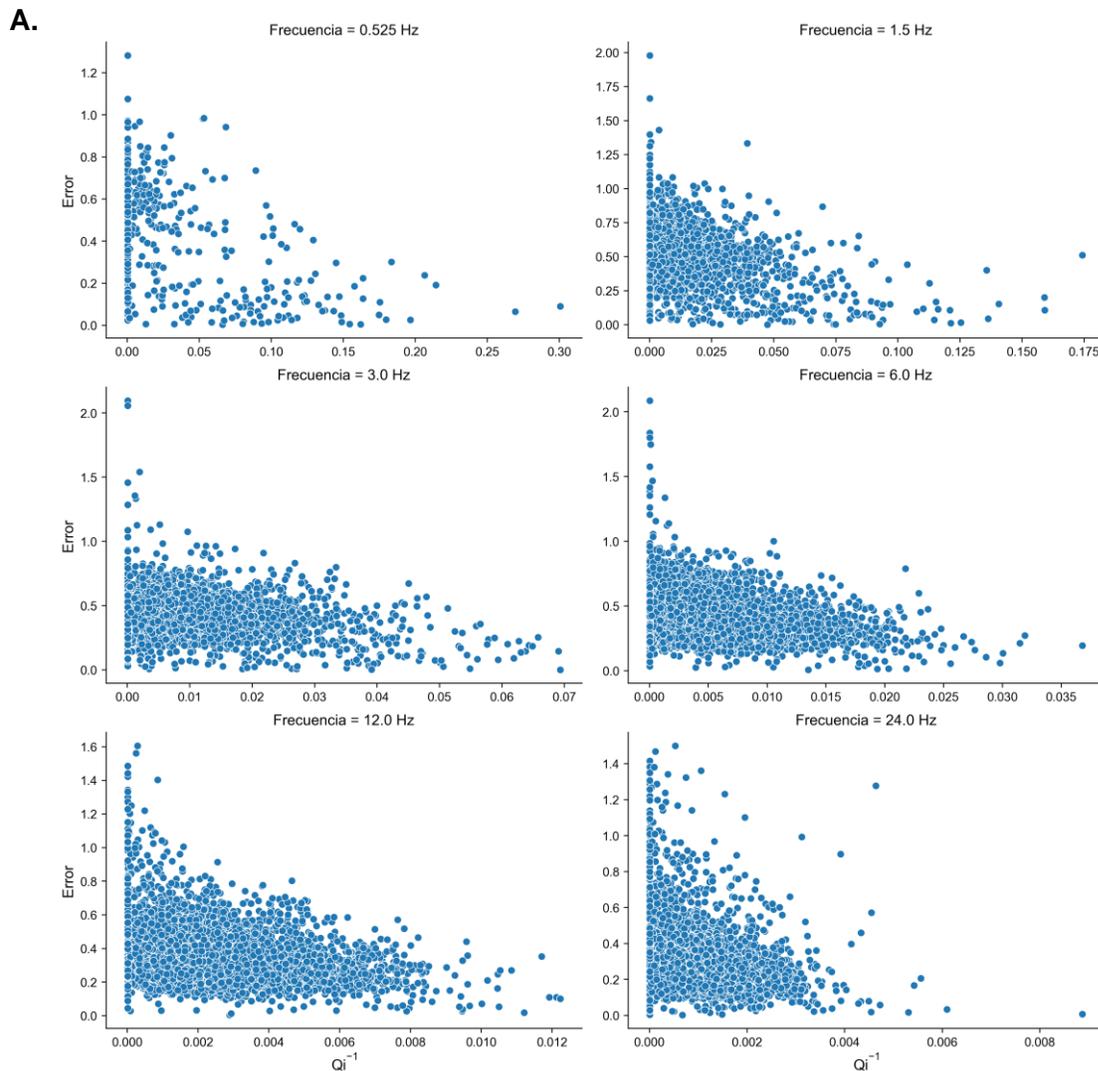
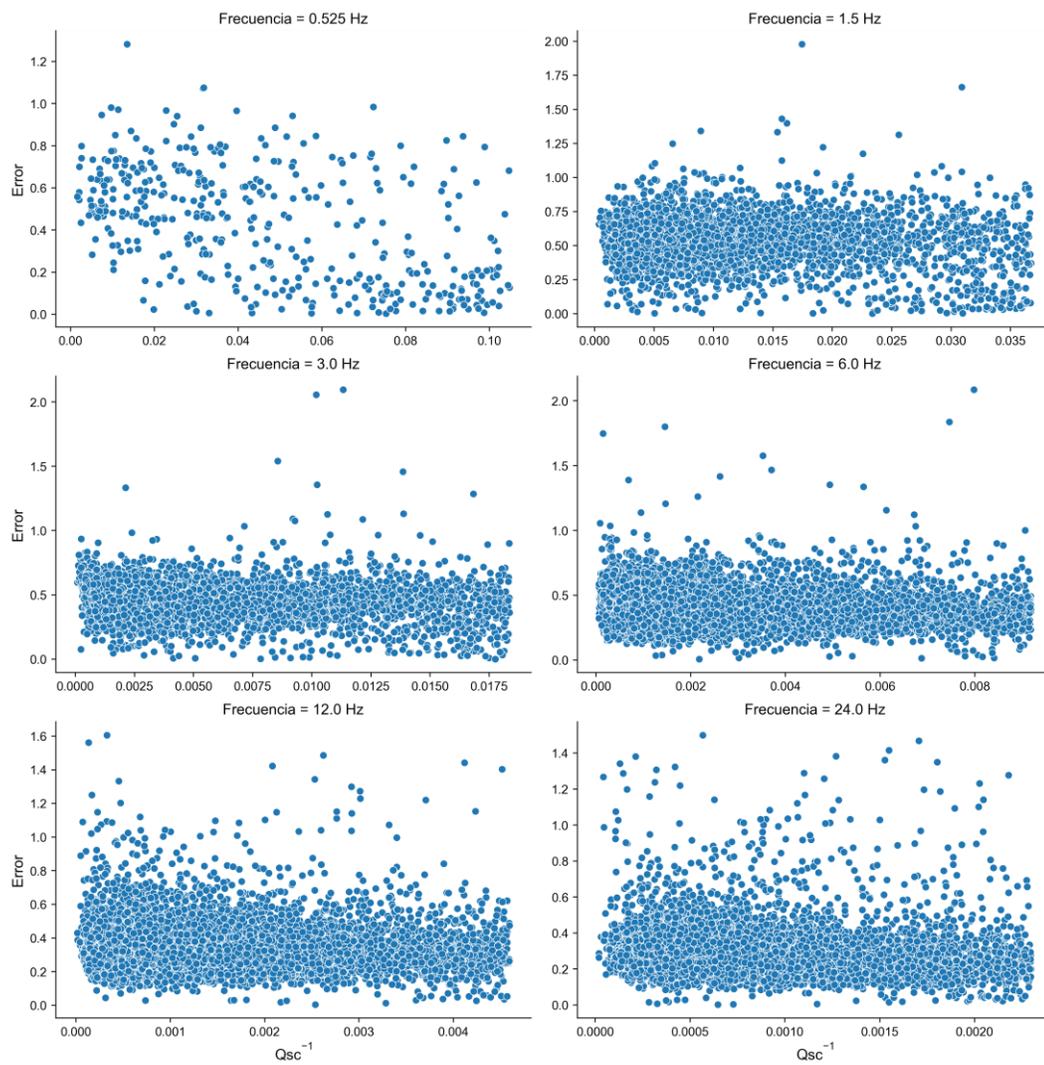


Figura 5-3: (Continuación)

B.



## 5.2 Modelamiento geológico de línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A

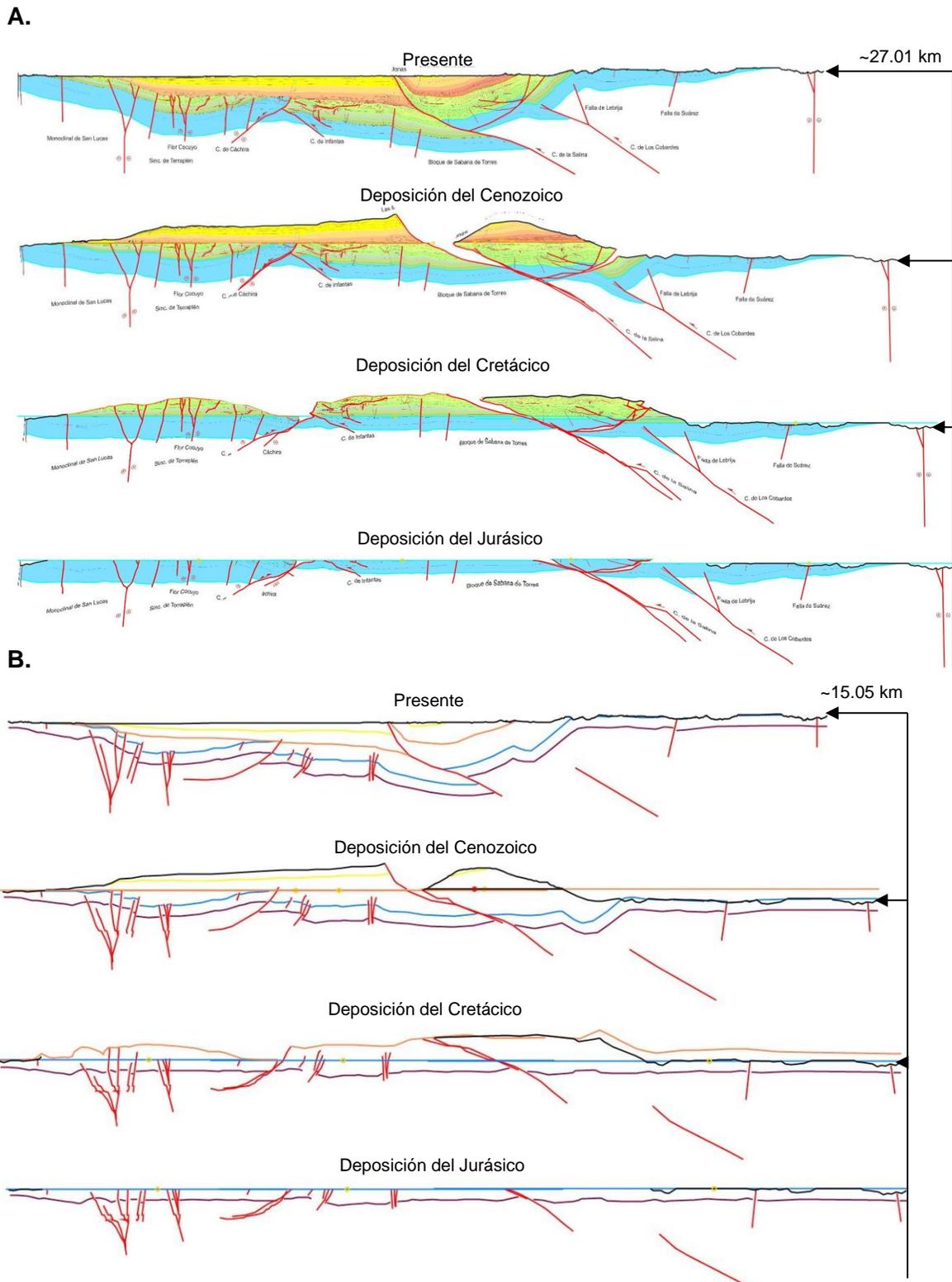
### 5.2.1 Restauraciones geológicas estructurales

El resultado de la restauración del perfil geológico interpretado de ANH & SGC (2016), se puede observar en la Figura 5-4.A, y de la interpretación simplificada en la Figura 5-4.B. Al observar la historia geológica que es revelada en estas restauraciones y con base en lo expuesto en el marco geológico, se puede notar una deposición conforme en los estratos del Jurásico y Cretácico que se encuentran afectados por fallas de alto ángulo, que se interpretan como correspondientes a fallas normales de un régimen extensional. Luego, en el Cenozoico ocurre una inversión tectónica que refleja el desarrollo de estructuras compresivas, tales como el cabalgamiento de Cáchira y la Falla La Salina, junto con estratos de crecimiento del Cenozoico que evidencian cambios de espesor, y en consecuencia a este depósito se desarrolla la discordancia el Eoceno medio. Estructuras compresivas tardías se desarrollan junto con la actividad de la Falla la Salina, como el Sinclinal de Nuevo Mundo, en relación con el cinturón de pliegues y cabalgamientos en el margen oeste de la CO.

Cabe resaltar que se presentan espacios vacíos entre bloques de fallas, que pueden ser atribuibles a la presencia de movimiento de fallas de rumbo por fuera del plano de la sección, considerando fallas regionales como Cimitarra o Bucaramanga, error en la elección del algoritmo de restauración, dado que *flexural slip* asume una longitud preservada de las capas, y puede no ser el adecuado al considerar cambios de espesor en las capas, o posibles errores en la interpretación.

Se observa que las principales fallas con mayor desplazamiento en el plano de la sección son la Falla La Salina y la Falla de Cáchira. El acortamiento calculado para la sección interpretada de ANH & SGC (2016) es de aproximadamente 27.01 km, que equivale a 15%, al considerar una longitud deformada de 148.56 km y una longitud restaurada de 175.58

**Figura 5-4:** Restauraciones estructurales realizadas a la sección geológica de la línea sísmica Trasadina ANH-TR-2006-4A. **A.** Restauración de la interpretación de ANH & SGC (2016). **B.** Restauración de interpretación realizada en este trabajo. Fuente: Elaboración propia en el software *StructureSolver*.

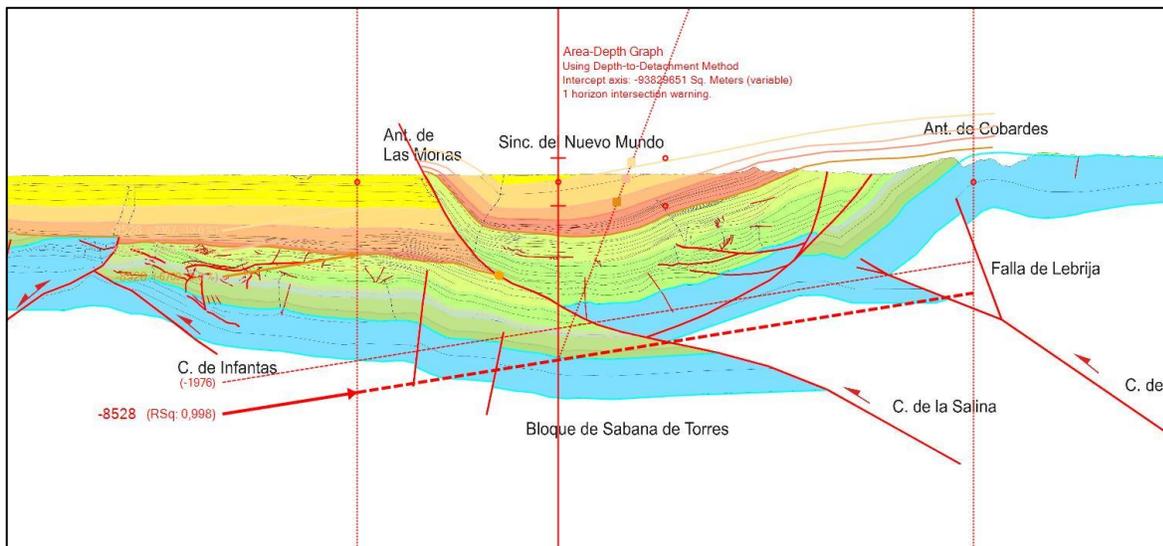


km. Para el caso de la interpretación simplificada, el acortamiento calculado es aproximadamente de 15.05 km, que equivale a 10%, al considerar una longitud deformada de 147.68 km, y una longitud restaurada de 162.72 km.

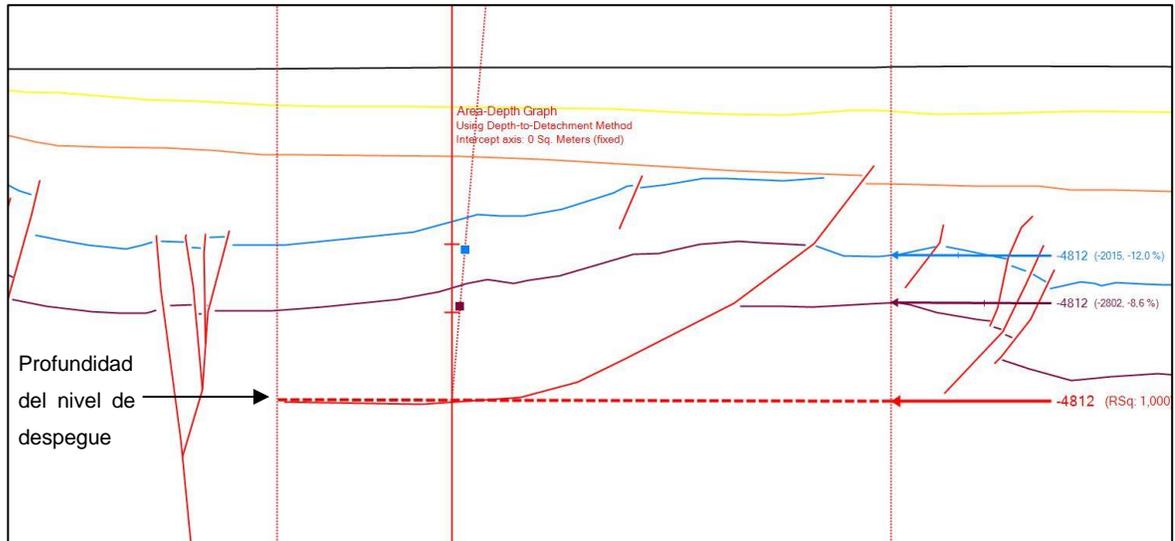
### 5.2.2 Análisis Area Depth Strain

El método fue probado en primer lugar con la Falla La Salina en la sección de ANH & SGC (2016) (Figura 5-8), donde la profundidad de despegue no pudo determinarse debido al no retorno a los niveles regionales en ambos bloques de falla. Luego, el método fue probado con la Falla Cáchira en la interpretación simplificada, donde pudo obtenerse una profundidad de despegue que se estima en alrededor de 10 km (Figura 5-6). Como aspecto adicional, en este último caso al observar el parámetro de *layer-parallel-strain*, se puede observar que el nivel más antiguo presenta un porcentaje de -8.6% y en el más reciente de -12.0%.

**Figura 5-5:** Prueba del método ADS para determinar la profundidad de despegue de la Falla La Salina en la interpretación de ANH & SGC (2016). Fuente: Elaboración propia en el software *StructureSolver*.



**Figura 5-6:** Prueba del método ADS para determinar la profundidad de despegue de la Falla de Cáchira en la interpretación simplificada. Fuente: Elaboración propia en el software *StructureSolver*.



### 5.2.3 Modelos directos de fallas

Los modelos directos realizados consideran el orden en que las fallas de La Salina y Los Cobardes presentaron actividad.

En la Figura 5-7.A, B, se observa el caso en el que la falla inversa Los Cobardes actúa primero, plegando los estratos de pre-crecimiento y creando el Anticlinal de Cobardes hacia el este. Luego, la falla La Salina actúa cortando todos los estratos de pre-crecimiento y posteriormente son depositados los estratos de crecimiento. De esta manera, un sinclinal se forma sobreponiéndose al Anticlinal de Cobardes, con estratos en disposición de *onlap*. Sin embargo, este escenario no parece reflejar el caso interpretado en el perfil de ANH & SGC (2016). El SNM no presenta estratos del Cenozoico en disposición de *onlap* con los estratos del Mesozoico; por el contrario, estos estratos parecen ser más conformes entre sí.

Por otro lado, en la Figura 5-7.C, D, se observa el caso en que la Falla La Salina actúa primero, acompañada por la deposición de estratos de crecimiento. Estos estratos evidencian un aumento en espesor hacia el este, lo cual puede atribuirse a un

correspondiente aumento en el espacio de acomodación. Posteriormente, la falla Los Cobardes actúa deformando toda la sucesión, donde se desarrollan el SNM y el Anticlinal de Cobardes. Este escenario se asemeja bastante al caso observado en la interpretación de ANH & SGC (2016), aunque existen algunas discrepancias que pueden atribuirse a los parámetros utilizados en el modelo. El segundo modelo directo sugiere un cabalgamiento fuera de secuencia, con la Falla La Salina formándose primero, la cual se encuentra más cerca de la región de antepaís, seguido por el movimiento en la Falla Los Cobardes, más cercana a la CO.

## 5.3 Distribución espaciotemporal de atenuación sísmica

### 5.3.1 Mapas a una tajada de profundidad por frecuencias

Se realizó un filtro de los resultados de los cálculos tomando aquellos con valor absoluto de la puntuación estándar (número de desviaciones estándar que se encuentra un valor por encima o debajo del promedio) menor o igual a 3 para cada frecuencia. Luego fueron elaborados diferentes mapas en la tajada de 0 km con respecto al nivel del mar para representar la variación espacial y temporal de la atenuación sísmica por año, donde las filas representan los valores a cada frecuencia y las columnas cada tipo de atenuación. En la Figura 5-8, se pueden observar los mapas resultantes para cada uno de los años. A su vez, asociados a cada uno de estos mapas, se presentan los correspondientes mapas de desviación estándar de los logaritmos en base 10 de los valores para cada año en el Apéndice B.

En los años 2016 y 2017  $Q_i^{-1}$  presenta los mayores valores hacia el sector de la SSL y el sector norte en el VMM, para las frecuencias de 6.0 Hz en adelante.  $Q_{sc}^{-1}$  por otro lado presenta los mayores valores hacia el sector sur del VMM para las frecuencias de 1.5 Hz en adelante. Para  $Q_t^{-1}$  los valores tienden a ser mayores hacia el centro del mapa en el sector del VMM igualmente para frecuencias de 1.5 Hz en adelante.

**Figura 5-7:** Modelos directos realizados con la Falla de cobardes y La Salina. **A.** Prueba de modelo directo con una Falla tipo Los Cobardes actuando primero que la Falla La Salina. **B.** Modelo directo similar a A considerando la posición de los horizontes de ANH & SGC (2016) de referencia.. **C.** Prueba de modelo directo con una Falla tipo La Salina actuando primero que la Falla Los Cobardes. **D.** Modelo directo similar a C considerando la posición de los horizontes de ANH & SGC (2016) de referencia. Fuente: Elaboración propia con capturas de pantalla del software Move.

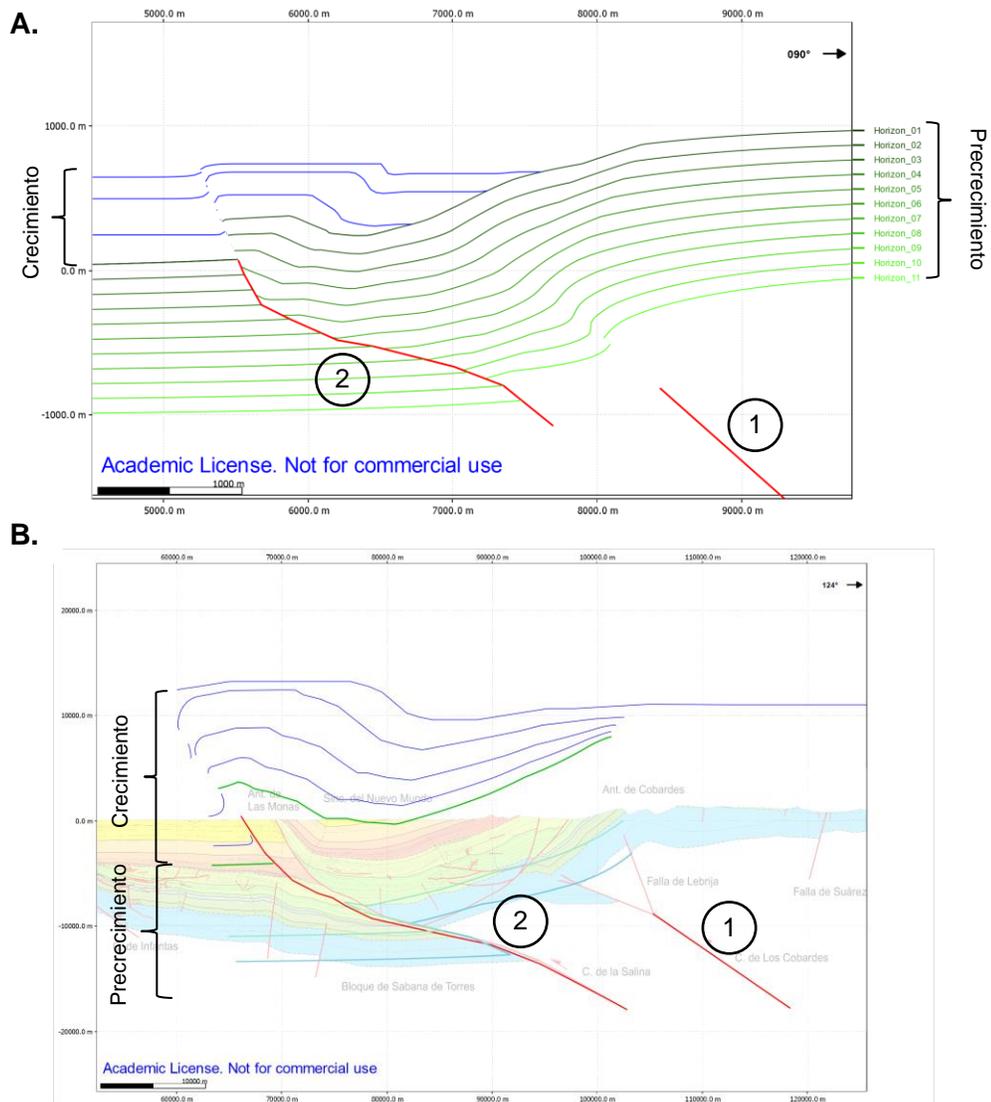
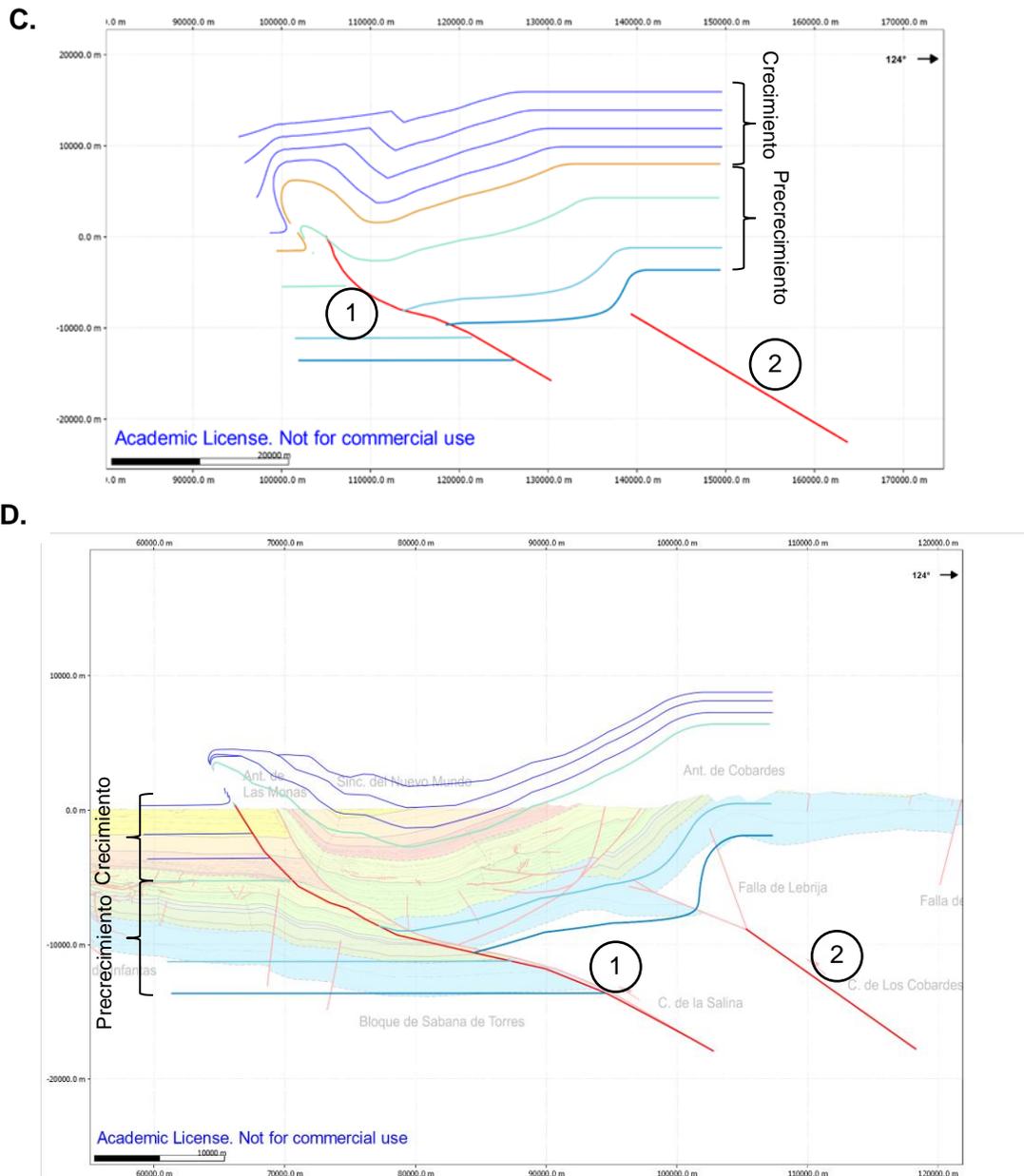


Figura 5-7: (Continuación).



En el año 2018, se presenta un cambio en los patrones de atenuación sísmica. Los valores de  $Q_i^{-1}$  son más altos al noreste en la CO en casi todas las frecuencias, excepto en 3.0 Hz, donde los valores son más altos en la SSL. Los valores de  $Q_{sc}^{-1}$  son más altos al sureste en la CO y en la parte central del VMM en todas las frecuencias. En general, los valores

de  $Q_t^{-1}$  son más altos al este en la CO en todas las frecuencias, excepto en 3.0 Hz, donde los valores más altos están presentes en las partes central y sur del VMM.

En el año 2019, los patrones de los valores de  $Q_i^{-1}$  tienden a ser más dispersos en las diferentes frecuencias. Para 0.525 Hz  $Q_i^{-1}$  tiende a tener mayores valores hacia la CO. En 1.5 y 3.0 Hz,  $Q_i^{-1}$  tiene mayores valores en el sector norte del mapa hacia la SSL. En 6.0 Hz la SSL presenta los mayores valores en una región más amplia. Para las frecuencias de 12 y 24 Hz los valores ahora tienden a ser mayores hacia la región noreste del mapa en la CO. En el caso de  $Q_{sc}^{-1}$ , en cambio, en las frecuencias de 1.5 Hz en adelante, se evidencian los mayores valores hacia la SSL y al sur en el VMM. Los valores de  $Q_t^{-1}$  son mayores hacia la CO para la frecuencia de 0.525 Hz. En las frecuencias de 1.5 y 3.0 Hz se presentan los mayores valores en la SSL y para las siguientes frecuencias los mayores valores se presentan ahora en el VMM en la región sur.

En el año 2020, los valores de  $Q_i^{-1}$  para la frecuencia de 0.525 Hz son sutilmente mayores hacia el suroeste. En la frecuencia de 1.5 Hz por el contrario los valores tienden a ser mayores hacia el sector noreste del mapa en la CO. Luego, los valores tienden ser mayores hacia el sector de la SSL y parte del VMM para las frecuencias de 3.0, 6.0 y 12.0 Hz. Para la frecuencia de 24.0 Hz, los mayores valores tienden presentarse en la CO al noreste del mapa. Los valores de  $Q_{sc}^{-1}$  tienden a ser mayores para todas las frecuencias hacia la región sur de la SSL y hacia el VMM. Para  $Q_t^{-1}$ , los valores tienden a ser mayores hacia la región norte del VMM y hacia la SSL, para frecuencias de 1.5 Hz en adelante, migrando más al sur a mayores frecuencias.

Los años 2021 y 2022 presentan tendencias similares. Los valores de  $Q_i^{-1}$  en las frecuencias de 0.525 y 1.5 Hz tienden a ser mayores hacia el norte del mapa y hacia la parte más al norte de la SSL. En la frecuencia de 3.0 Hz, los valores tienden a ser mayores hacia el noreste en la CO; en las frecuencias de 6.0 y 12.0 Hz son mayores hacia la parte central en el VMM y hacia la SSL, por último, a 24.0 Hz, los valores tienden a ser más homogéneos con los mayores valores en la esquina noroeste del mapa. Ahora, los valores de  $Q_{sc}^{-1}$ , para el año 2021 tienden a ser mayores hacia la región central y sur del VMM, a frecuencias de 1.5 Hz en adelante. Para el año 2022, estos mismos valores tienden a ser mayores hacia la SSL al oeste y al sur en el VMM, desde 3.0 a 12.0 Hz. Por último, los

valores de  $Q_t^{-1}$  evidencian una tendencia variable entre las frecuencias, donde se aprecia que para las frecuencias de 3.0 a 12.0 Hz los valores tienden a ser mayores hacia la región central en el VMM y un poco hacia la SSL.

### 5.3.2 Mapas de diferencias de atenuación sísmica

Para lograr un mejor entendimiento de los cambios a través del tiempo de los valores de atenuación, se realizaron mapas de diferencias de pares de años consecutivos (Figura 5-9), con la resta del año más reciente al año anterior obteniendo valores positivos si se presenta un aumento de los valores de atenuación o un valor negativo en el caso opuesto, y un valor de 0 si el valor es constante. Además, a la matriz resultado de esta resta, le fueron calculados los gradientes horizontales de estos valores para tener una representación de un campo de vectores cuyas direcciones apuntan hacia donde se encuentran las mayores diferencias positivas.

En términos generales, se evidencia un patrón intercalado de aumentos y descensos en los valores de atenuación sísmica para la mayoría de las frecuencias, en los pares de años considerados.

En las diferencias 2016-2017, para las frecuencias de 0.525 y 1.5 Hz no se presentó un cambio importante en valores de  $Q_i^{-1}$ . Se evidencia una diferencia positiva a frecuencias mayores a 3.0 Hz en general en toda el área. En el caso de  $Q_{sc}^{-1}$ , ahora se presenta una notoria diferencia positiva en la frecuencia de 0.525 Hz. En 1.5 Hz, se presentan cambios leves, notando una leve diferencia negativa hacia el área de la SSL. De nuevo, por encima de 3.0 Hz, domina una diferencia positiva en el área, aunque es menor hacia el área de la SSL, donde en 3.0 Hz, logra ser levemente negativa. Para  $Q_t^{-1}$ , se presenta algo similar a los casos anteriores, donde en 0.525 Hz y a frecuencias mayores de 3.0 Hz domina una diferencia positiva y en 1.5 Hz, una muy leve diferencia negativa.

**Figura 5-8:** Mapas de distribución de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_{sc}^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  a la profundidad de 0 km con respecto al nivel del mar para todos los años del periodo 2016-2022 (A-G). Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*.

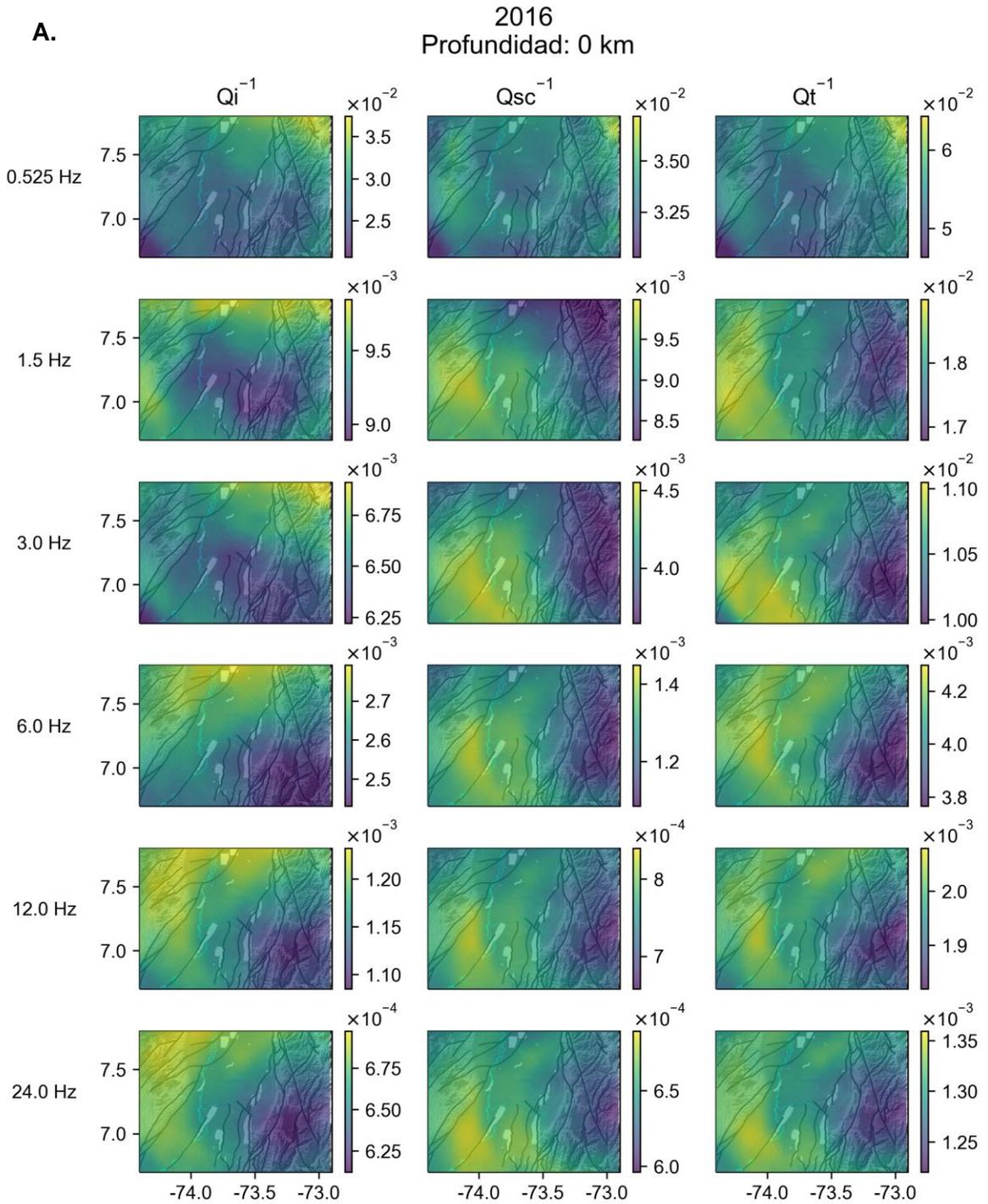


Figura 5-8: (Continuación).

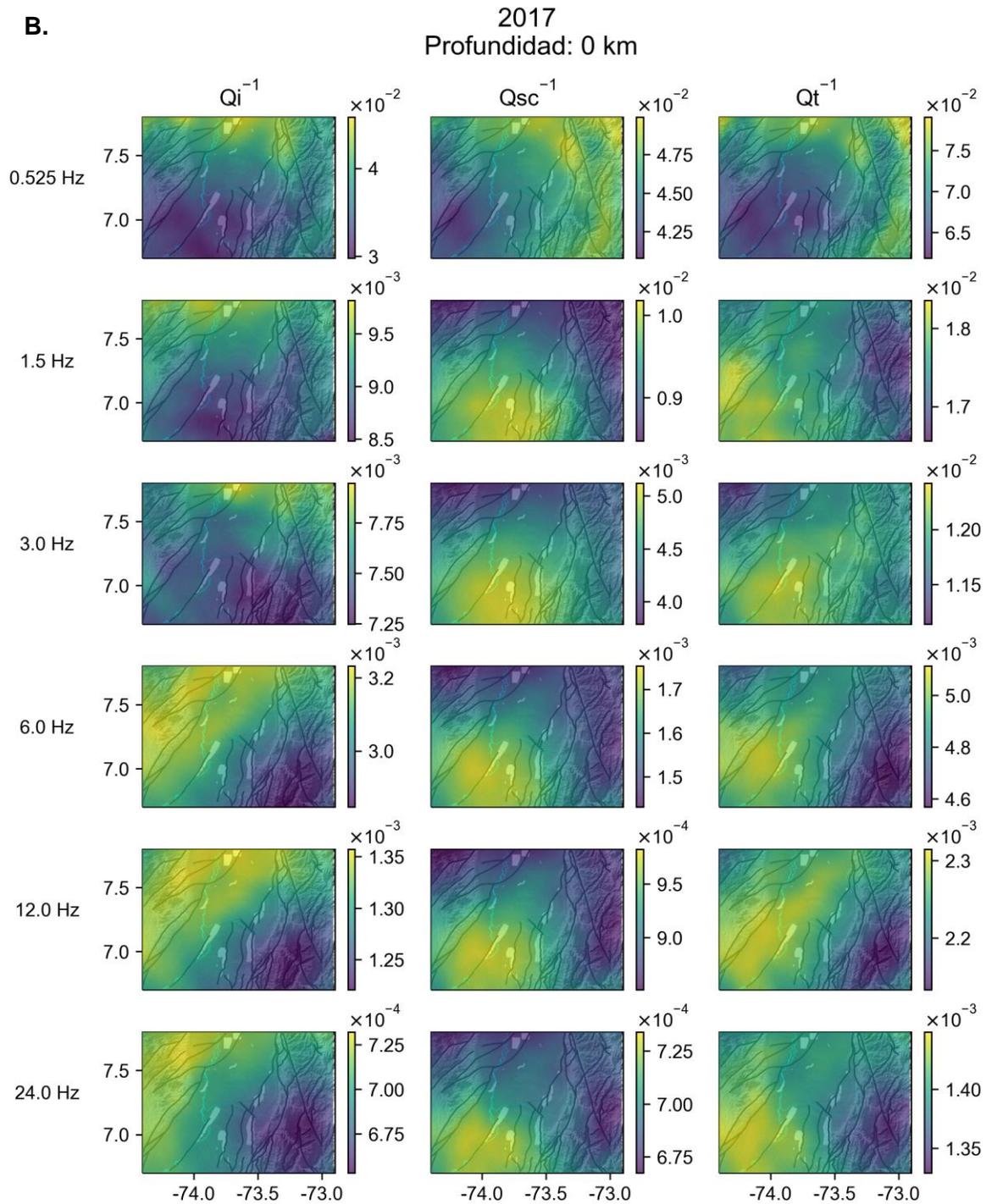


Figura 5-8: (Continuación).

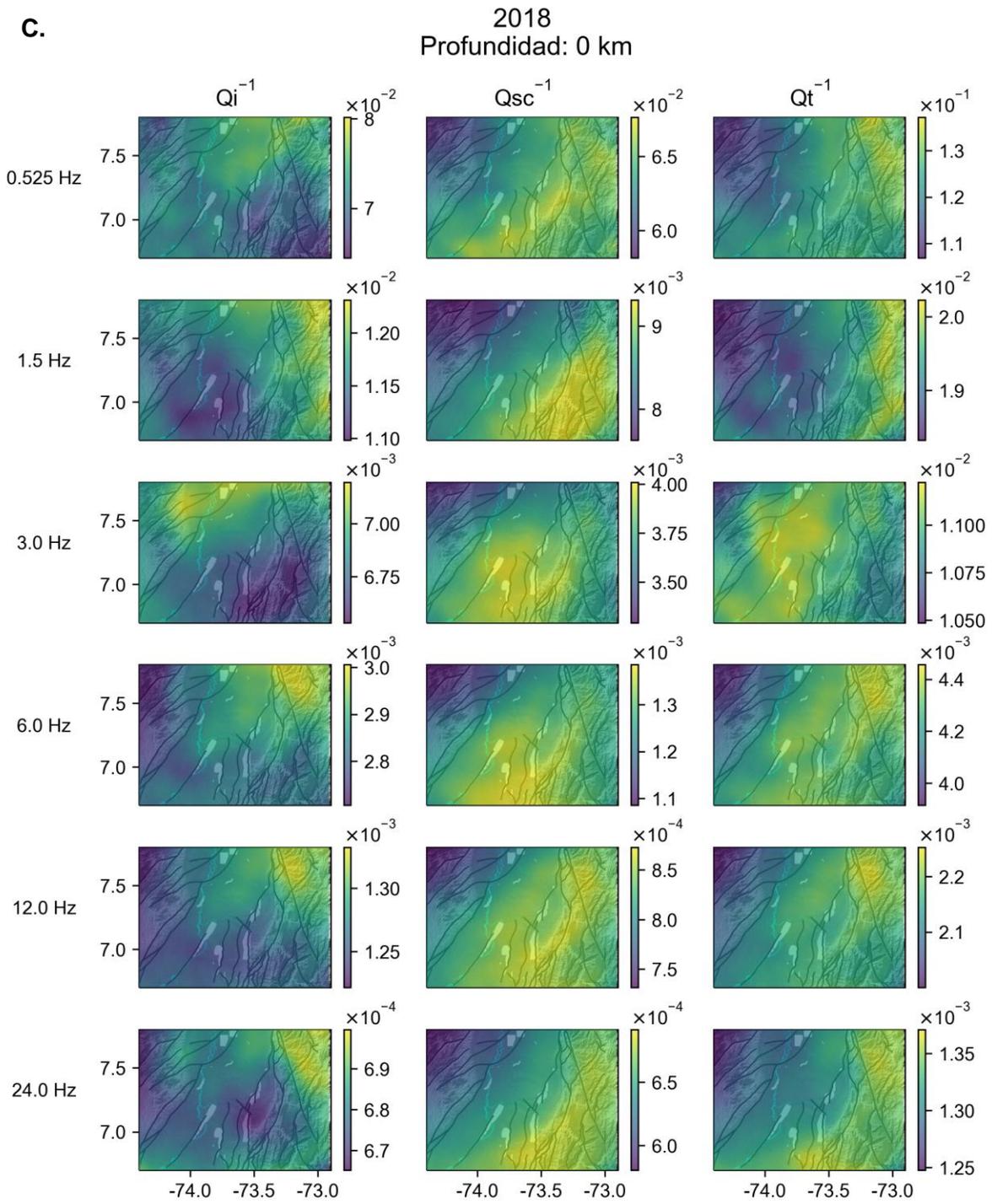


Figura 5-8: (Continuación).

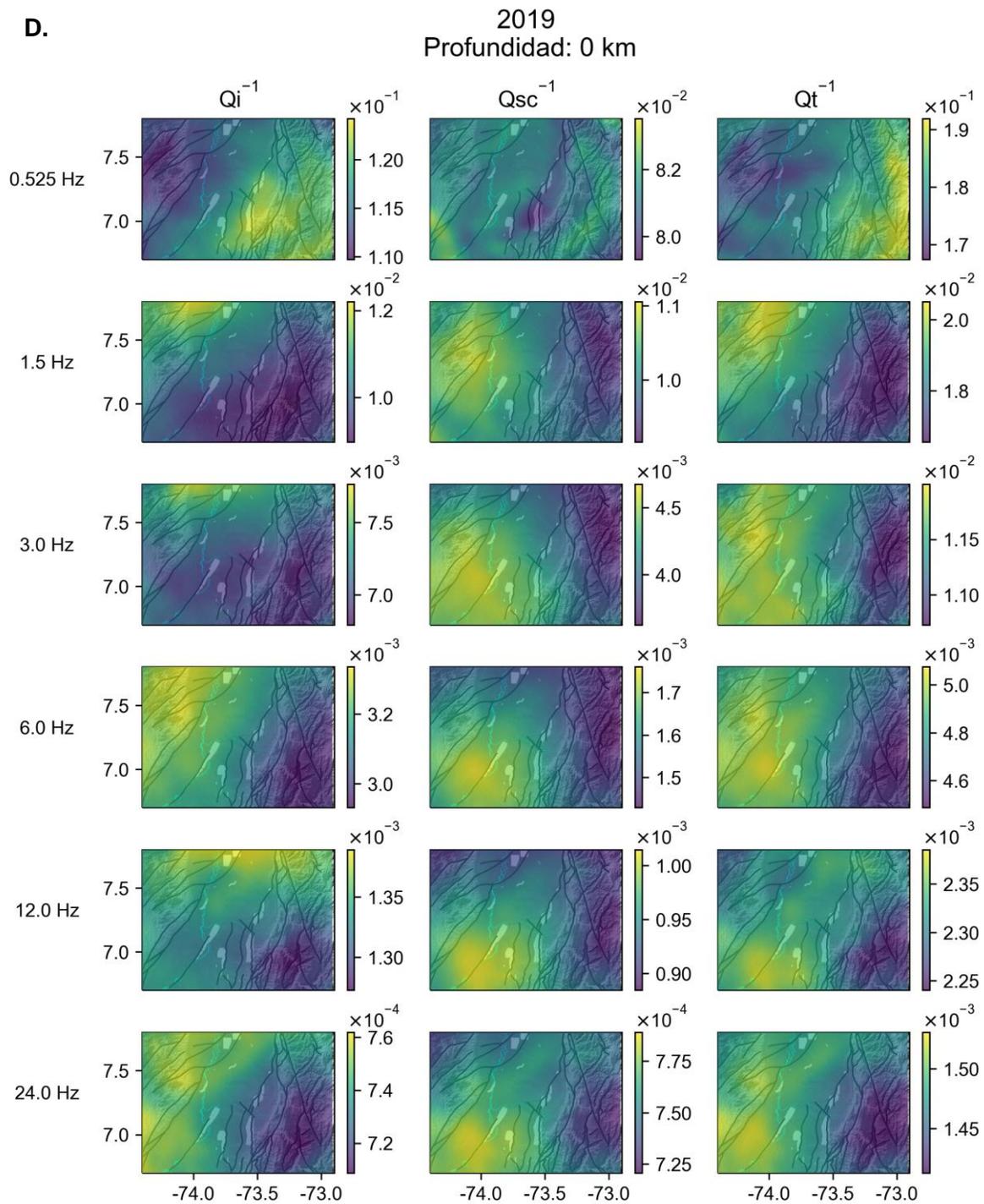


Figura 5-8: (Continuación).

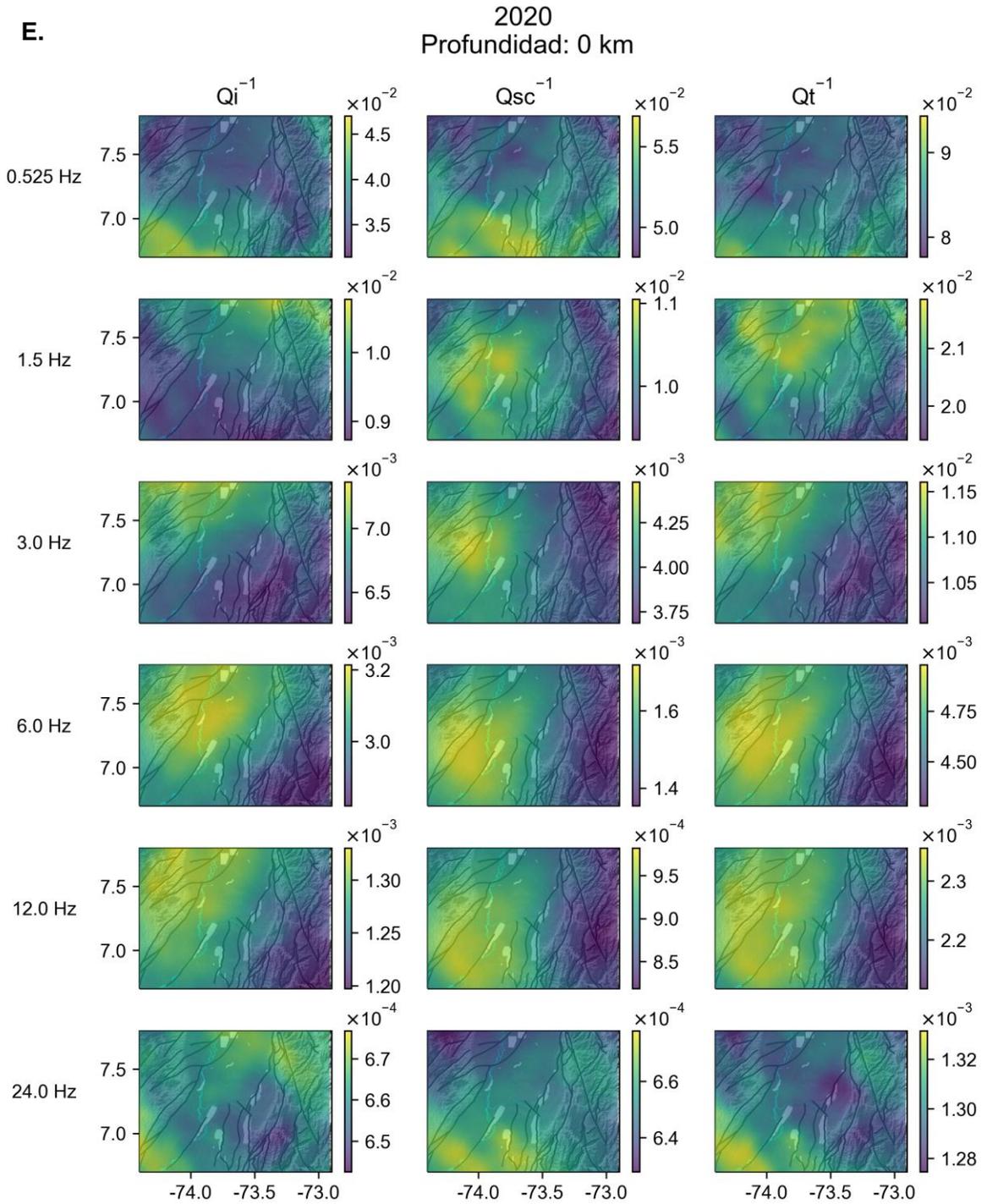


Figura 5-8: (Continuación).

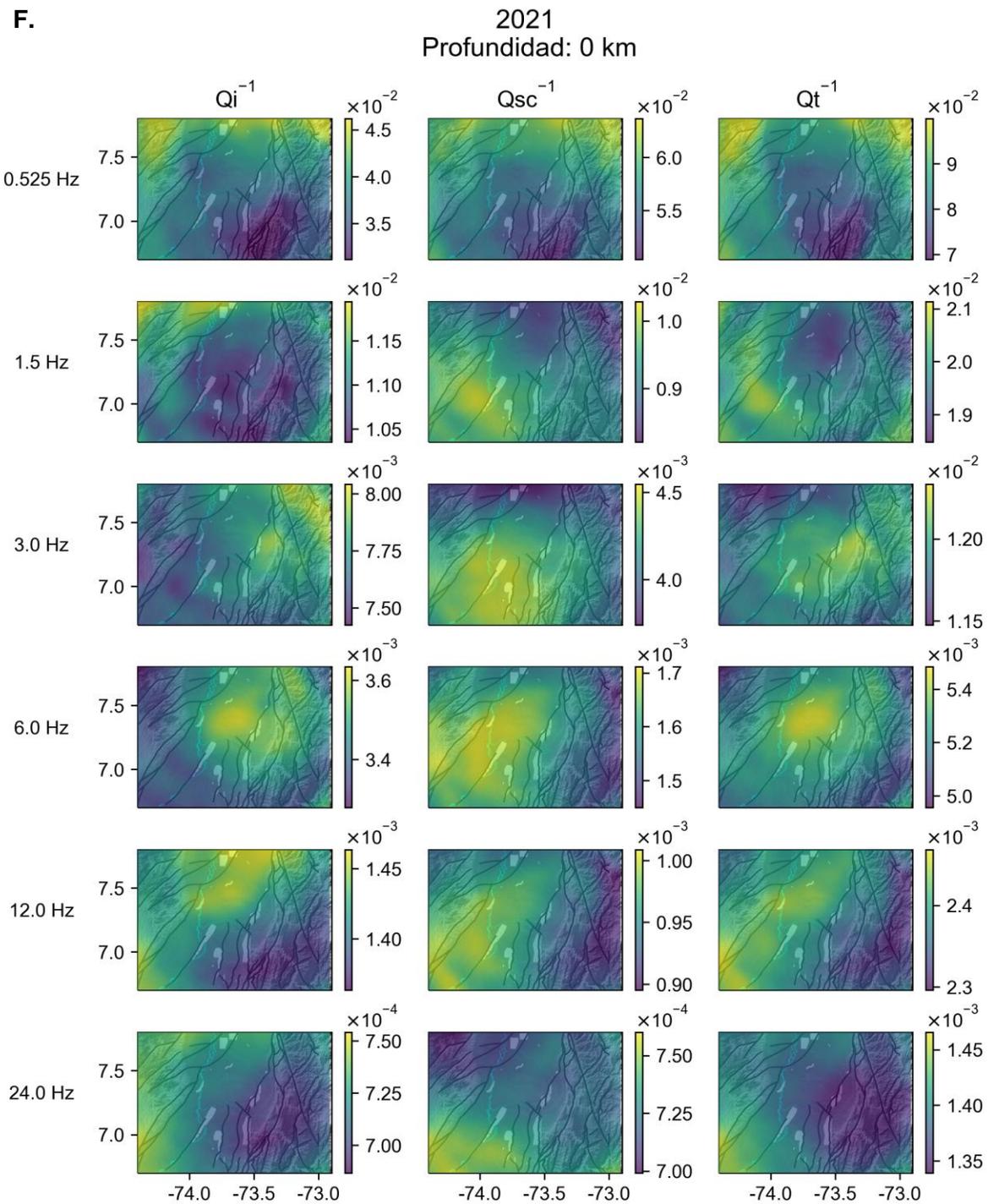
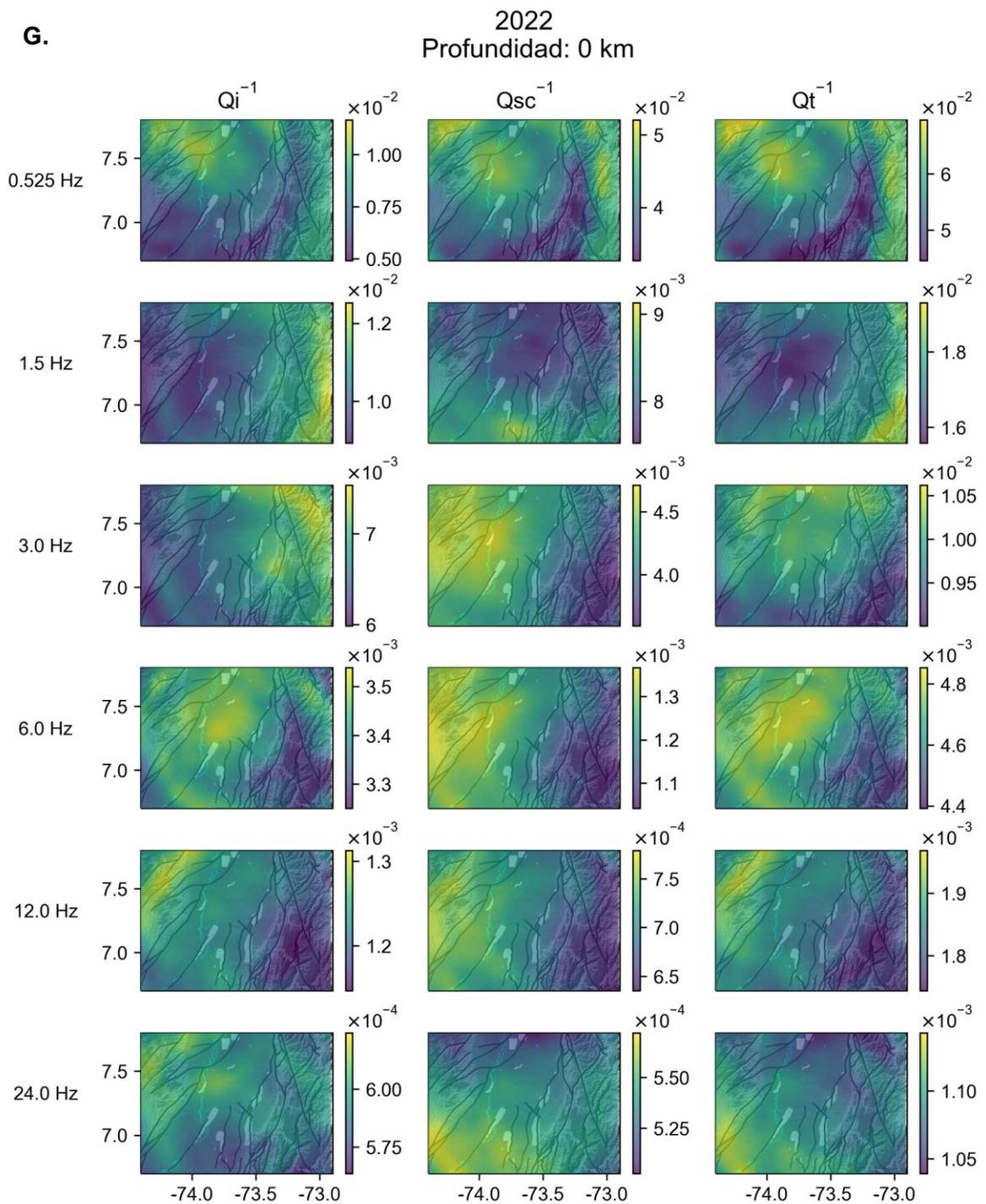


Figura 5-8: (Continuación).



En las diferencias de 2017-2018, en  $Q_i^{-1}$ , se evidencia una diferencia positiva para 0.525 y 1.5 Hz en toda el área. Por el contrario, a frecuencias mayores de 3.0 Hz, domina una diferencia negativa, que es más notoria hacia la región del VMM y aumenta hacia la SSL. En las frecuencias mayores a 6.0 Hz, se evidencia una leve diferencia positiva hacia la región de la CO. En el caso de  $Q_{sc}^{-1}$ , a 0.525 Hz, se presenta una notoria diferencia positiva en toda el área. Desde 1.5 Hz en adelante, domina una diferencia negativa, con un patrón similar al caso de  $Q_i^{-1}$ , con una diferencia más fuerte hacia el VMM y SSL y hacia la CO, esta diferencia es leve con una tendencia a ser positiva a 1.5, 12.0 y 24.0 Hz. En el caso de  $Q_t^{-1}$ , en 0.525 y 1.5 Hz, se evidencia una diferencia positiva en el área y a frecuencias de 3.0 Hz en adelante, domina una diferencia negativa, igualmente con una leve diferencia positiva hacia la CO en las mayores frecuencias.

En las diferencias 2018-2019, a 0.525 Hz se da una fuerte diferencia positiva en toda el área. A 1.5 Hz, se presenta un cambio a diferencias negativas que son menores hacia la SSL. Desde 3.0 Hz en adelante domina nuevamente una diferencia positiva, que a mayores frecuencias es menor hacia la CO. En  $Q_{sc}^{-1}$ , se evidencia una diferencia positiva general para todas las frecuencias, notando que de 1.5 Hz en adelante, la diferencia tiende a ser nula a levemente negativa hacia la región de la CO. En el caso de  $Q_t^{-1}$ , en 0.525 Hz se presenta una diferencia positiva en toda el área. A 1.5 Hz, domina una diferencia negativa en la CO y hacia la SSL, se da un cambio a diferencia positiva. Desde 3.0 Hz en adelante la diferencia positiva es dominante con una leve diferencia negativa a nula hacia la región de la CO.

En las diferencias 2019-2020, tanto para  $Q_i^{-1}$  como  $Q_{sc}^{-1}$ , se presenta un dominio de diferencias negativas en todas las frecuencias de  $Q_i^{-1}$ , que en 1.5 Hz, tiende a ser levemente positiva hacia la CO. En  $Q_t^{-1}$ , por el contrario, la tendencia es similar a los casos anteriores a excepción de la frecuencia de 1.5 Hz, donde domina una diferencia positiva que tiende a disminuir hacia la SSL.

En las diferencias 2020-2021, en  $Q_i^{-1}$  a 0.525 Hz, se presenta una diferencia casi nula. A frecuencias de 1.5 en adelante, dominan diferencias positivas que en 1.5 y 24.0 Hz tiende

a ser mayor hacia la SSL y para las frecuencias de 3.0 a 12.0 Hz, la diferencia tiende a ser mayor hacia la CO. En el caso de  $Q_{sc}^{-1}$ , a 0.525 Hz la diferencia positiva tiende a aumentar hacia el norte. En 1.5 Hz, domina una diferencia negativa que es mayor hacia el norte. En las frecuencias de 3.0 Hz en adelante, domina una diferencia positiva hacia el VMM y la CO y una leve diferencia negativa hacia la SSL. En el caso de  $Q_t^{-1}$ , a 0.525 Hz dominan diferencias positivas en el norte y leves negativas en el sur. A 1.5 Hz domina una leve diferencia negativa. Desde 3.0 Hz en adelante dominan diferencias positivas que tienden a ser menores hacia la SSL y a 24.0 Hz tiende a ser menor hacia la CO.

Por último, en las diferencias 2021-2022, en  $Q_i^{-1}$ , dominan diferencias negativas para todas las frecuencias, aunque a 1.5 Hz, hacia la CO las diferencias tienden a ser positivas y en 6.0 Hz sucede lo mismo hacia la región de la SSL. En el caso de  $Q_{sc}^{-1}$ , de igual manera dominan en casi todas las frecuencias diferencias negativas, aunque a 3.0 Hz, hacia la SSL y al norte de la región del VMM, las diferencias son positivas. Para  $Q_t^{-1}$ , se presenta para todas las frecuencias un dominio general de diferencias negativas.

### **5.3.3 Perfiles de valores de atenuación $Q_i^{-1}$ a frecuencia fija para todos los años**

Los valores de  $Q_i^{-1}$  que son sensibles a la presencia de fluidos a la frecuencia de 6.0 Hz (frecuencia seleccionada por permitir discernir rasgos con tamaño de al menos 600 m que se considera suficiente para observar cambios en rasgos geológicos), con el rango de profundidad de 0 a 20 km con respecto al nivel del mar, fueron interpolados una vista de perfil con el método cúbico de la función *scipy.interpolate.griddata* de la librería *SciPy*, mediante 100 puntos equidistantes de coordenadas de longitud y latitud que se encuentran en el trazo de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A. De igual forma, eventos sísmicos cercanos, a una distancia de 5 km del perfil también fueron proyectados. Por último, sobre estos perfiles fue proyectado también el perfil geológico de ANH & SGC (2016), para facilitar la interpretación y relación con el contexto geológico (Figura 5-10).

**Figura 5-9:** Mapas de diferencias de valores de atenuación sísmica entre pares de años consecutivos. Las flechas negras corresponden a un campo de vectores. **A.** 2016-2017. **B.** 2017-2018. **C.** 2018-2019. **D.** 2019-2020. **E.** 2020-2021. **F.** 2021-2022. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*.

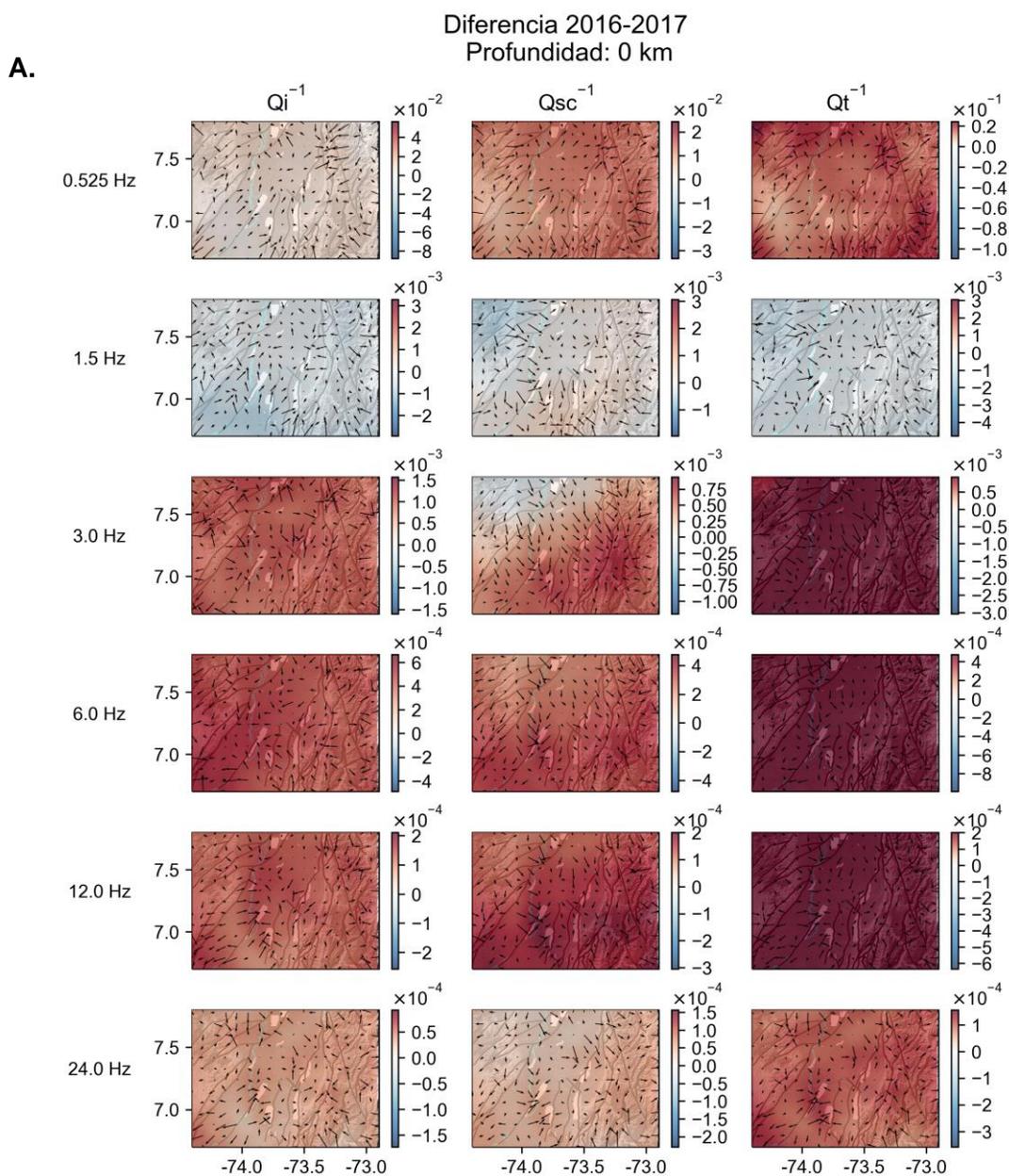


Figura 5-9: (Continuación).

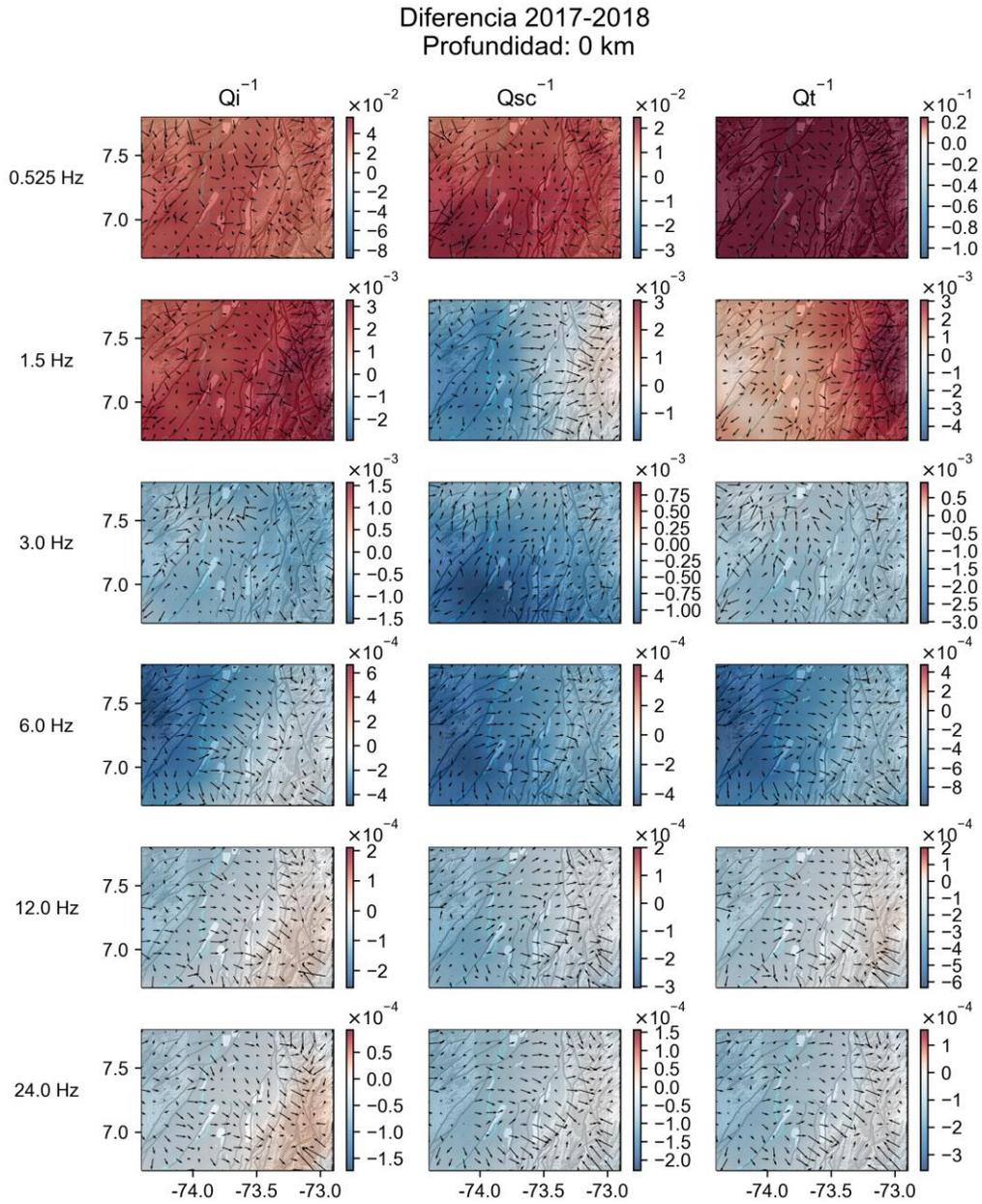


Figura 5-9: (Continuación).

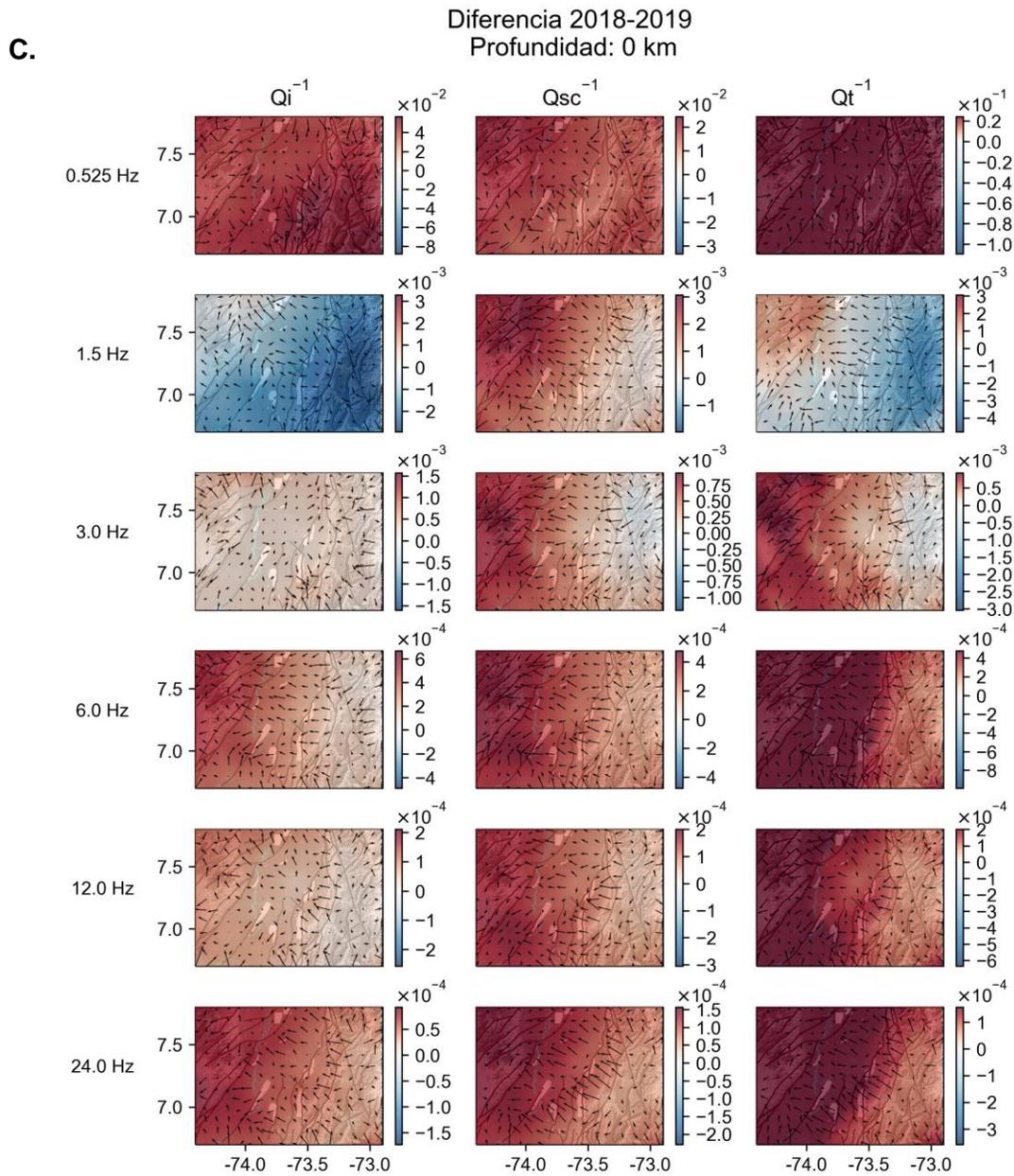


Figura 5-9: (Continuación).

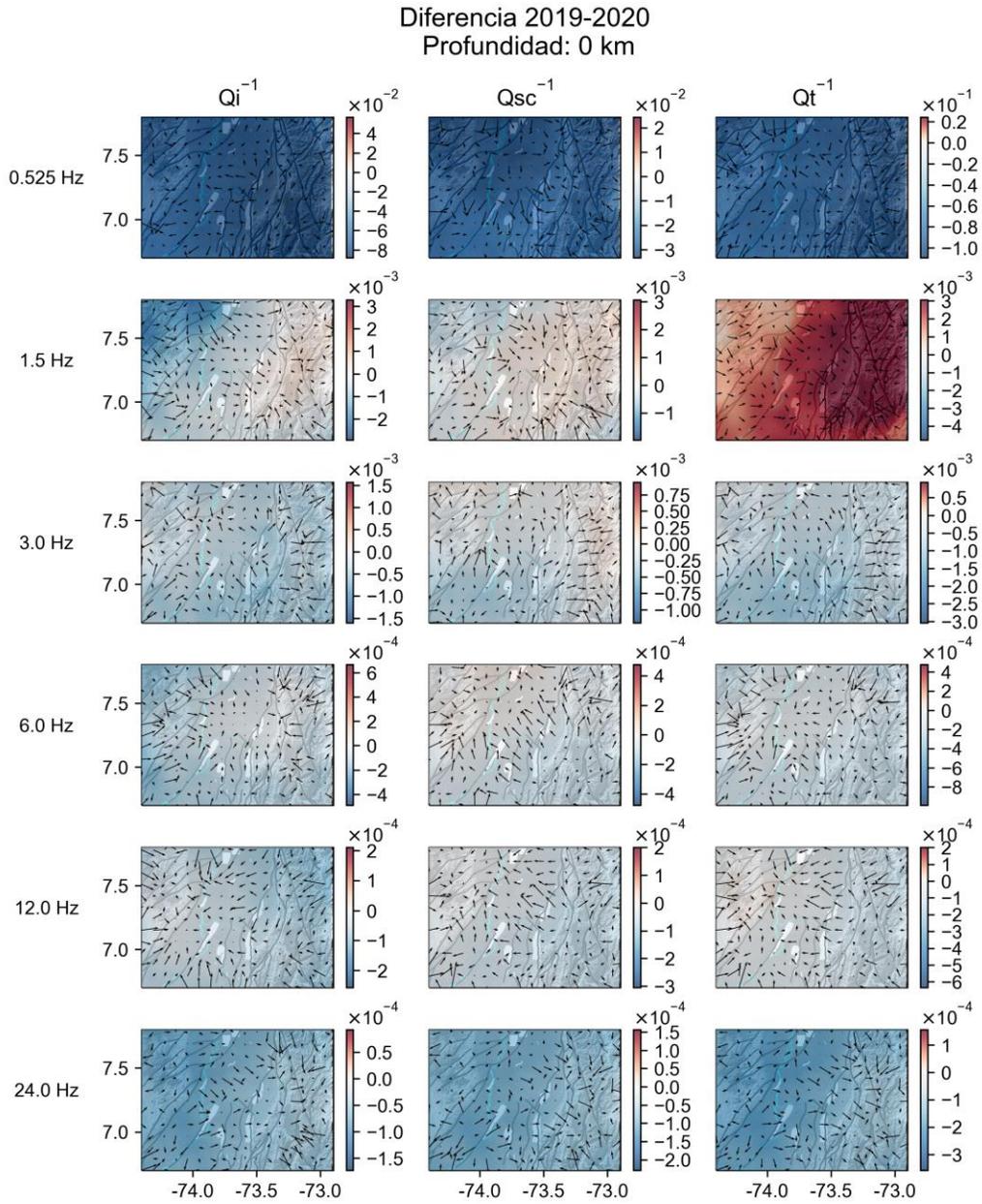


Figura 5-9: (Continuación).

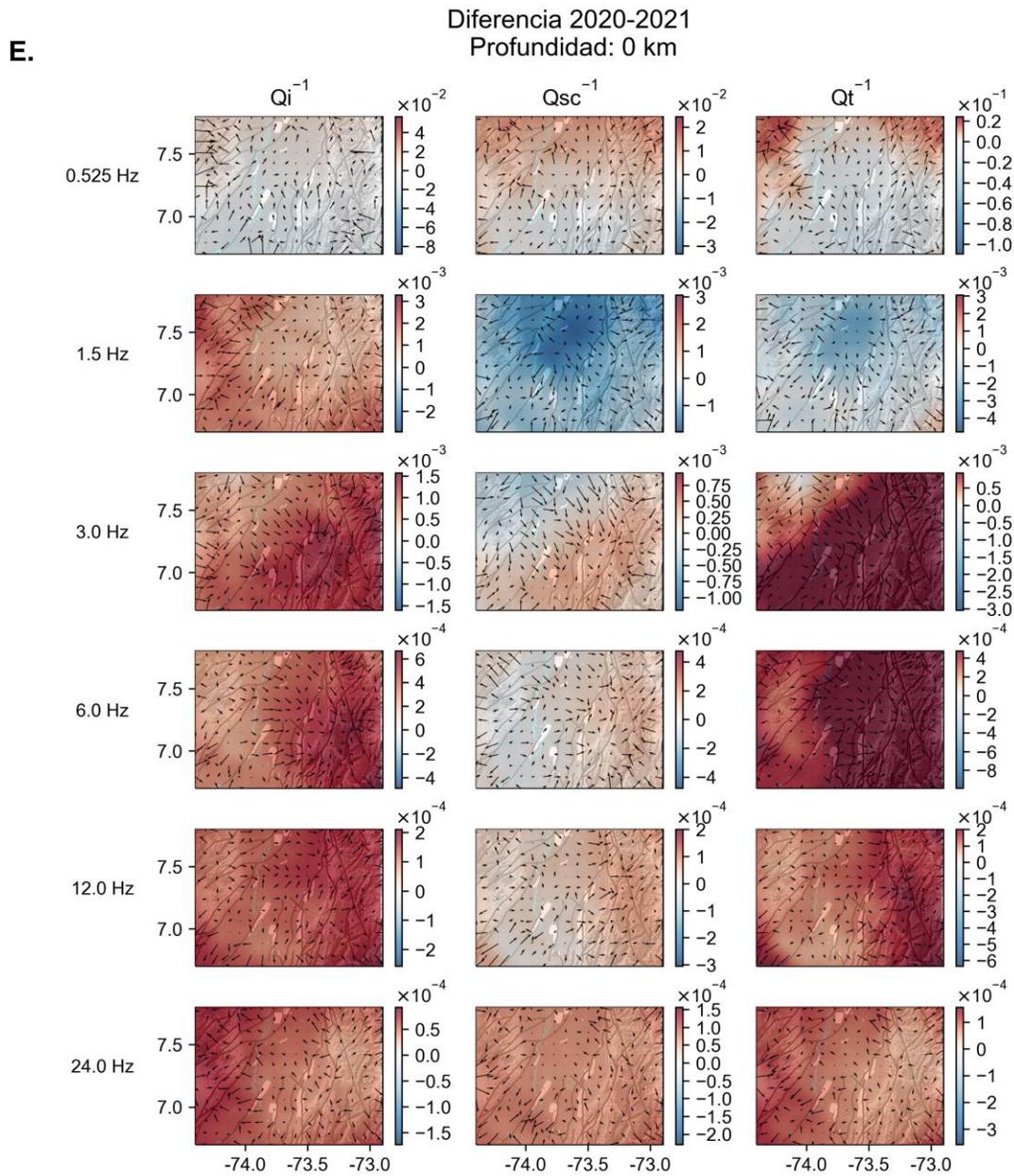
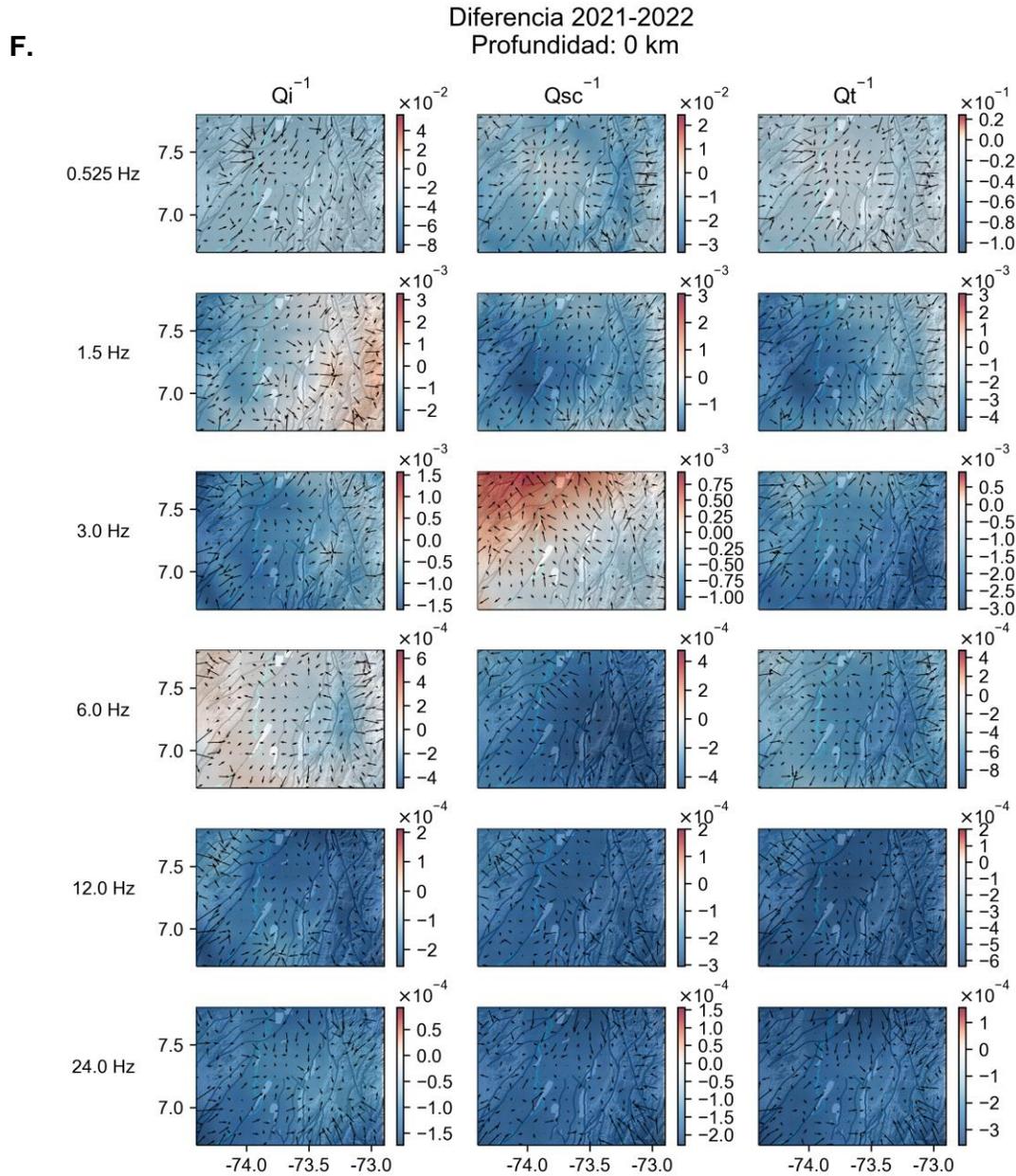


Figura 5-9: (Continuación).



Los perfiles de distribución de valores de  $Q_i^{-1}$  (Figura 5-10. B), en primer lugar, para los años 2016 y 2017 presentan los mayores valores hacia el oeste, con cambios que son más evidentes en la dirección horizontal que en la vertical; por tanto, dicho comportamiento se mantiene más o menos constante en las diferentes profundidades. Cabe resaltar que se observa cierta coincidencia en los cambios de estos valores con la posición de la Falla de Cimitarra. En el año 2018, los contrastes son menos marcados, donde ahora los mayores

valores tienden a presentarse hacia la parte central del perfil en cercanía de la Falla La Salina, cuyos cambios a valores más bajos parecen estar alrededor de la Falla de Cáchira. Además, se evidencia una ligera heterogeneidad a medida que cambia la profundidad; sin embargo, los cambios siguen siendo predominantes en dirección horizontal. Así mismo, también se evidencia que los valores tienden a aumentar en el sector este del perfil, en la región de la CO, en cercanía de la Falla de Bucaramanga. Para los años 2019 y 2020, los valores nuevamente tienden a ser mayores hacia el oeste del perfil, con una tendencia similar a los años 2016 y 2017 y de igual manera los cambios son más notorios en la horizontal y muy leves en dirección vertical. Para los años 2021 y 2022, los valores tienden a presentar una distribución más heterogénea, con cambios en zonas más localizadas. En el año 2021, los mayores valores se concentran hacia la parte oeste y central del perfil, en cercanía de la Falla de Cimitarra, aunque también los valores tienden a ser mayores en cercanía de la Falla de Cáchira y la Falla La Salina. Igualmente, como se evidenció en el año 2018, se presenta un aumento de valores también al este, en concordancia con la posición de la Falla de Bucaramanga. Para el año 2022, los mayores valores se encuentran hacia el oeste del perfil y de forma localizada en cercanía de la Falla de Cáchira y Falla La Salina.

En cuanto a los eventos sísmicos proyectados, se ve que no son muy numerosos en las proyecciones de los diferentes años; sin embargo, se aprecia un patrón de un pequeño enjambre de sismos superficiales ( $< 5$  km), recurrente en el tiempo, presente alrededor del Anticlinal de Cobardes. A su vez en las zonas donde se presentan mayores valores de  $Q_i^{-1}$ , se observa que se presenta un mayor número de ventos sísmicos con respecto a las zonas con valores de  $Q_i^{-1}$ , más bajos, a excepción del sector del Anticlinal de Cobardes.

Por parte de los perfiles de diferencias de valores de  $Q_i^{-1}$  de pares de años consecutivos (Figura 5-10. C), como fue observado en los mapas, también se evidencia el patrón de aumento y descenso generalizado en los valores de  $Q_i^{-1}$ , para cada par de años analizados. En primer lugar, para el caso 2016-2017, se evidenció un aumento general de los valores de  $Q_i^{-1}$  en todo el perfil. Para 2017-2018, se observa un leve descenso de los valores de  $Q_i^{-1}$  que es más fuerte hacia el oeste y menor hacia la parte central y este del

perfil, en cercanías de la Falla de Cimitarra. En el caso 2018-2019, se evidencia un aumento de los valores de  $Q_i^{-1}$ , que resulta ser mayor hacia el oeste del perfil, en cercanía de la Falla de Cimitarra. Para 2019-2020, se evidencia un leve descenso general de  $Q_i^{-1}$ , el cual tiende a ser un poco mayor hacia el este, en cercanía de la Falla de Bucaramanga. Para 2020-2021, se presenta un aumento fuerte en todo el perfil de los valores de  $Q_i^{-1}$ , que es mayor hacia la parte central del perfil en los alrededores del SNM. Por último, en el caso 2021-2022, se presenta un descenso general de los valores de  $Q_i^{-1}$ , con los mayores descensos de nuevo cerca del SNM.

**Figura 5-10.** **A.** Mapa de puntos de la grilla y puntos interpolados en los perfiles de valores de atenuación sísmica. **B.** Perfiles de distribución de valores de  $Q_i^{-1}$  a 6 Hz para todos los años. Los puntos rojos corresponden a eventos sísmicos proyectados a 11 km del perfil. Las líneas grises a trazos representan contornos de isovalores de  $Q_i^{-1}$ . **C.** Perfiles de diferencias entre valores de  $Q_i^{-1}$  de años consecutivos. Las flechas negras representan un campo de vectores que apuntan hacia donde aumentan los valores. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*.

**A.**

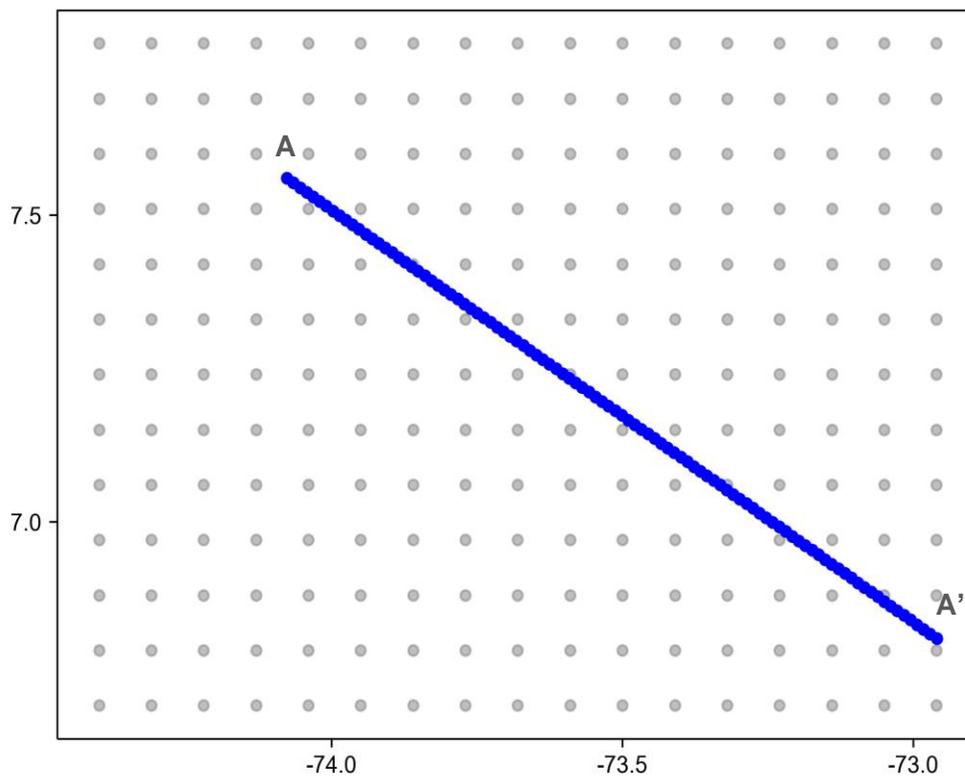


Figura 5-10: (Continuación)

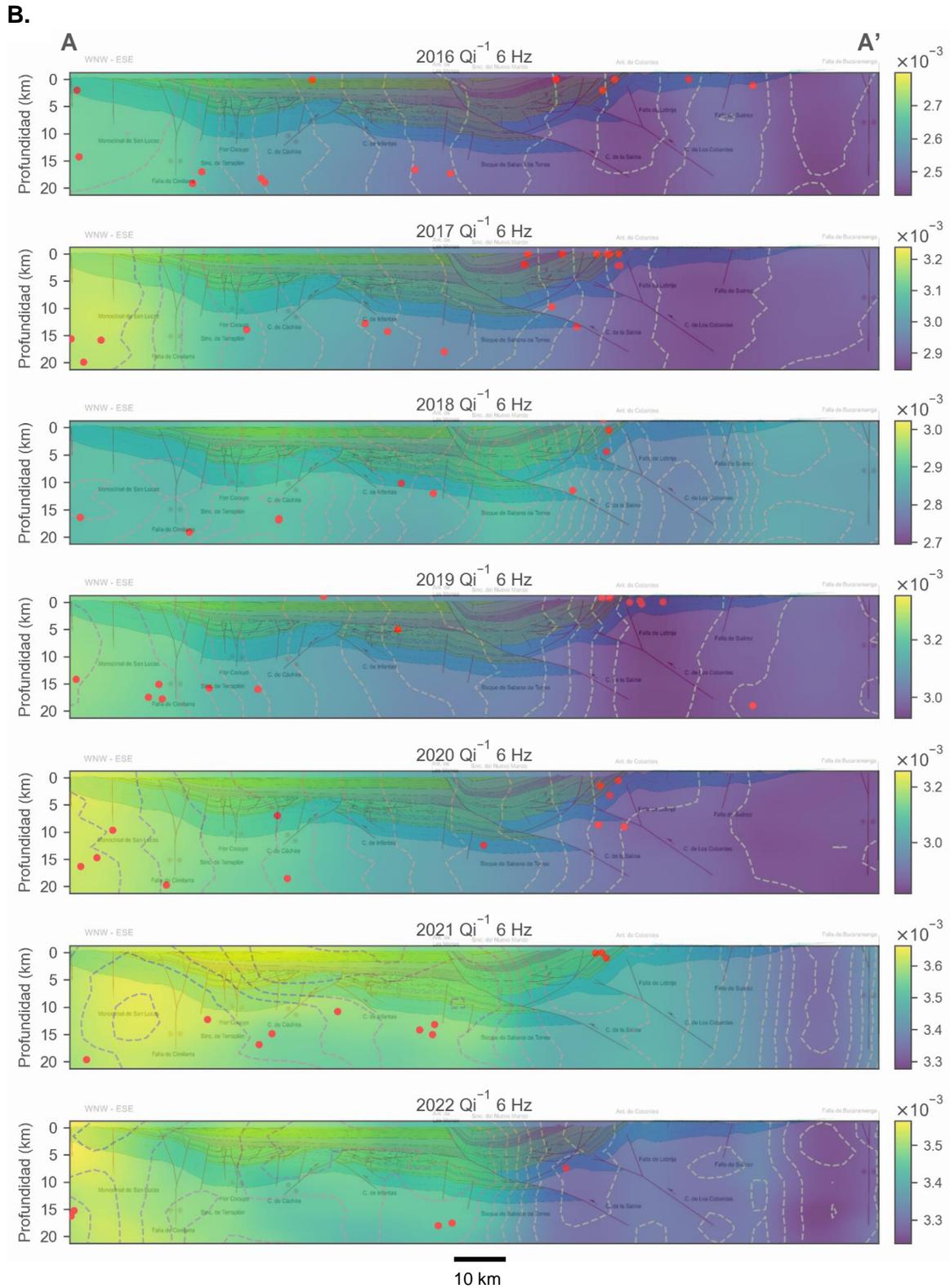
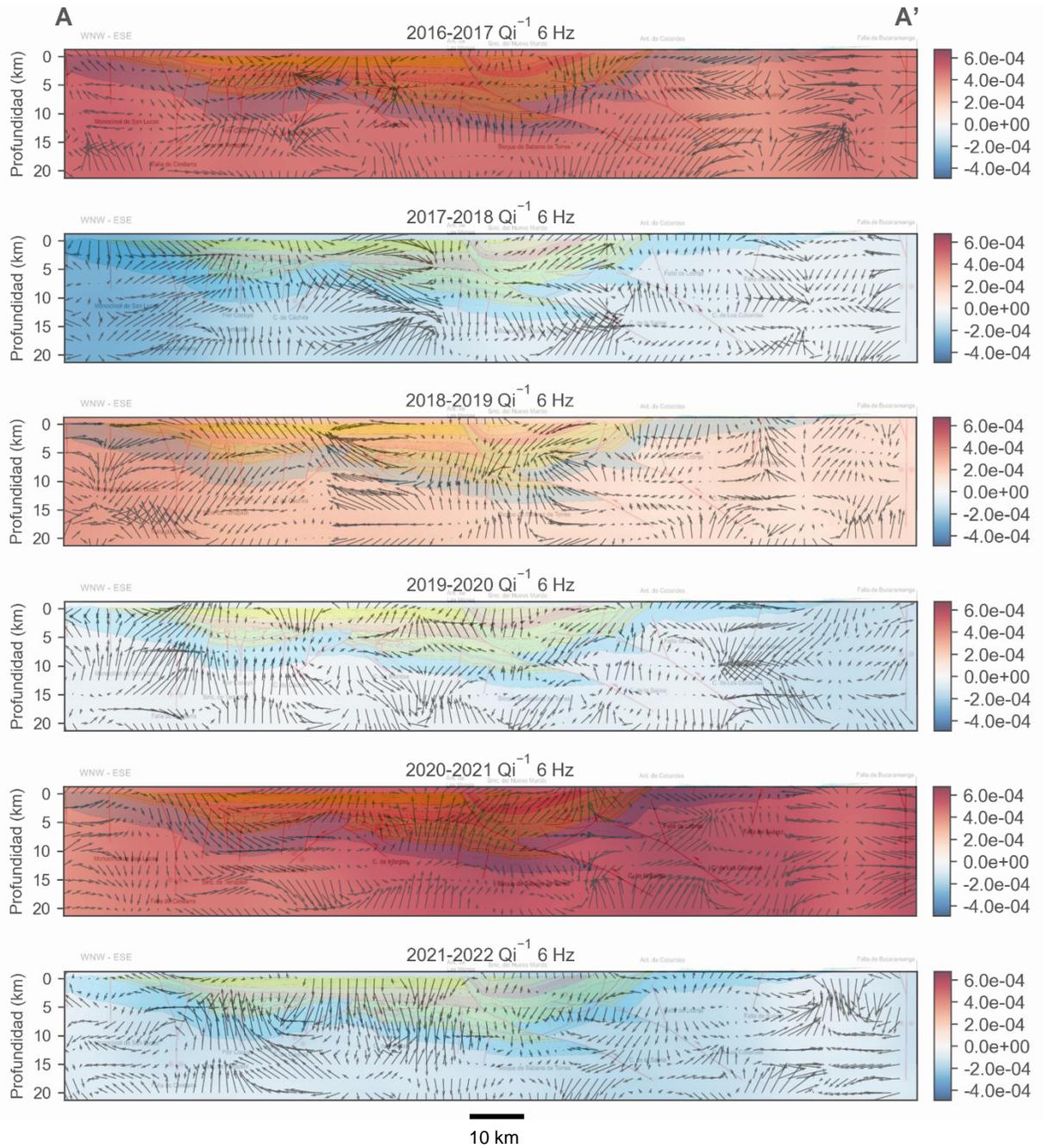


Figura 5-10: (Continuación)

C.





## 6. Discusión

### 6.1 Atenuación sísmica en el VMM

El orden de magnitud de los valores de atenuación sísmica calculados es congruente con lo reportado por otros autores en otros estudios (Carcolé & Sato, 2010; Eulenfeld & Wegler, 2016, 2017; Prudencio et al., 2013; Pujades et al., 1997; Sato et al., 2012; Vargas et al., 2004), donde se puede evidenciar que la atenuación sísmica intrínseca es dominante sobre la atenuación sísmica dispersiva a nivel de corteza para todas las frecuencias. Esto indica que los procesos de absorción son importantes en la región, probablemente asociados con la presencia de fluidos.

En Londoño et al. (2022), se llevó a cabo un estudio a escala regional de atenuación sísmica en el VMM, donde también se concluye un dominio de la atenuación sísmica intrínseca y propone como posibles causas a reservorios de petróleo y agua. Londoño et al. (2022) presenta distribuciones de valores de factores de calidad intrínseco ( $Q_i$ ), dispersivo ( $Q_s$ ), y total ( $Q_t$ ) en la cuenca del VMM. Al comparar dichas distribuciones con las tendencias generales que se identificaron en la distribución de los valores de atenuación sísmica en la profundidad de 0 km, entre los años de 2016 y 2022 (Figura 5-8), existe una semejanza en la distribución de  $Q_i^{-1}$ , con respecto a la de  $Q_i$  de Londoño et al. (2022) para las diferentes frecuencias de análisis. Se presenta una mayor atenuación intrínseca hacia el sector de la SSL y hacia la región noreste de la CO, en cambio, en la región sureste de la CO, dicha atenuación tiende a ser menor. Por el contrario, al observar  $Q_{sc}^{-1}$ , se evidencia una discrepancia, dado que en los mapas de la Figura 5-8, la tendencia más frecuente evidencia los mayores valores de  $Q_{sc}^{-1}$  al sur de la SSL, en el VMM, mientras que en Londoño et al. (2022), en esta región se presentan los mayores valores de  $Q_s$ . En el caso de  $Q_t^{-1}$ , la tendencia de los valores es parcialmente similar a la distribución de  $Q_t$  de Londoño et al. (2022), la cual es semejante a la de  $Q_i$ . En este caso en algunas frecuencias se presentan semejanzas, aunque en su mayor parte la tendencia

es a que los mayores valores de  $Q_t^{-1}$  se encuentren en la SSL y en la región sur en el VMM, por el contrario, los valores de  $Q_t$  de Londoño et al. (2022) tienden a ser mayores solamente al sur de la SSL en el VMM. Las discrepancias encontradas en la distribución de los valores podrían deberse a la diferencia en los métodos de regionalización utilizados.

Con base en el contexto geológico del área, es importante considerar el fallamiento regional en superficie que afecta a las rocas cristalinas (basamento del Macizo de Santander pre-mesozoico e ígneas jurásicas) y a las rocas sedimentarias (depósitos volcánicos jurásicos y marinos cretácicos) en la CO (Gómez et al., 2005; Kammer et al., 2020), así como a las rocas del basamento cristalino y volcanosedimentario jurásico en la SSL (García-Delgado & Velandia, 2020; Ordóñez Carmona et al., 2009). En la cuenca, hay una sucesión sedimentaria del Cenozoico con una acumulación espesa de depósitos de origen continental que son espacialmente heterogéneos, con intervalos de reservorios de hidrocarburos y a profundidades más someras la presencia de acuíferos regionales (Angel-Martínez et al., 2020; Sarmiento, 2011).

Teniendo en cuenta lo anterior, los diferentes patrones en la distribución de valores de atenuación para cada frecuencia, en los diferentes años, pueden estar relacionados con la heterogeneidad de la corteza superior (considerando el gran número de fallas presentes y de las diferencias litológicas entre las unidades geológicas), el tamaño de los rasgos que causan atenuación en diferentes regiones; sin embargo, no se descarta la presencia de artefactos en zonas discretas de valores altos o bajos, sobretodo en la frecuencia más baja de 0.525 Hz, que presenta la menor cantidad de datos en relación con problemas en el cálculo de los valores de atenuación sísmica.

Para la mayoría de los años, a excepción del año 2018, a frecuencias de 6.0 Hz en adelante parece haber un dominio de  $Q_i^{-1}$  en la región de la SSL y norte del VMM. Para frecuencias menores de 6.0 Hz, el patrón es más disperso, aunque los mayores valores tienden a concentrarse hacia el norte en el VMM y en dirección hacia la CO. Esto probablemente podría indicar que en la SSL se presentan fluidos que se infiltran y lubrican fallas regionales de rumbo que afectan estas rocas de basamento jurásicas, y que tal vez promueva la

tectónica activa reciente que se ha interpretado en esta región (García-Delgado & Velandia, 2020), y como se ha presentado en otros casos, esta lubricación incrementa la atenuación sísmica (Gabrielli et al., 2022). En la región de la CO, probablemente la infiltración de fluidos dentro de fallas cerca de la superficie podría estar influyendo en la atenuación intrínseca, dicho comportamiento es más notorio en el año 2018, hacia el sector este y noreste del mapa para la mayoría de las frecuencias. En la región del VMM, destaca una tendencia de tener la mayor atenuación intrínseca por lo general hacia el norte. Aunque  $Q_i^{-1}$  no domina propiamente en todo el sector, procesos de migración de fluidos importantes podrían presentarse en relación con otros factores, tales como las operaciones de recobro mejorado que se han desarrollado en campos petroleros (en discusión más adelante), disposición de aguas residuales o flujo de aguas subterráneas. No obstante, la presencia de fluidos puede explicar el hecho de que la mayoría de las magnitudes de los eventos sísmicos no sobrepasen valores de 4.0 (Figura 4-1), que podría asociarse a una liberación de energía sísmica constante que no permite una acumulación de energía suficiente para generar eventos sísmicos de grandes magnitudes, por efecto de la lubricación de las fallas, como también se ha mencionado en (Leptokaropoulos et al., 2023).

En lo concerniente a  $Q_{sc}^{-1}$ , por lo general se observó que los mayores valores tienden a concentrarse en la región al sur de la SSL en el VMM, con una ligera migración de estos valores en algunos años hacia la SSL (2016, 2020, 2022) y en el 2018 hacia la CO para las diferentes frecuencias. Esto se interpreta como reflejo de la heterogeneidad del medio en este sector, asociada con la presencia de varias fallas geológicas, así como fuertes contrastes litológicos entre rocas de basamento cristalino y rocas sedimentarias. A su vez, tal vez pueda estarse presentando una apertura o cierre de las fracturas o incrementos en el grado de fracturamiento, que justifique la variación temporal en la dispersión de esta región (Sato et al., 2012).

Por último,  $Q_t^{-1}$  evidencia patrones cambiantes a través de los años en la atenuación sísmica. Para los años 2016 y 2017 se concentra más que todo en la región central oeste del mapa en el VMM y la SSL, luego en el año 2018 la atenuación tiende a presentarse más hacia la CO, en los años 2019 y 2020, nuevamente la atenuación domina en el VMM

y la SSL y para los años 2021 y 2022, la atenuación es más dispersa con patrones diferentes en las diferentes frecuencias.

## **6.2 Relación entre fuentes de fluidos y atenuación sísmica**

Ahora se presenta un análisis de la atenuación sísmica frente a diferentes fuentes de fluidos conocidas en el área. En primer lugar, se consideran fuentes antrópicas como las inyecciones de agua para recobro mejorado en pozos petroleros. En segundo lugar, se consideran fuentes naturales como son las precipitaciones y los cambios en los caudales de los drenajes en el área de estudio. Lo anterior permite entender donde se pueden estar presentando mayores acumulaciones de agua y de esta manera ver si son influyentes en la distribución de la atenuación sísmica.

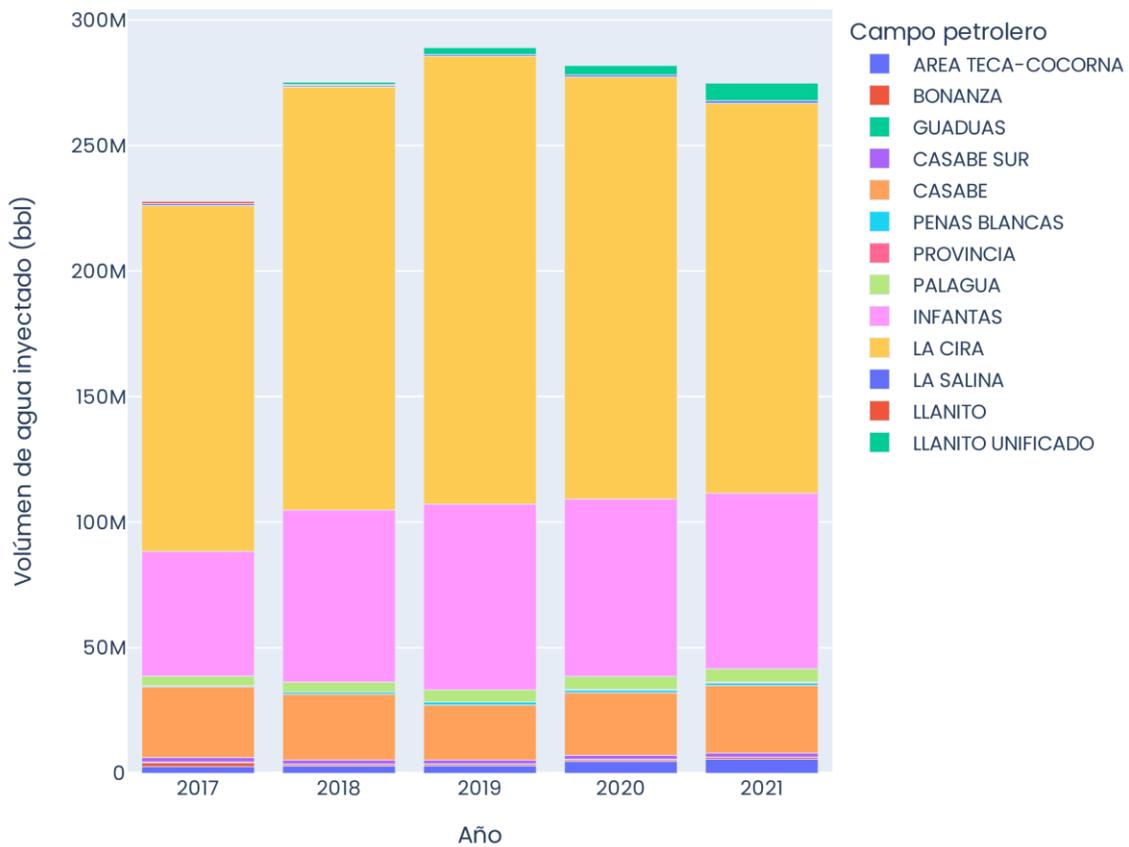
### **6.2.1 Inyecciones de agua para recobro mejorado en campos petroleros en el VMM**

En el área del VMM se conocen desde hace varios años actividades de inyección de agua para recobro mejorado en campos maduros de hidrocarburos (Sanabria Umbacía et al., 2012). Por tanto, se obtuvo por parte de la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), datos de los volúmenes de inyección de agua en varios campos petroleros del VMM desde el año 2017 al 2021, que se presentan en la Figura 6-1. En la Figura 6-2, se puede observar la ubicación de varios de los campos petroleros en el área de estudio. Como se observa en la Figura 6-1, en general se evidencia un aumento general de los volúmenes inyectados desde el año 2017 hasta el año 2019, y para 2020 y 2021 se presenta un descenso general de los volúmenes de agua inyectados. Así mismo, tomando como referencia el análisis realizado en Vargas et al., (2022), se puede observar una comparación de series de tiempo de sismicidad acumulada y volúmenes de agua inyectada en campos petroleros en el VMM. Allí se presentan los campos Casabe, Infantas y La Cira, los cuales registran los mayores volúmenes de inyección y donde se observa cierta coincidencia en aumentos en tasas de inyección con respecto al aumento de número de sismos por año (Figura 6-3).

Adicionalmente, en la Figura 6-4, se presentan mapas de sismicidad anual que evidencian cómo varía la ocurrencia de eventos sísmicos cada año para relacionarse con la ubicación de los campos petroleros. A partir de la observación de estos mapas, se encuentran algunos cúmulos de sismos a destacar: por ejemplo, en el año 2018 se evidencia un cúmulo al norte en cercanía del campo Colón, con sismos a profundidades cercanas de 50 km; otro cúmulo en el extremo norte del campo Llanito en los años 2021 y 2022, con profundidades aproximadamente entre 20 y 40 km. A pesar de estas coincidencias, es difícil establecer una causalidad dada la profundidad de los sismos en los cúmulos identificados.

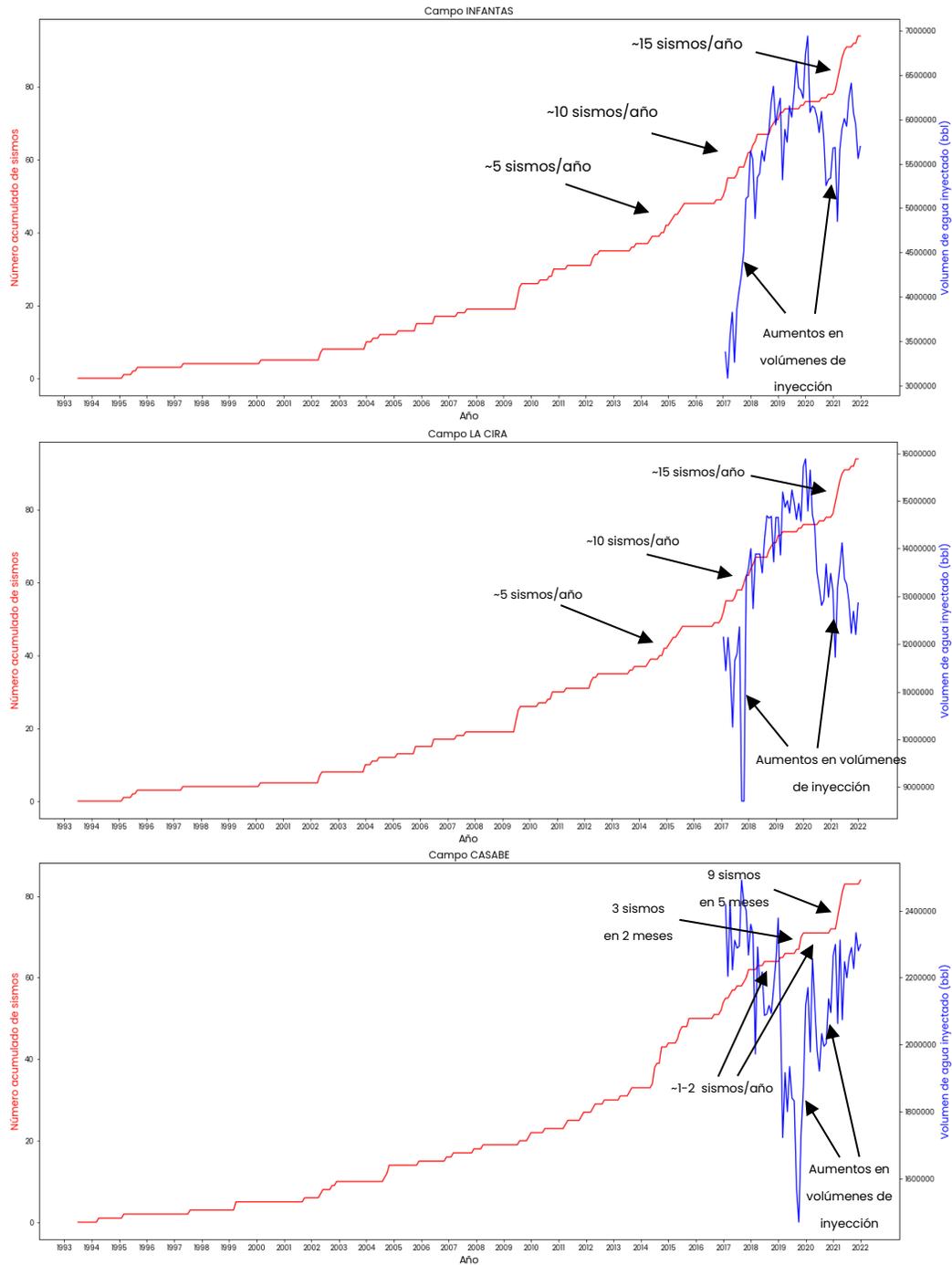
Cabe mencionar que se han realizado numerosos estudios de este tipo y han sido ampliamente discutidos en el marco de sismos generados por actividades humanas, en

**Figura 6-1:** Volúmenes de agua inyectados totales por año desde el 2017 hasta el 2021 en campos del VMM. Fuente: Tomado de Vargas et al. (2022).





**Figura 6-3:** Serie de tiempo de número acumulado de sismos y volúmenes de agua inyectados para recobro mejorado en campos petroleros del VMM. A. Campo infantas. B. Campo La Cira. C. Campo Casabe. Fuente: Tomado de Vargas et al. (2022).



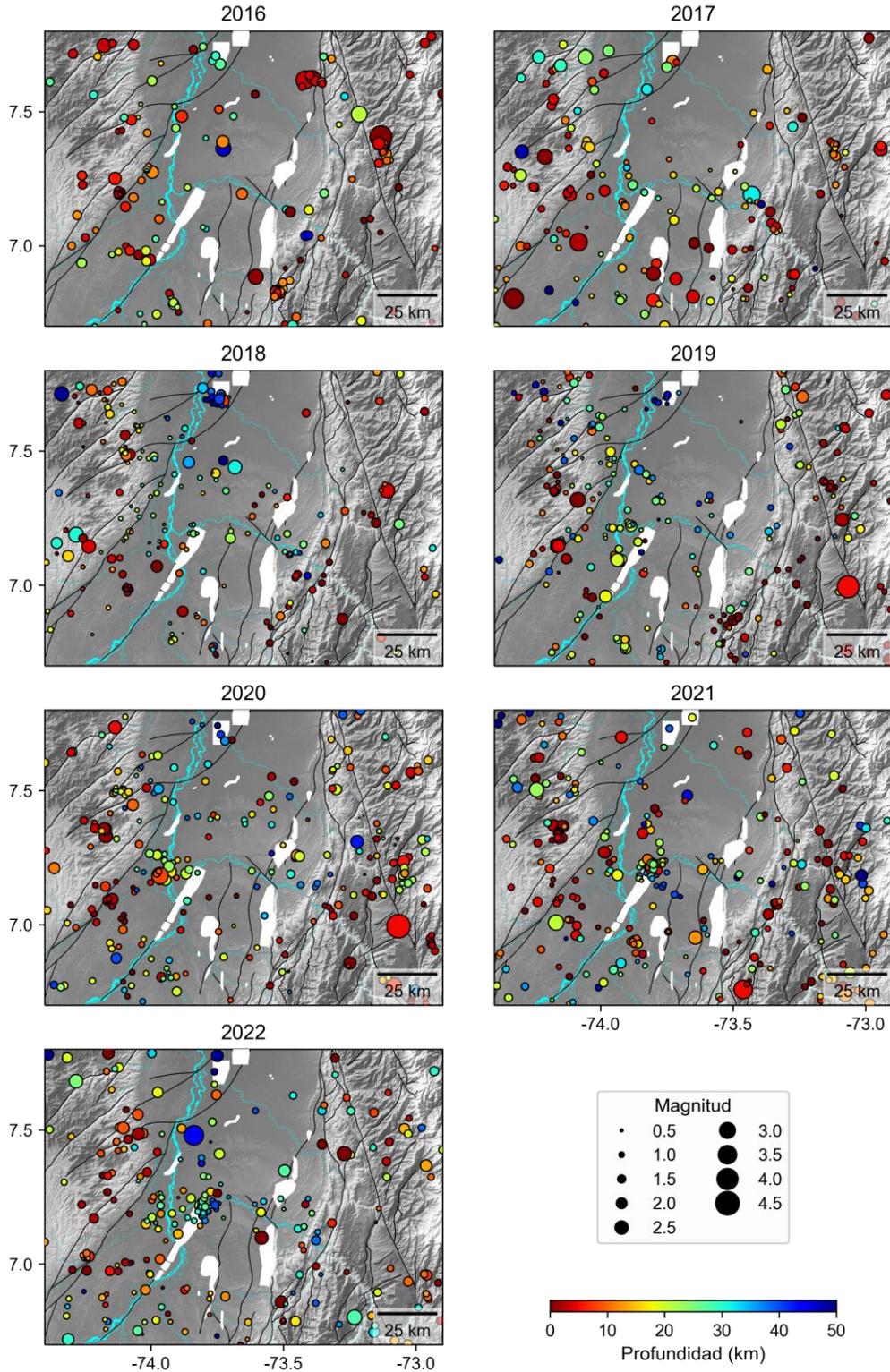
Con base en los mapas presentados en la Figura 5-8 y Figura 5-9, y lo descrito frente a los patrones en las diferentes frecuencias para los diferentes años de análisis, ahora se analiza si existe una relación frente a la ubicación de los campos petroleros, en especial, aquellos con los mayores volúmenes de inyección de agua (Casabe, Infantas y La Cira), y las regiones con incrementos en valores de  $Q_i^{-1}$  (teniendo en cuenta que es el tipo de atenuación sensible a la presencia de fluidos).

Cabe anotar que convencionalmente ya han sido realizados análisis de cambios en la atenuación sísmica con base en sísmica activa de reflexión en 3D, en frecuencias de hasta 70 Hz, y registros sísmicos de pozo, donde se han evidenciado cambios temporales de la atenuación sísmica, por efecto de los cambios en la presión de poro por parte de la saturación de los fluidos (Bouchaala et al., 2022; Greaves & Fulp, 1987; Harris et al., 1996).

Empezando con la observación de los mapas para los diferentes años en la Figura 5-8, en la zona donde se encuentran estos campos, en la parte sur central del mapa, en cercanía de Barrancabermeja y Casabe (Figura 6-2), no se evidencia una región localizada con un aumento de valores de  $Q_i^{-1}$ . Por el contrario, dicho aumento es más evidente hacia la región de la SSL, a frecuencias de 6.0 Hz en adelante o hacia el norte del VMM y la CO, a frecuencias por debajo de 6.0 Hz.

Por otro lado, ahora se considera la distribución de diferencias en valores de atenuación sísmica (Figura 5-9). Se tiene en cuenta primero el aumento de los volúmenes inyectados de 2017 a 2019 (Figura 6-1) y compararlo con los mapas de diferencias de  $Q_i^{-1}$  para los pares de años correspondientes. En la diferencia 2017-2018, se evidencia un aumento en  $Q_i^{-1}$ , equivalente a diferencias positivas, solamente a bajas frecuencias (0.525 y 1.5 Hz). En el resto de las frecuencias, solamente dominan diferencias negativas. En la diferencia 2018-2019, se evidencia una tendencia de diferencias positivas, que es mayor hacia el oeste para altas frecuencias (mayores a 3.0 Hz).

**Figura 6-4:** Mapas de sismicidad anual junto con los campos petroleros del VMM en el área de estudio. Los polígonos blancos corresponden a campos petroleros. Las líneas negras corresponden a fallas geológicas. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib* y *Cartopy*.



Posterior a ello, se compara el descenso de los volúmenes de agua inyectados entre 2020 y 2021, con los mapas de diferencias de  $Q_i^{-1}$ , en la diferencia 2019-2020 predomina una tendencia general de valores negativos en todas las frecuencias, indicando un descenso en  $Q_i^{-1}$ ; sin embargo, en la diferencia 2020-2021, sucede lo contrario y predominan diferencias positivas en todas las frecuencias, con los mayores valores hacia el este. Como se puede apreciar, existen algunas ligeras coincidencias entre las tendencias en el comportamiento de los volúmenes de agua inyectados y los cambios generales de  $Q_i^{-1}$ , aunque no se logra identificar zonas puntuales de estos aumentos cercanas al área de influencia de los campos petroleros.

Es posible que dada la diferencia escala, no se esté apreciando con suficiente detalle zonas asociadas con estos procesos, teniendo en cuenta por ejemplo un estudio donde se han realizado análisis de atenuación sísmica de inyecciones en un área más local que involucra un campo geotérmico, con señales de eventos sísmicos a frecuencias de hasta 50 Hz (Guo & Thurber, 2021). Así mismo la microsismicidad se ha visto de utilidad para delinear estas zonas, como se ha visto en inyecciones en campos geotérmicos (Hartiine et al., 2015). Por tanto, en este punto es difícil establecer una relación concreta, dado que también otros factores pueden influir en la distribución de los valores de atenuación sísmica.

Por otro lado, tomando como referencia el estudio de Gabrielli et al. (2022), allí se encontró que posterior a la ocurrencia de eventos sísmicos principales, se evidenció un aumento de atenuación sísmica, que se interpreta como la migración profunda de fluidos portadores de  $CO_2$  en la corteza dentro de una red de fallas. A partir de esta idea, se filtraron los valores de  $Q_i^{-1}$  y se obtuvieron los promedios mensuales, así como las magnitudes de sismos dentro de la cuenca VMM, para ser comparadas en series de tiempo. Los datos fueron filtrados en las coordenadas -74.0, -73.6 de longitud y 6.7, 7.8 de latitud, que corresponde al área de influencia de los campos del VMM. Con estos datos se obtuvieron las series de tiempo que se presentan en la Figura 6-5.

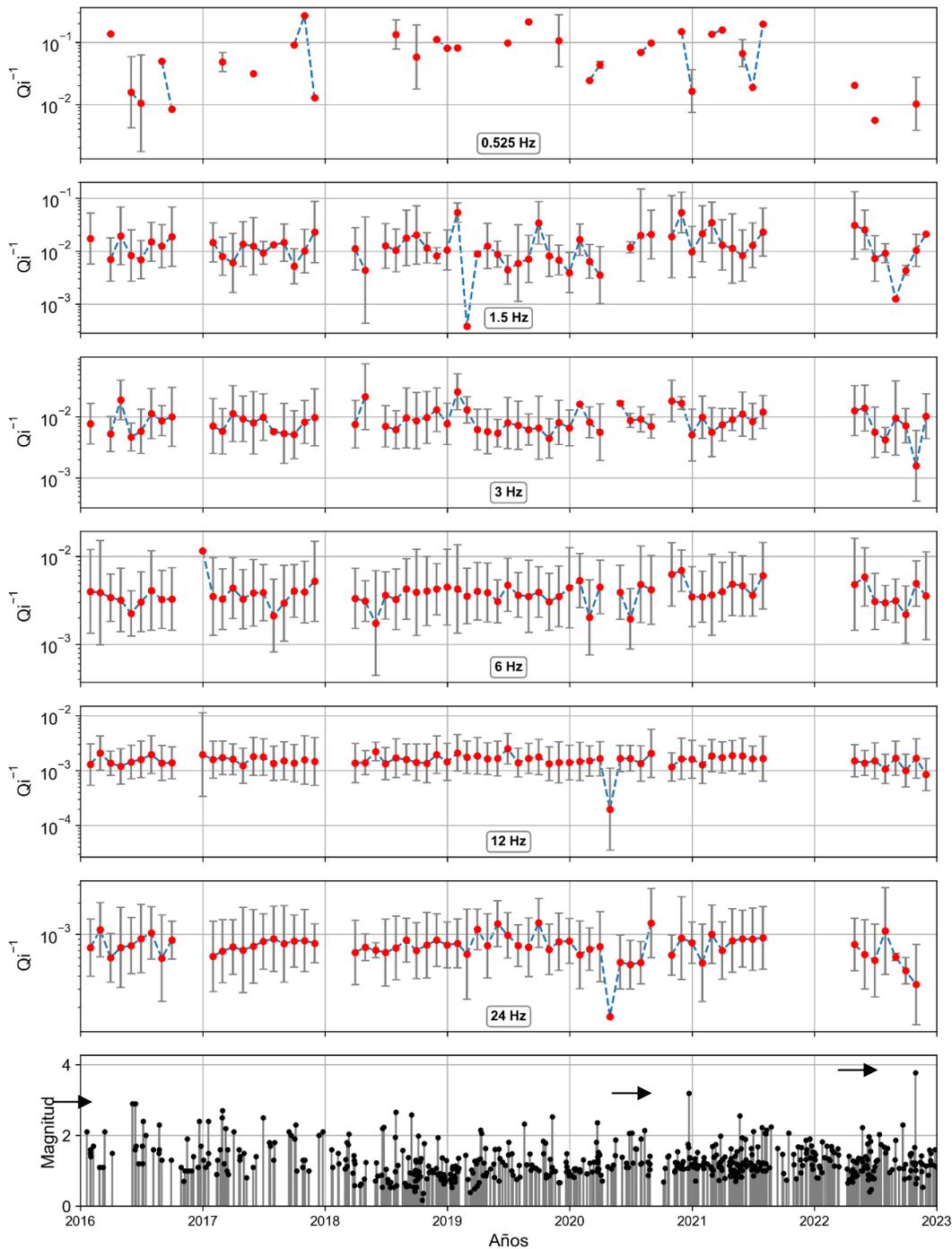
Como primera observación en los valores de  $Q_i^{-1}$ , debido a la carencia de datos en la frecuencia de 0.525 Hz no se obtiene una serie de tiempo representativa. No obstante, al observar las series de tiempo de los valores de  $Q_i^{-1}$  en las otras frecuencias y comparar con las magnitudes de los eventos sísmicos, se evidencia en primer lugar un ligero aumento en  $Q_i^{-1}$  posterior a la ocurrencia de un evento sísmico con magnitud cercana a 3.0, a mediados del año 2016. Otro evento sísmico con magnitud alrededor de 3.2 ocurrió a finales de 2020 y en los valores de  $Q_i^{-1}$ , se evidencia cierto descenso seguido de un aumento de  $Q_i^{-1}$ , unos meses después. Por último, se resalta otro evento sísmico cuya ocurrencia está a finales del 2022, con magnitud cercana a 4.0, con una tendencia diferente en las frecuencias bajas y altas, con un aumento y descenso de los valores de  $Q_i^{-1}$  respectivamente. Con base en lo anterior, se puede notar cierta coincidencia con lo planteado en Gabrielli et al. (2022), sin embargo, no se encuentra un cambio dramático en la atenuación que llame la atención, y de esta manera no es posible establecer una relación certera con procesos de migración de fluidos.

### **6.2.2 Variaciones en las precipitaciones totales anuales y caudales medios anuales en el VMM**

Dentro de las fuentes naturales de fluidos, hay que considerar en primer lugar las precipitaciones totales anuales del área. Para ello, fueron seleccionadas diferentes estaciones del IDEAM de las cuales se obtuvieron los datos de precipitaciones totales anuales para el período de análisis de 2016 a 2022. En la Figura 6-6, se observan los mapas de cada año con los datos de precipitación total anual interpolados usando el método de *kriging* ordinario de la librería *PyKrig* y la localización de las diferentes estaciones utilizadas.

Se puede identificar que existe un patrón similar para los diferentes años donde la precipitación tiende a concentrarse hacia el sector del VMM y hacia la región de la SSL y en cambio en el sector de la CO la precipitación es menor. Lo anterior indica que el VMM y la SSL son regiones con tendencia a concentrar mayor agua meteórica en el subsuelo.

**Figura 6-5:** Series de tiempo de valores promedio mensuales de  $Q_i^{-1}$  a diferentes frecuencias y serie de tiempo de magnitudes de sismos en el área limitada en la cuenca VMM. Los valores consecutivos mensuales se encuentran conectado por líneas a trazos azules. Las barras de error en los valores de  $Q_i^{-1}$ , corresponden a las desviaciones estándar. Con flechas se resaltan los eventos sísmicos con mayores magnitudes con respecto a la tendencia del resto de magnitudes. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*.



Así mismo, se puede identificar que para las regiones del VMM y SSL, en el 2019 se presentó la menor cantidad de precipitación, mientras que para el año 2021 parece que se presenta la mayor precipitación, con base en esto, al observar la distribución de valores de atenuación sísmica de la Figura 5-8, los mapas con un patrón semejante en los valores de  $Q_i^{-1}$ , son los correspondientes a los años 2016, 2017, 2019 y 2020 para frecuencias de 6.0 Hz en adelante, que como fue observado, tienen los mayores valores de  $Q_i^{-1}$  hacia estas regiones, sin embargo, teniendo en cuenta que hay otros años que presentan un dominio en  $Q_i^{-1}$  en regiones diferentes, vale la pena hacer un análisis alternativo, ahora considerando el retraso temporal que se genera por efecto del tiempo que demora la infiltración en el subsuelo, donde el efecto de la precipitación parece tener una relación con  $Q_i^{-1}$  del año posterior.

El planteamiento previamente mencionado considera la fuerte correlación encontrada entre la atenuación sísmica y la precipitación, con un retraso de tiempo entre ellas a una escala local (Zhao et al., 2023). Adicionalmente, se ha postulado que una infiltración profunda de agua meteórica podría ser posible, incluso con evidencias en rocas a profundidades de más de 10 km, a partir de anomalías negativas de  $^{18}\text{O}$  encontradas en rocas de zonas de falla (McCaig, 1988; Whitehead et al., 2020). Por otra parte, el mecanismo de aumento de la presión de poro en profundidad, asociado al flujo de fluidos que favorece los planos de fallas de rumbo también puede ser considerado en este análisis (Zhu et al., 2020).

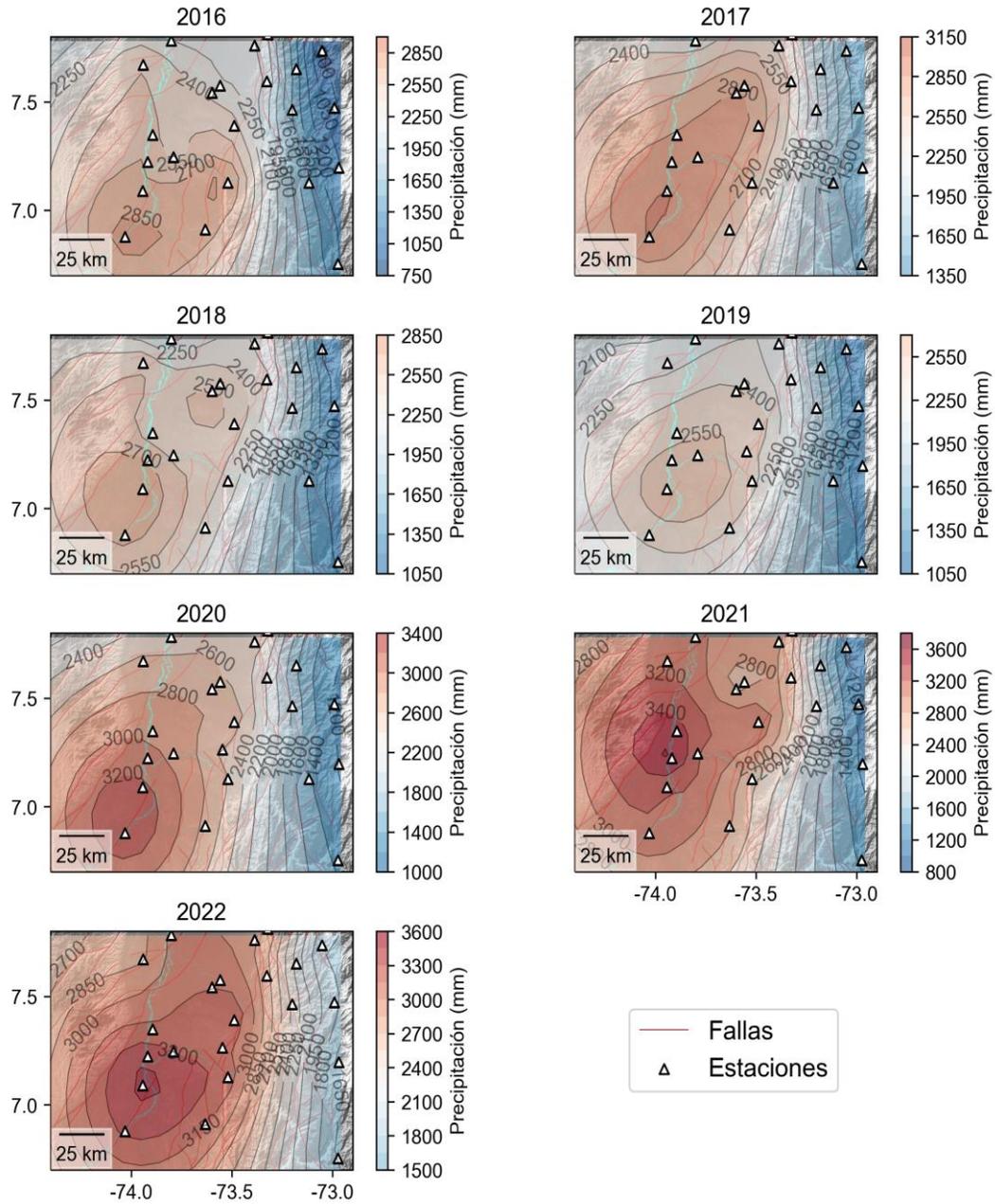
Al parecer, la infiltración de la precipitación en general se concentra hacia el área de la SSL; sin embargo, en el año 2017, se presentó un aumento de precipitación con respecto al 2016 en el VMM, cuyo efecto en  $Q_i^{-1}$  parece generarse en el año 2018. De la misma forma, en el año 2020, se presentó un aumento de la precipitación con respecto a 2019, y su efecto en los valores de  $Q_i^{-1}$ , parece reflejarse en el año 2021. De manera similar a como se trata en Gabrielli et al. (2022), la respuesta de  $Q_i^{-1}$  puede estar influenciada por el proceso de migración de fluidos.

Analizando las variaciones en el caudal de los drenajes en el VMM, datos de caudales medios anuales fueron obtenidos de 6 estaciones del IDEAM, instaladas en drenajes

principales en el área como son el Río Magdalena, el Río Sogamoso y el Río Lebrija. En la Figura 6-7, se puede observar el mapa de las estaciones, así como la serie de tiempo de los datos de caudales medios anuales para cada estación. En general se evidencia que la mayoría de las estaciones registra los mayores valores de caudales medios para los años 2017 y 2021, mientras que en los años 2016 y 2019 se presentaron los menores valores. Esta observación es concordante con los mapas de la Figura 6-6, puesto que las precipitaciones para estos años también demuestran dicho comportamiento.

Teniendo en cuenta lo anterior mencionado frente a los cambios en valores de atenuación sísmica que se interpretan de las diferencias de la Figura 5-9, para el período 2016-2017, el claro dominio de diferencias positivas, que indican un aumento en  $Q_i^{-1}$  a frecuencias mayores de 3.0 Hz, es coincidente con el aumento de caudales y precipitaciones del 2017 con respecto al 2016. Para el período 2017-2018, en las mismas frecuencias se registra un dominio de diferencias negativas, con un descenso de  $Q_i^{-1}$ , también coincidente con los caudales y precipitaciones del 2018 con respecto al 2017. En el período 2018-2019, se registran diferencias positivas, que son mayores hacia la SSL, lo cual en este caso es opuesto frente a lo que sucede con los caudales y precipitaciones, con un descenso en el año 2019 con respecto al 2018. En el período 2019-2020, dominan diferencias negativas, que también es contrario al incremento de precipitaciones y caudales del año 2020 con respecto al 2019. En el período 2020-2021 dominan diferencias positivas, que son coincidentes con el aumento de caudales y precipitaciones del 2021 con respecto al 2020. Finalmente, en el período 2021-2022 dominan diferencias negativas, lo cual es coincidente con el descenso de caudales y precipitaciones de 2022 con respecto a 2021. En complemento de las anteriores observaciones, en la Figura 6-8.A se presenta un compilado de los mapas de diferencias de atenuación sísmica intrínseca para todos los pares de años consecutivos que pueden compararse con mapas de las diferencias de precipitación de los mismos periodos Figura 6-8.B.

**Figura 6-6:** Mapas de precipitaciones totales anuales para el periodo 2016 a 2022, a partir de datos de estaciones del IDEAM. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*.





**Figura 6-8:** **A.** Diferencias de atenuación intrínseca para todos los pares de años consecutivos. **B.** Diferencias de precipitación para todos los pares de años consecutivos. Fuente: Elaboración propia con el uso de las librerías *Matplotlib* y *PyKrige*.

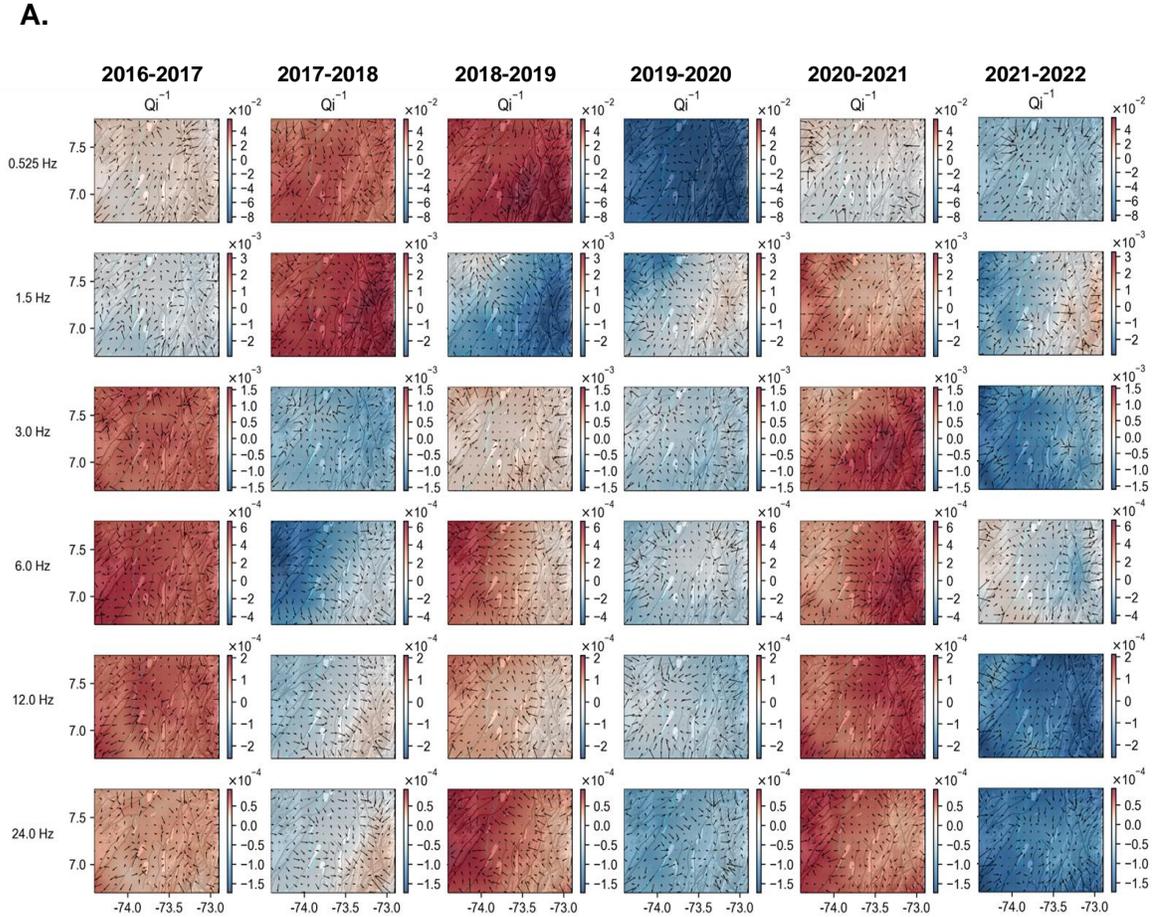
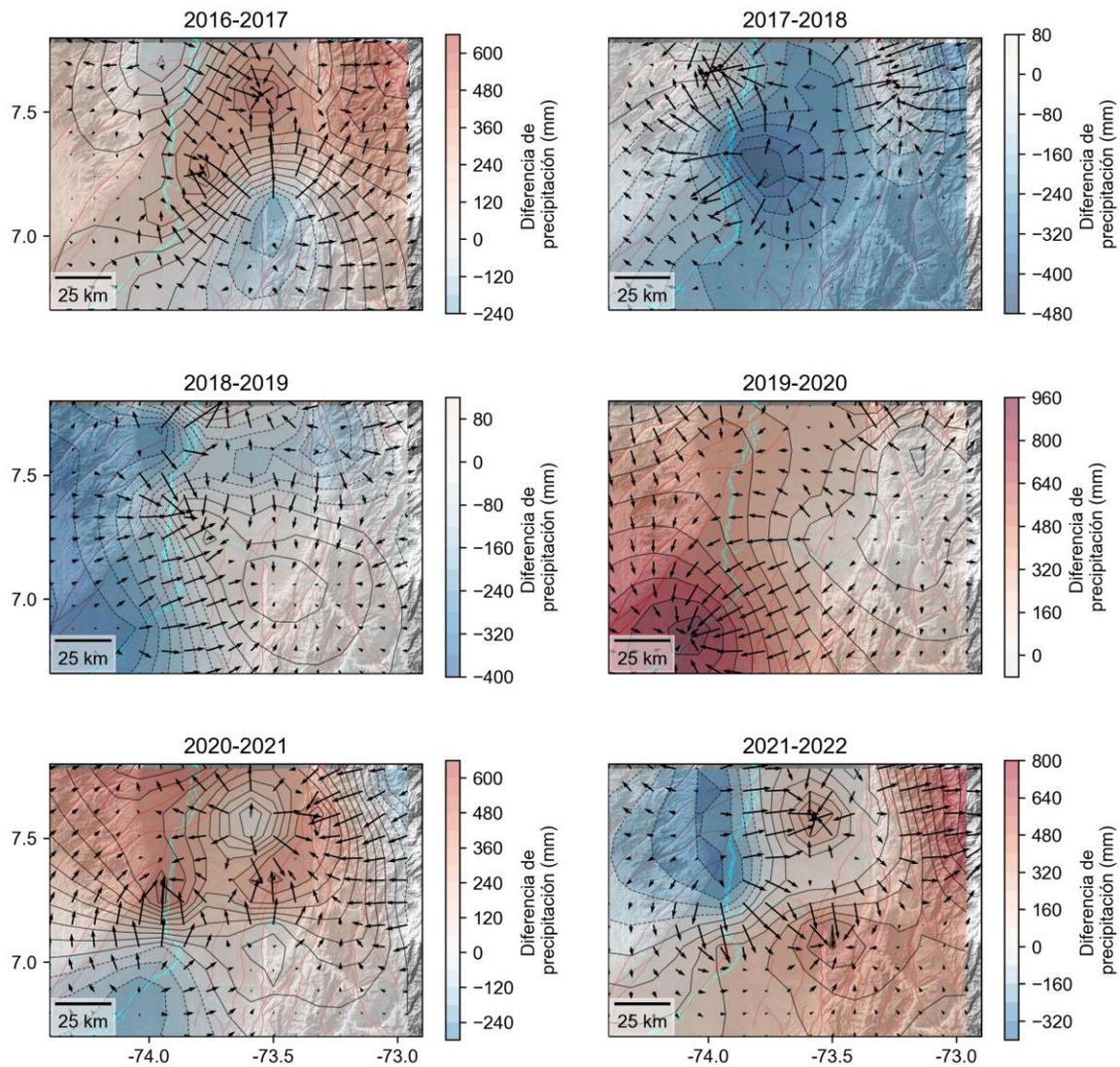


Figura 6-8: (Continuación)

B.



### **6.3 Modelamiento geológico de línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A**

Una sección transversal válida debe cumplir con al menos los siguientes requisitos: debe respetar los datos, ser retrodeformable y tener conservación del material (Lopez-Mir, 2019; Marshak & Mitra, 1988).

Para el balanceo estructural, el método ADS ha demostrado ser eficaz y se ha aplicado con éxito a cinturones plegados y de cabalgamiento, como los Alpes (Butler, 2013) o Borneo (Carboni et al., 2019). Sin embargo, según las pruebas realizadas en las secciones interpretadas, el método tiene limitaciones cuando se trata de estructuras combinadas que resultan de varios episodios de deformación, como es el caso de la Falla La Salina y el SNM. En este caso, se pueden usar técnicas alternativas asumiendo la conservación de la longitud, este enfoque permite la restauración de eventos de deformación superpuestos, permitiendo que los estratos vuelvan a su estado no deformado.

Desde las restauraciones geológicas realizadas se considera que el perfil geológico de ANH & SGC (2016), una historia geológica general pudo ser reconstruida, que es equivalente al planteamiento de otros autores (Cooper et al., 1995; E. Gómez et al., 2005; Horton et al., 2020; Rolon & Toro, 2003; Tesón et al., 2013), se observa que las principales fallas donde se ha presentado el mayor desplazamiento de material en dirección paralela a la sección son las Fallas La Salina y la Falla de Cáchira; A pesar de problemas de ajuste y espacios vacíos entre bloques de falla, para los propósitos de representar una sección con la que se correlacionen los datos de atenuación sísmica, se considera útil. Dichos espacios vacíos entre varios bloques de falla podrían tener su causa en el movimiento de material por fuera de la sección por efecto del dominio de movimiento de rumbo en la región, como se ha visto a partir del análisis de esfuerzos (Londoño et al., 2019). A su vez, es evidente el desplazamiento en fallas regionales como la Falla de Cimitarra y la Falla de Bucaramanga.

Lo anterior se ve respaldado por la observación del mapa estructural de ANH & SGC (2016) (Figura 6-9), que muestra claramente un desplazamiento significativo de rumbo dextral asociado con la Falla Cimitarra. En adición, los valores de acortamiento obtenidos de las dos interpretaciones revelan discrepancias, lo que destaca la presencia de incertidumbre

y ambigüedad de la interpretación. Por lo tanto, para lograr un balanceo estructural de la sección geológicamente más realístico, se debe considerar una perspectiva en 3D, involucrando movimiento de rumbo (Egan et al., 1997; Groshong, 2006), junto con datos y perfiles geológicos adicionales.

El modelamiento directo es una técnica útil para el entendimiento del desarrollo, la cinemática y la deformación de las estructuras actuales, como fue notado por Mount et al. (1990). Los modelos creados en el presente trabajo han proporcionado información general sobre cómo las principales fallas, como las fallas La Salina y Los Cobardes, contribuyeron a la formación del Sinclinal de Nuevo Mundo.

En general, este trabajo contribuye a validar los perfiles interpretados e identificar los principales eventos geológicos. Sin embargo, existen incertidumbres y complicaciones adicionales debido al fallamiento de rumbo. En retrospectiva, el modelamiento estructural en 2D no es suficiente para describir el área.

En términos de identificación de despegues de falla, solo se identificó un despegue local utilizando el método ADS, asociado con la interpretación de la Falla de Cáchira. Sin embargo, es aún posible que la Falla de Cáchira exhiba un alto ángulo de buzamiento, similar a otras de las fallas de la línea sísmica Trasadina ANH-TR-2006-4A, que están asociadas a fallas normales reactivadas y fallas regionales de rumbo. Siendo así, tal vez los niveles de despegue se encuentren a una mayor profundidad, con base en modelos planteados de la CO (Horton et al., 2020; Tesón et al., 2013).



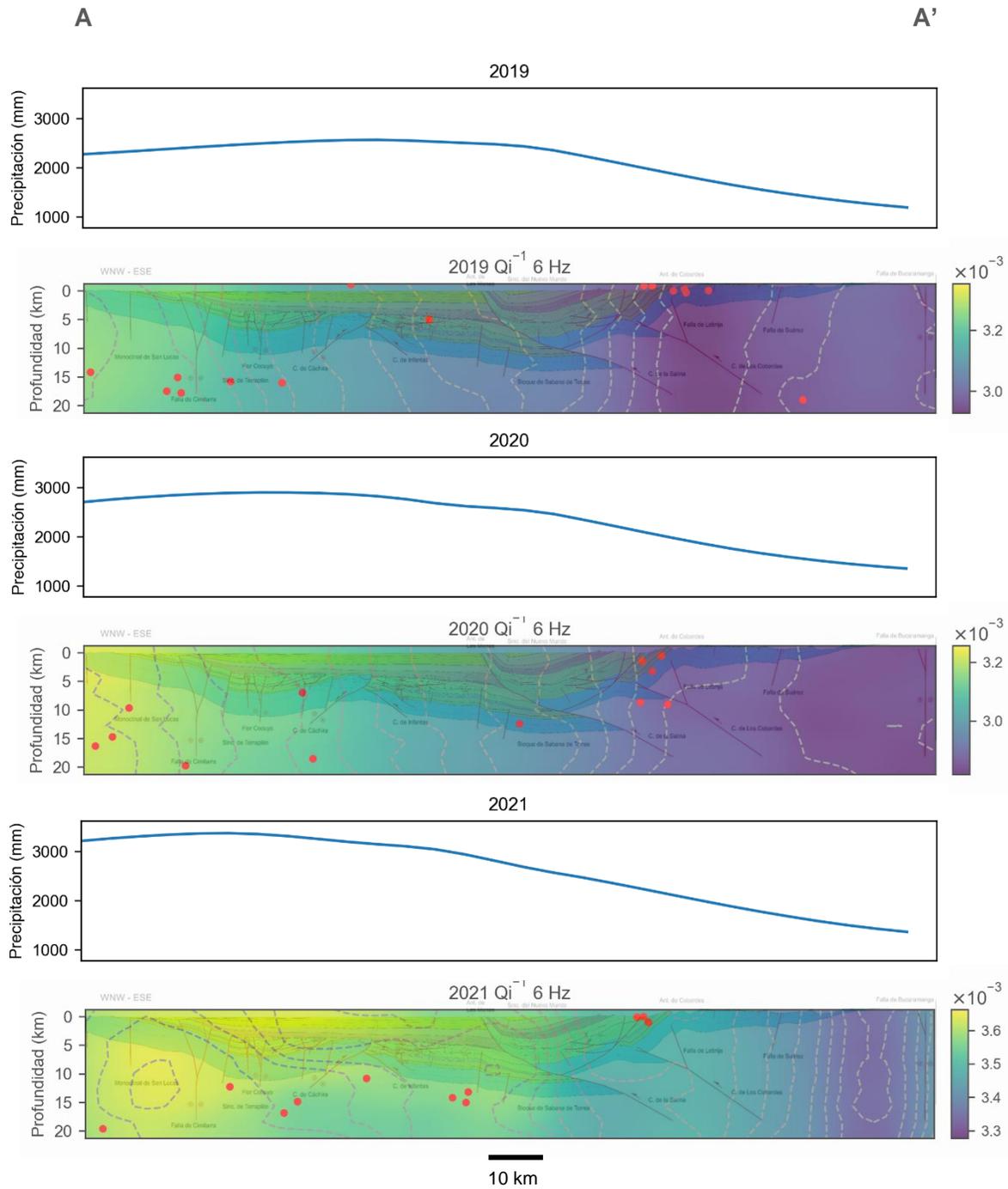
puede que tengan cierto control geológico. Los perfiles de atenuación sísmica intrínseca corresponden a la frecuencia de 6.0 Hz, por tanto, como se asume una velocidad sísmica promedio de 3.5 km/s para las ondas S, pueden ser representados rasgos con dimensiones aproximadamente de 600 m. De esta manera, los cambios en los rasgos geológicos pueden ser discernibles.

La distribución de los valores de  $Q_i^{-1}$  en el perfil sugiere que los contrastes son más fuertes en la dirección horizontal que en la vertical, lo cual podría relacionarse con la deformación dominante por fallas de rumbo regionales, tales como la Falla de Cimitarra y la Falla de Bucaramanga, que al ser fallas verticales parecen tener influencia en la distribución de la atenuación sísmica intrínseca, debido al recurrente patrón en varios de los años de análisis. Sin embargo, no se descarta que el método utilizado para la regionalización de los valores de atenuación sísmica tenga limitaciones para resaltar contrastes verticales y que un muestreo a mayor detalle permita identificar mejor esos cambios para las frecuencias más altas.

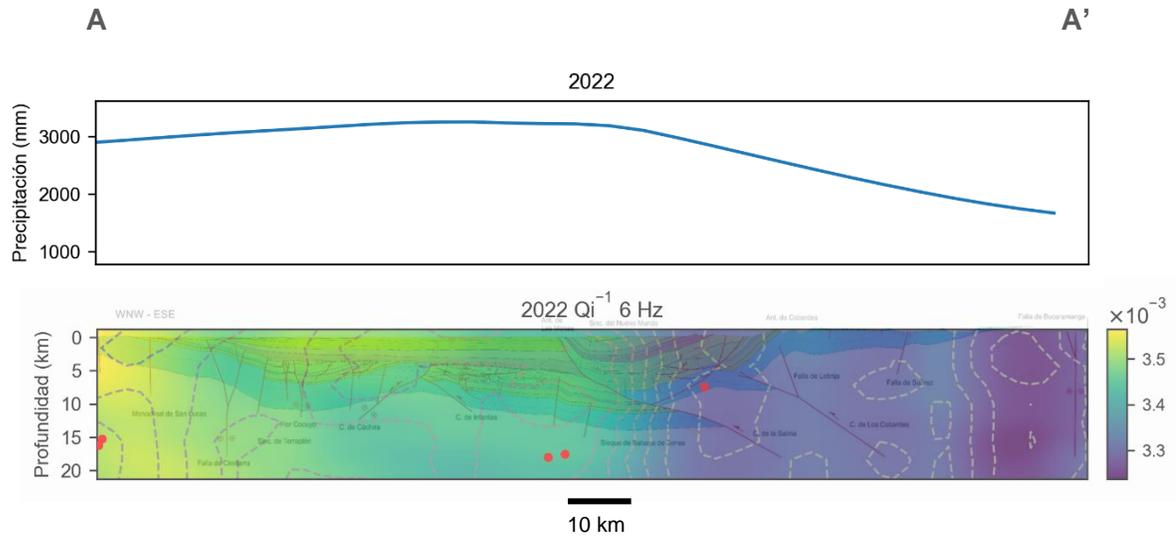
La Falla de Cimitarra, puede considerarse como rasgo limítrofe de la SSL en su margen este, que separa rocas de basamento jurásico de la cuenca sedimentaria del VMM (Ordóñez Carmona et al., 2009). El hecho de que hacia la SSL se evidencien los mayores valores de  $Q_i^{-1}$ , como fue mencionado anteriormente, se interpreta como una concentración fuerte de fluidos en esta región, a través de las diversas fallas de rumbo presentes que afloran en superficie. Dentro de los factores que posiblemente tengan influencia en esta concentración de fluidos, se puede mencionar la infiltración de la precipitación así como el flujo de agua subterránea en dirección este a oeste, presente en las rocas del Grupo Real (Cenozoico), considerado como acuífero principal de la región (Cañas et al., 2019). Como fue discutido anteriormente, esto puede tener relación con las ideas planteadas de tectónica activa reciente y altas tasas de levantamiento en la región, a partir de análisis morfoestructurales y geomorfológicos, con evidencias tales como control estructural de drenajes por fallas de rumbo dextrales y anomalías en métricas topográficas (García-Delgado & Velandia, 2020).



Figura 6-10: (Continuación)



**Figura 6-10:** (Continuación)



Teniendo en cuenta el dominio de  $Q_i^{-1}$  hasta profundidades que llegan a los 20 km, no se descarta que a estas profundidades existan otros factores que también tengan influencia en los resultados, tales como anomalías térmicas o fluidos profundos provenientes del manto (Kennedy et al., 1997).

La Falla de Bucaramanga también se puede interpretar como foco de aumento en  $Q_i^{-1}$  para los años 2018, 2021 y 2022; aunque la atenuación sísmica en este sector es menos dominante que en la SSL.

Considerando lo mencionado anteriormente, en el año 2018 se observó que los mayores valores de  $Q_i^{-1}$  migraron hacia el este y parecen estar cerca de la Falla La Salina, lo que se interpreta como un foco de concentración de agua que puede ser relacionable con el aumento de la precipitación en el 2017 en el área del VMM.

Así mismo, para los años 2021 y 2022, se presentan los mayores valores de  $Q_i^{-1}$  hacia la parte central del VMM, esto se puede relacionar con el aumento de la precipitación que se evidencia desde el año 2020 y en este caso,  $Q_i^{-1}$  tiende a concentrarse en una zona más dispersa, en cercanía de la Falla de Cáchira.

## 6.5 Modelo conceptual de variación en atenuación sísmica en el VMM

Se propone un modelo a partir de las observaciones realizadas, donde se evidencia la distribución de la atenuación sísmica intrínseca en los años 2016, 2017 y 2018 y se relacionan sus cambios a través del tiempo en relación con la dinámica de los fluidos más influyentes en el área a partir de los datos analizados (Figura 6-11). Como se discutió anteriormente, la precipitación muestra una mayor relación con los cambios en los valores de atenuación sísmica intrínseca, sugiriendo zonas con mayor concentración de fluidos. Las variaciones en la distribución de los valores de  $Q_i^{-1}$  parecen relacionarse con el retraso de tiempo de la infiltración de la precipitación, aunque no se descarta la influencia de otros factores relacionados con la dinámica en la distribución de los fluidos del subsuelo. Con base en el análisis anual realizado con los datos en este estudio, se observan relaciones entre la precipitación junto con los valores de  $Q_i^{-1}$ , con cambios que parecen reflejarse en el año siguiente, sin embargo una ciclicidad a un intervalo de tiempo mayor no ha de ser descartada. A su vez, se considera la SSL como una región de concentración importante de agua, donde la distribución de los valores de  $Q_i^{-1}$  parece tener control por la Falla de Cimitarra. Por otra parte, cuando los mayores valores de precipitación migran hacia el este en el VMM, fallas como la Falla La Salina y la Falla de Bucaramanga parecen concentrar el incremento de valores de  $Q_i^{-1}$ .

**Figura 6-11:** Modelo conceptual para los años **A.** 2016, **B.** 2017 y **C.** 2018, donde se observa la distribución de  $Q_i^{-1}$  en vista de planta y de perfil, en coincidencia con el perfil geológico de la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A de ANH & SGC (2016). La flecha azul indica hacia donde se presenta el aumento de precipitación. Fuente: Elaboración propia con el uso de las librerías *GemGIS* y *PyVista*.

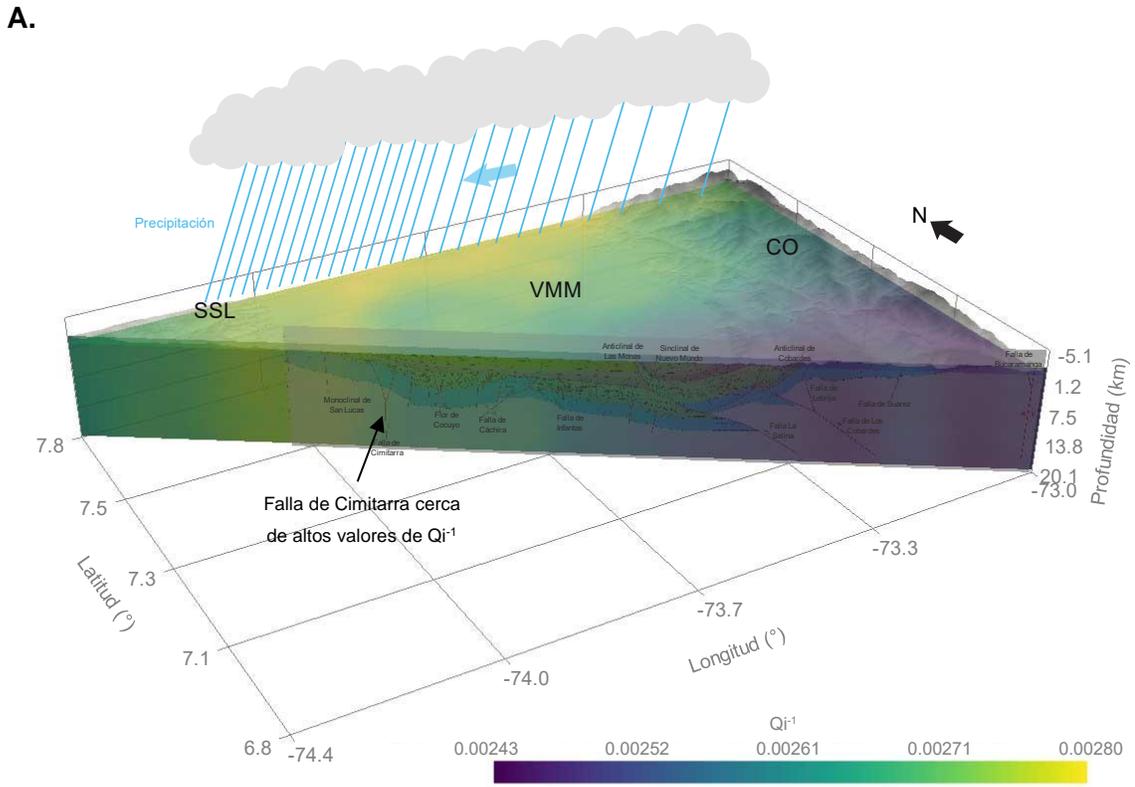
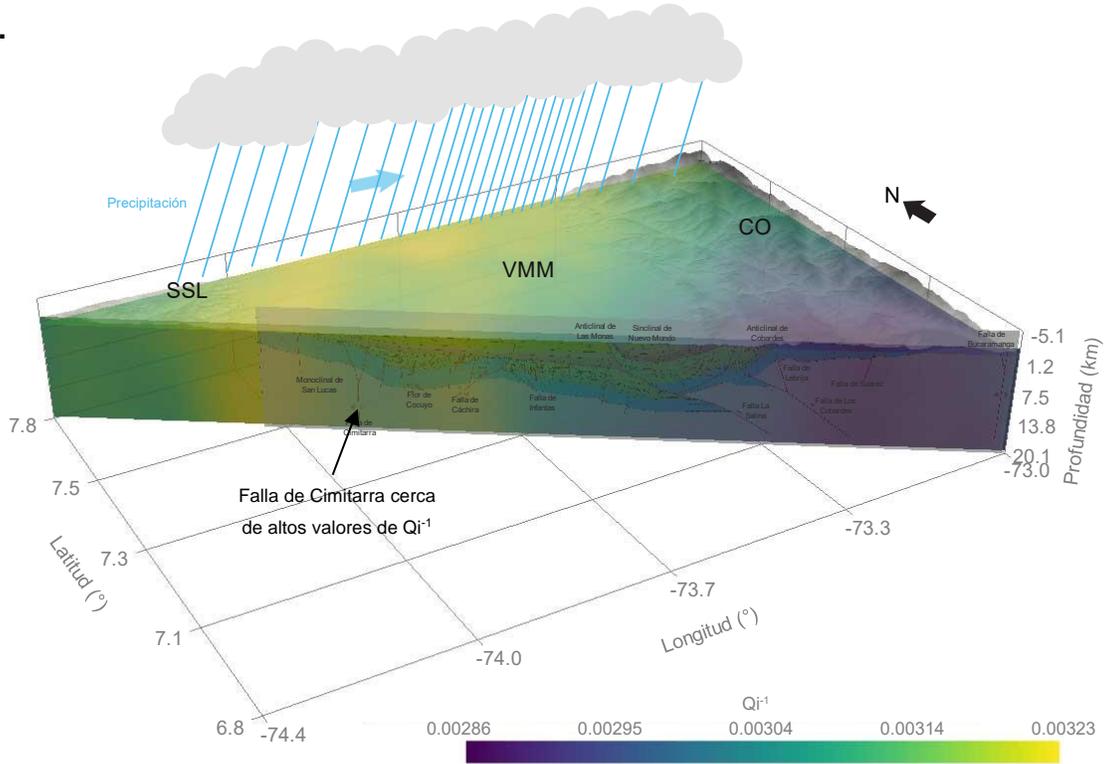
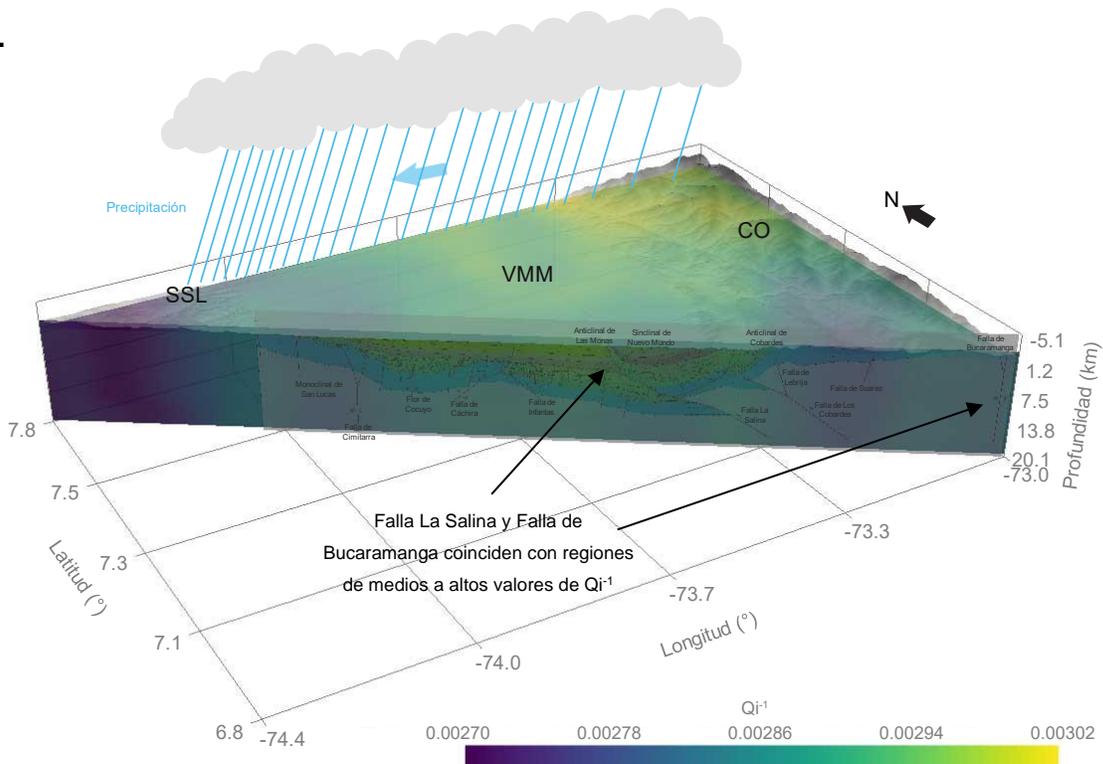


Figura 6-11: (Continuación)

B.



C.



## 7. Conclusiones y recomendaciones

Las estimaciones realizadas de atenuación sísmica evidencian que la atenuación sísmica intrínseca es dominante para todas las frecuencias sobre la atenuación sísmica dispersiva en el área de estudio en el VMM, indicando una influencia importante de la presencia de fluidos.

A partir de las imágenes de tomografía de atenuación sísmica generadas con el método propuesto, se pudo observar las diferentes distribuciones de los valores en la región, a diferentes frecuencias, agrupados en intervalos anuales desde el 2016 al 2022. Se evidencian patrones diferenciables, aunque también repetitivos en algunos casos, que son reflejo de un medio con bastantes heterogeneidades, donde la distribución de fluidos, las diferencias litológicas entre las unidades geológicas parecen tener una influencia importante en el comportamiento de las ondas sísmicas.

La atenuación intrínseca tiende a ser dominante en la región de la SSL y el norte del VMM, donde el rol de fluidos, en particular de las precipitaciones parece ser importante. Estos fluidos parecen concentrarse en fallas de rumbo regionales, tales como la Falla de Cimitarra como foco de procesos de absorción intrínseca de la corteza frente al paso de las ondas sísmicas. Estas zonas de falla pueden estar sometidas a un posible aumento en la presión de poro que promueve el flujo de fluidos en profundidad, así como una lubricación que incentiva la actividad tectónica reciente. A su vez, esta lubricación puede ser influyente en el hecho de que las magnitudes de los eventos sísmicos en su mayoría no son grandes, que se asocia a una liberación de energía sísmica constante. Se encontró una relación entre las variaciones de la precipitación junto con la distribución de la atenuación sísmica intrínseca, planteando un retraso de tiempo entre ellas por efecto del tiempo de infiltración en el subsuelo; sin embargo, no se descarta la existencia de otros procesos que incidan en estos resultados, tales como anomalías térmicas o fluidos del

manto. La atenuación dispersiva tiende a ser dominante en la región sur en el VMM, posiblemente relacionada con la dispersión generada por la heterogeneidad asociada a las fallas geológicas presentes y contrastes litológicos entre las rocas sedimentarias y el basamento cristalino.

De este estudio queda cierta incertidumbre frente a la identificación de anomalías de atenuación sísmica asociadas a las inyecciones de agua por recobro mejorado. Tal vez se presente una limitación asociada a la escala del fenómeno donde un análisis con sismos a frecuencias mucho más altas y con un muestreo de datos a mayor resolución permita delinear zonas correlacionables con estos procesos, teniendo en cuenta que ya se han llevado a cabo estudios son sísmica activa y de pozos, a frecuencias que llegan hasta 70 Hz. Adicionalmente, la detección de microsismos puede ayudar a delinear estas zonas, lo cual requiere de instrumentos con mayor sensibilidad.

El modelamiento realizado con la línea sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A permitió validar la interpretación como referencia para la integración con los resultados de los cálculos de atenuación sísmica, identificando relaciones principalmente con las principales fallas regionales como la Falla de Cimitarra, la Falla La Salina y la Falla de Bucaramanga. Esta sección también evidencia la importancia que cobran los movimientos de rumbo en la región, lo cual fue limitante para lograr un balanceo geológico, donde un modelamiento en 3D es más adecuado.

Adicionalmente, los resultados podrían tener una mayor resolución, considerando una malla de muestreo más detallada, acorde para cada frecuencia, pero ello implica un costo computacional bastante grande. Así mismo, un mayor número de estaciones sismológicas con una mayor sensibilidad de instrumentos ayudaría a reducir la incertidumbre y tener resultados con variaciones más contrastantes de la atenuación sísmica en profundidad.

Futuros estudios enfocados al entendimiento de la dinámica de los fluidos del subsuelo en la región, a un nivel detallado con evidencias directas, son necesarios para entender la

infiltración que se presenta en la SSL y el VMM, que permitan corroborar los planteamientos y resultados expuestos.

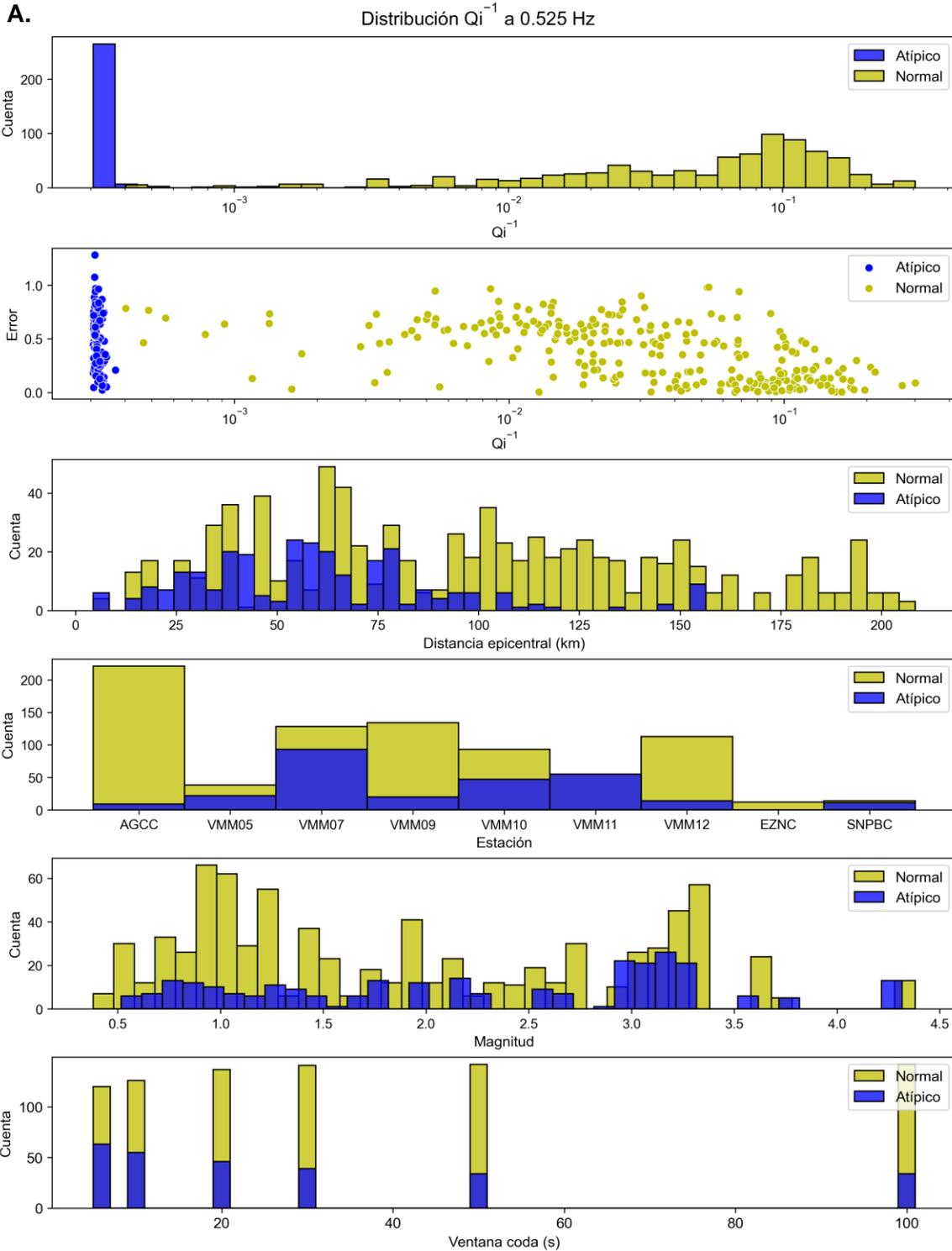
En este trabajo fue propuesto un método alternativo para la regionalización de los valores de  $Q^{-1}$ , sujeto a ser validado y comparado con técnicas más convencionales.



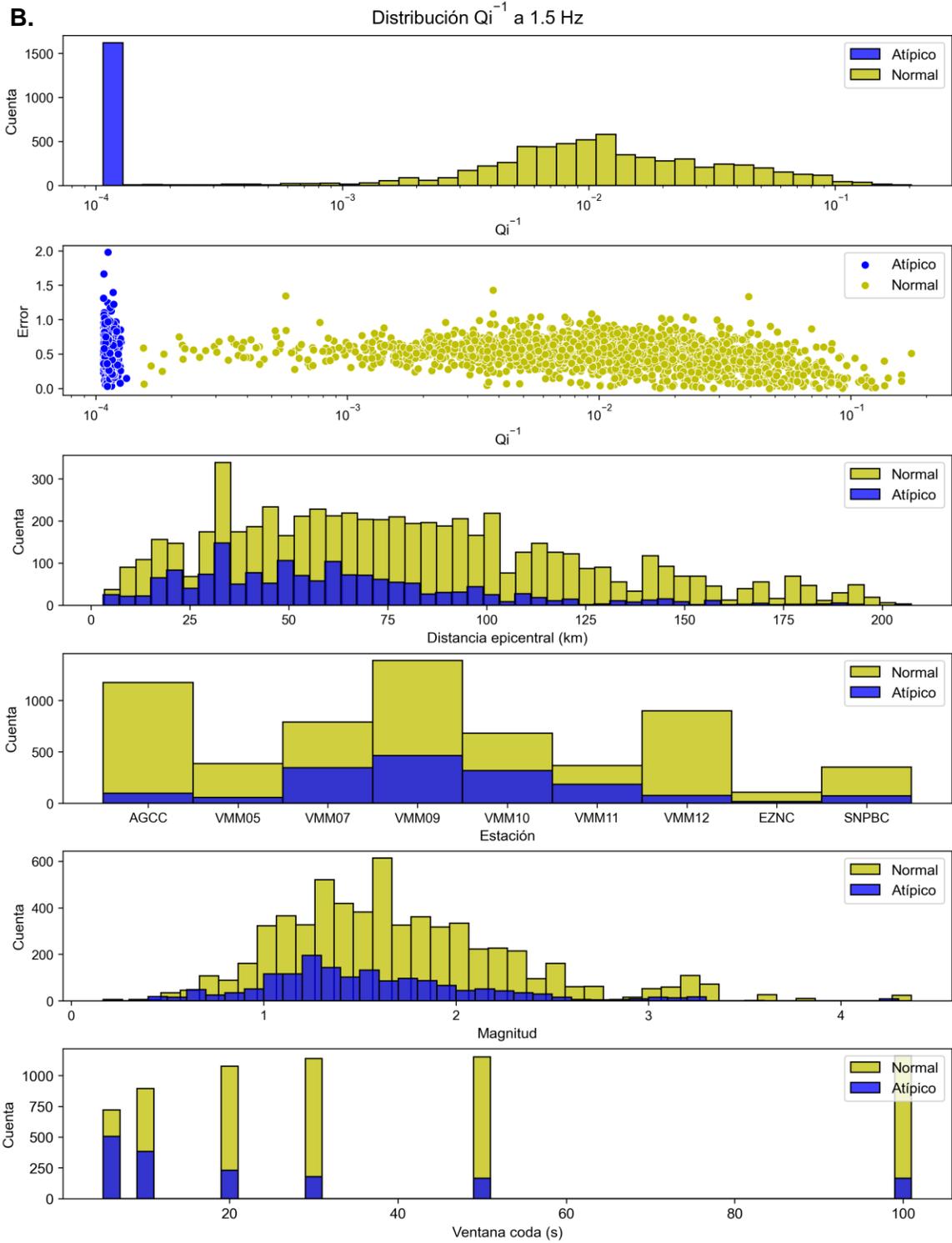
## **A. Apéndice: Análisis de distribuciones de $Q_i^{-1}$**

A continuación, se presentan las figuras relacionadas con el análisis de las distribuciones de  $Q_i^{-1}$ , donde se identifican bajos valores atípicos para todas las frecuencias. En las gráficas asociadas, se puede observar que, con respecto a los valores con distribución logarítmica normal, los valores atípicos no presentan una variación en tendencias con respecto a su error de inversión, ni frente a las distancias entre los eventos, ni las estaciones receptoras, ni las magnitudes de los eventos. Sin embargo, al analizar las ventanas coda, se encuentra un patrón en el cuál estos valores tienden a tener una cuenta mayor para las ventanas más pequeñas. De igual manera, al considerar la cuenta de estos valores para las diferentes frecuencias, se observa que tienden a ocurrir en mayor número a en las frecuencias más bajas que en las más altas.

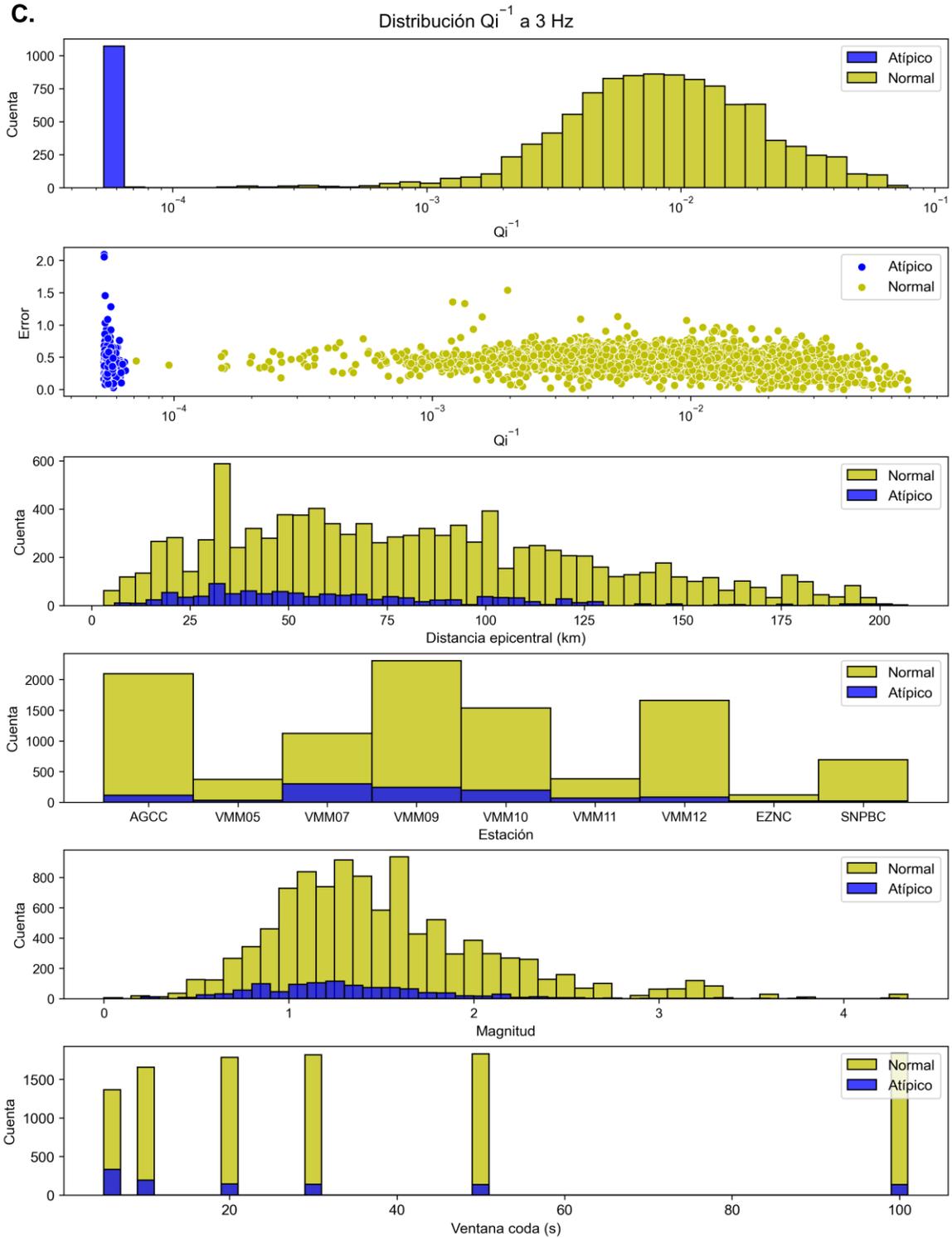
**Apéndice A:** Gráficas de distribuciones de  $Q_i^{-1}$  para el análisis de valores atípicos en las diferentes frecuencias. **A.** 0.525 Hz. **B.** 1.5 Hz. **C.** 3 Hz. **D.** 6 Hz. **E.** 12 Hz. **F.** 24 Hz. Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*.



**Apéndice A:** (Continuación).



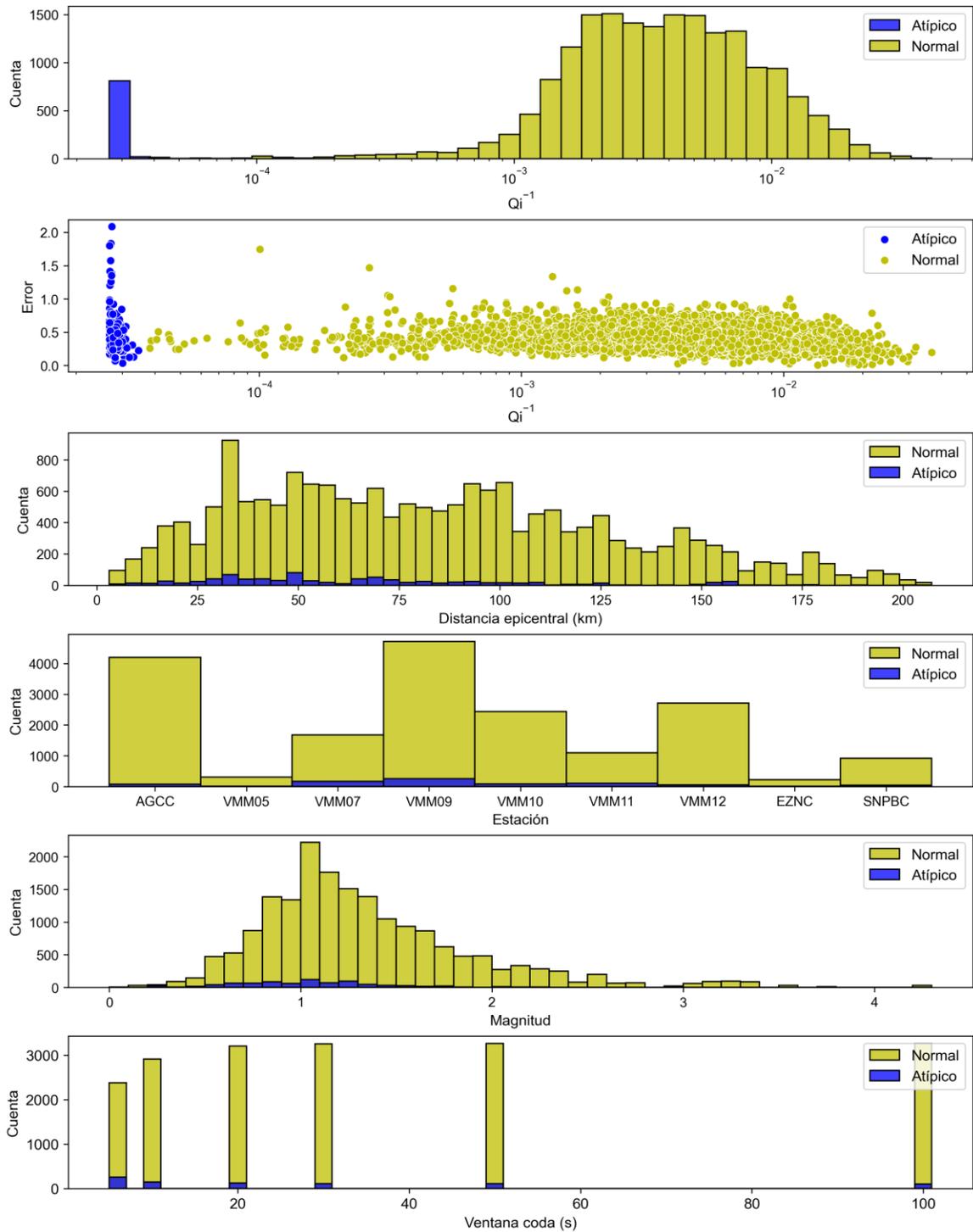
Apéndice A: (Continuación).



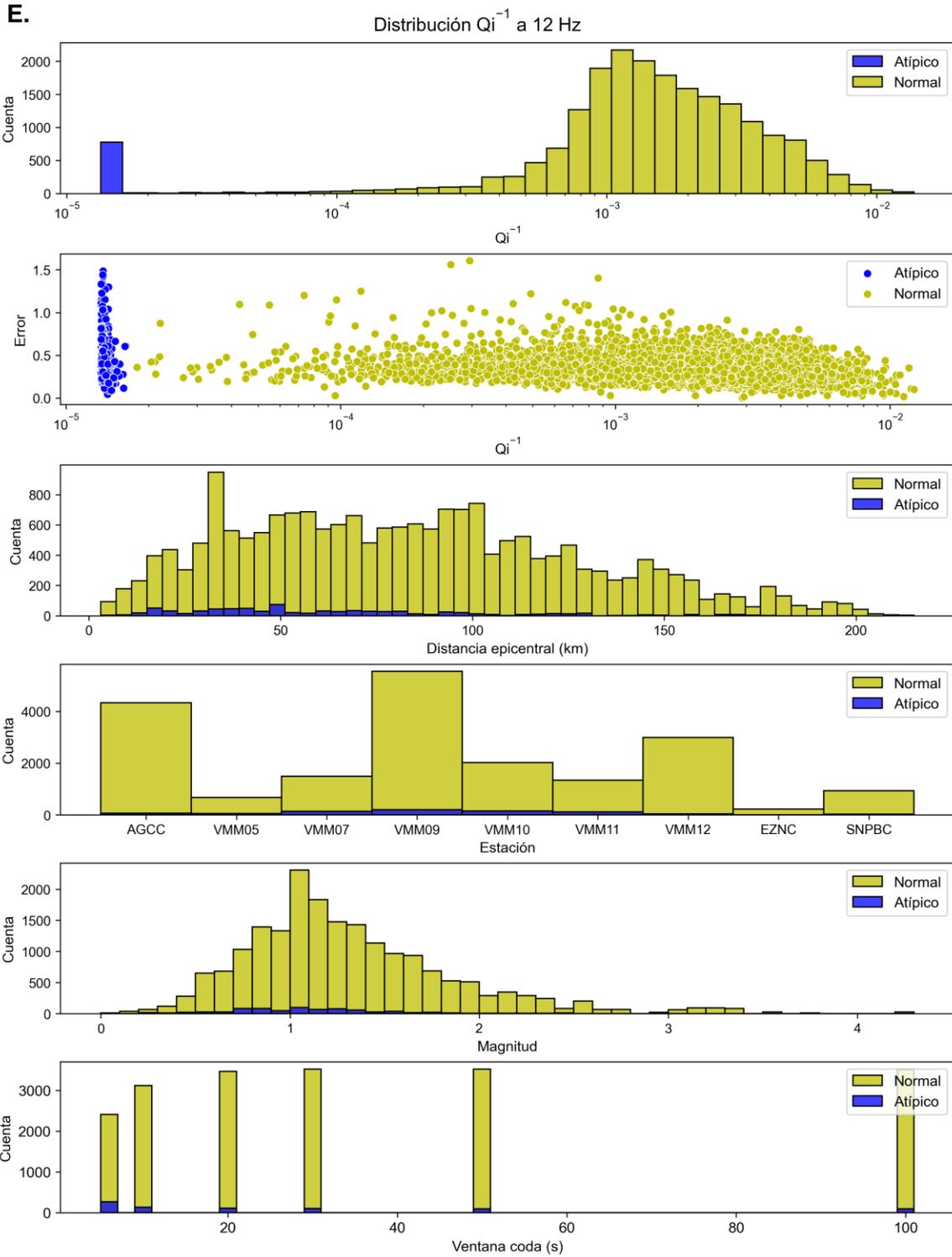
**Apéndice A:** (Continuación).

**D.**

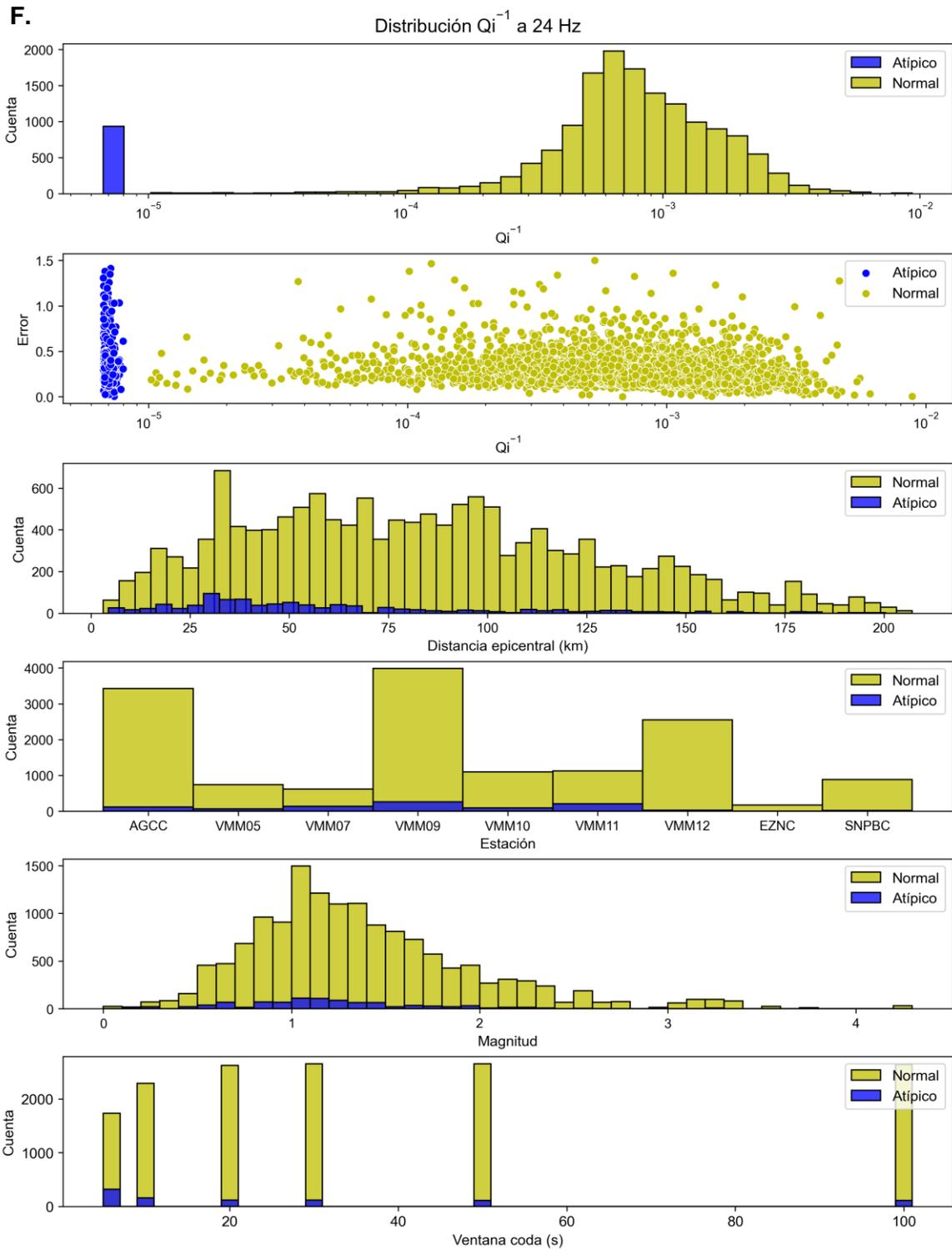
Distribución  $Q_i^{-1}$  a 6 Hz



Apéndice A: (Continuación).



**Apéndice A:** (Continuación).

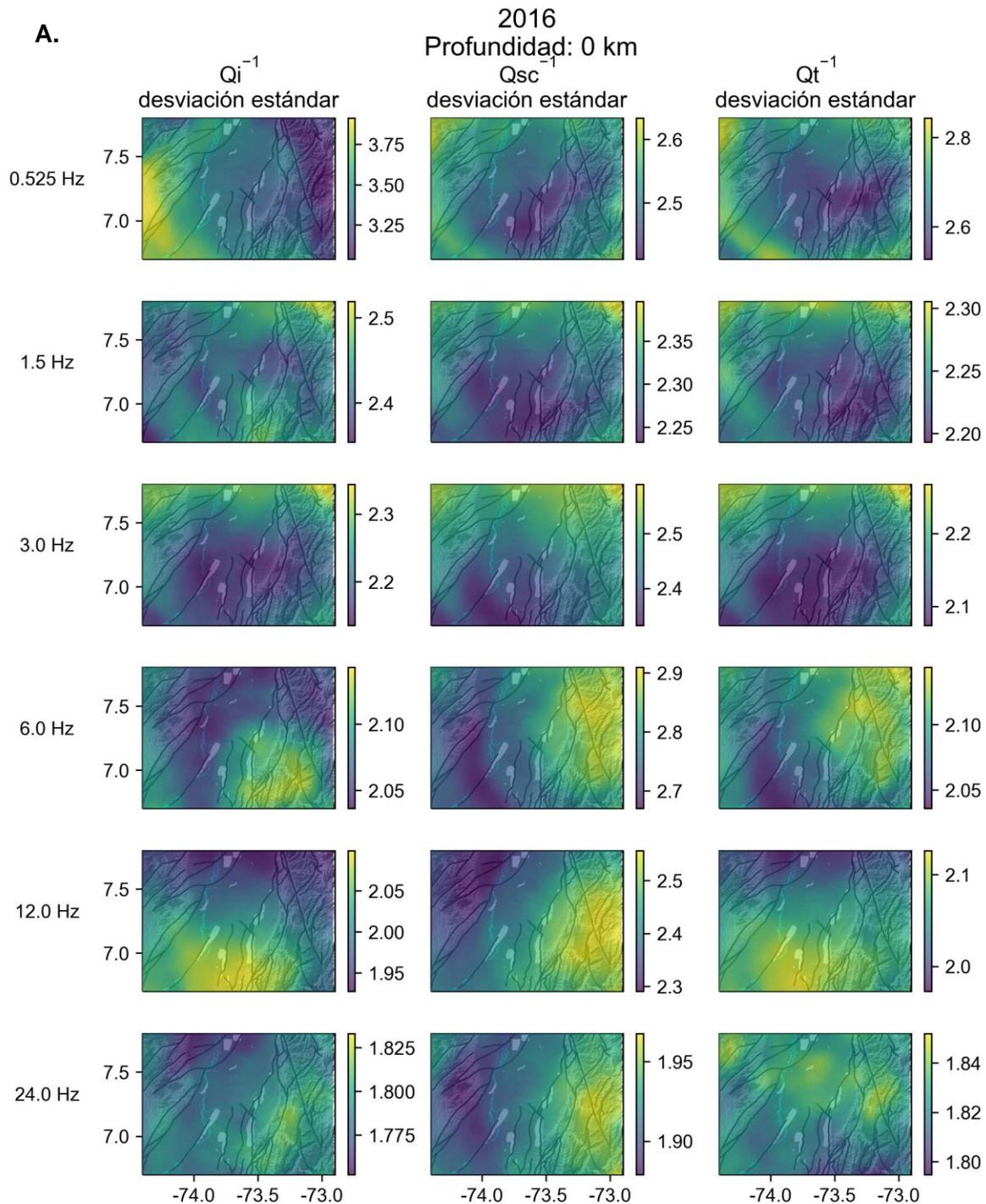




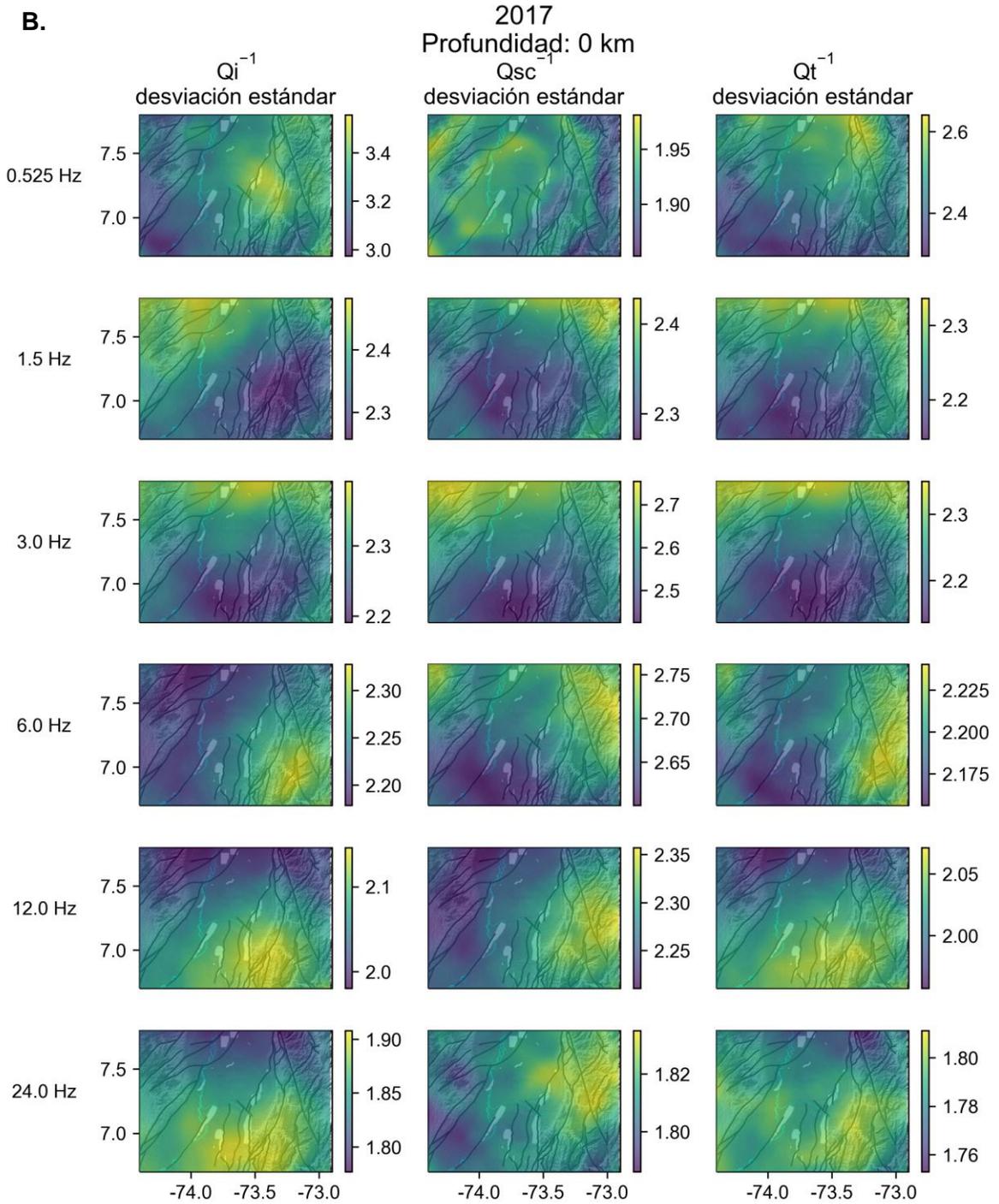
## **B. Apéndice: Mapas de desviación estándar de valores de tomografía de atenuación sísmica promedio**

A continuación, se presentan los mapas de desviación estándar correspondientes para las matrices de valores de atenuación sísmica promedio que fueron calculados como resultado para las tomografías.

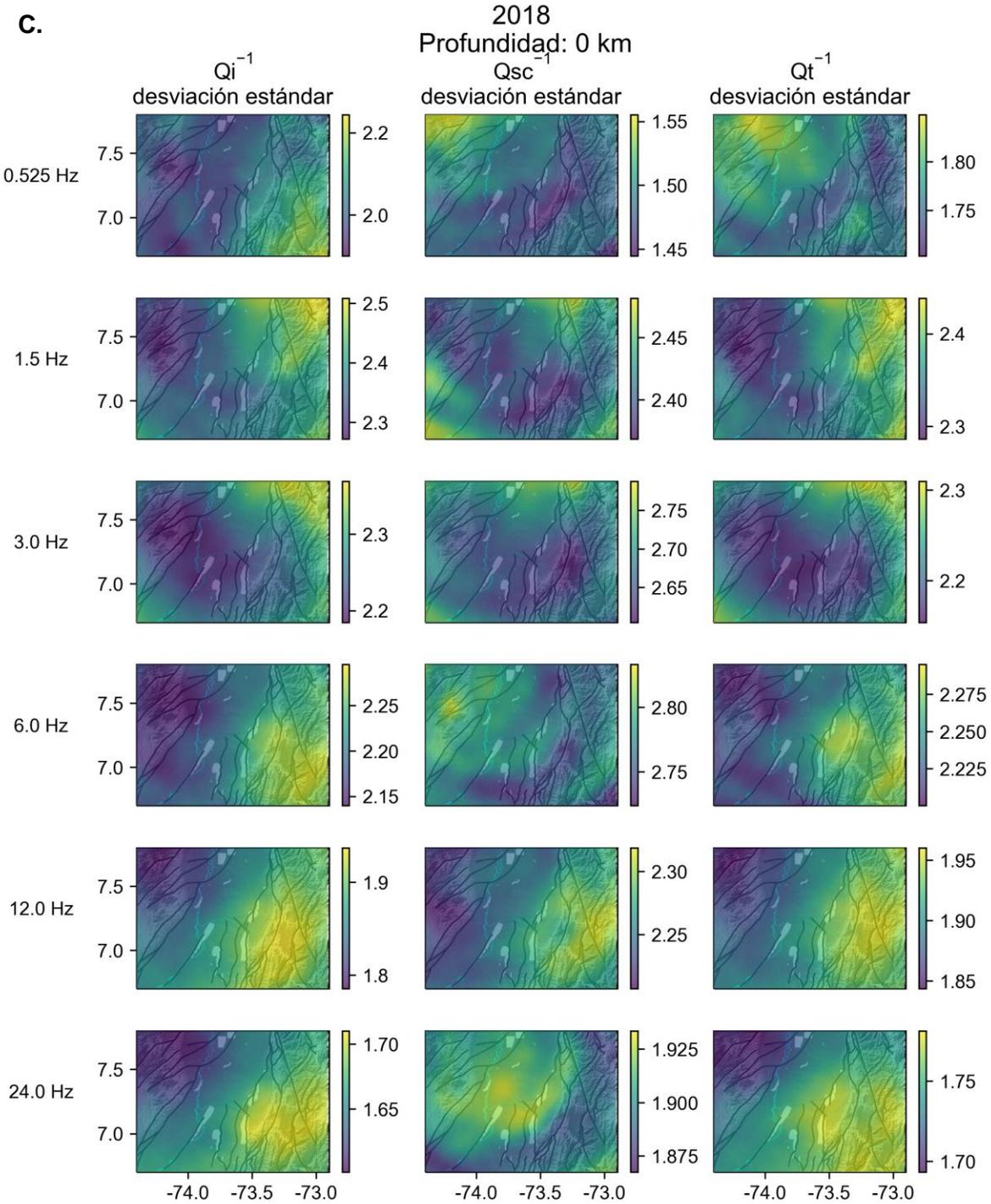
**Apéndice B:** Mapas de desviación estándar de valores promedio de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_{sc}^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  a la profundidad de 0 km con respecto al nivel del mar para todos los años del periodo 2016-2022 (A-G). Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*.



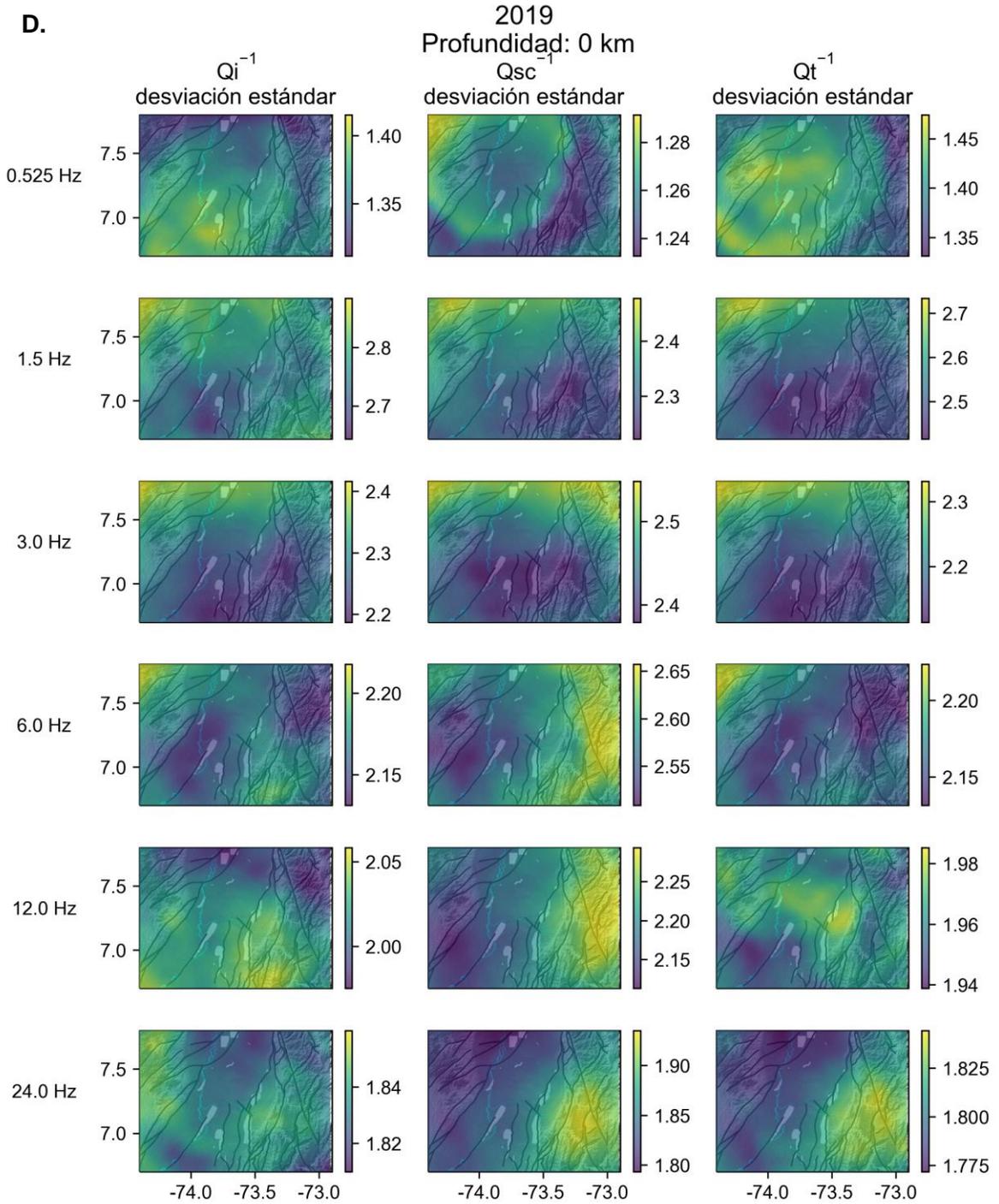
**Apéndice B:** (Continuación).



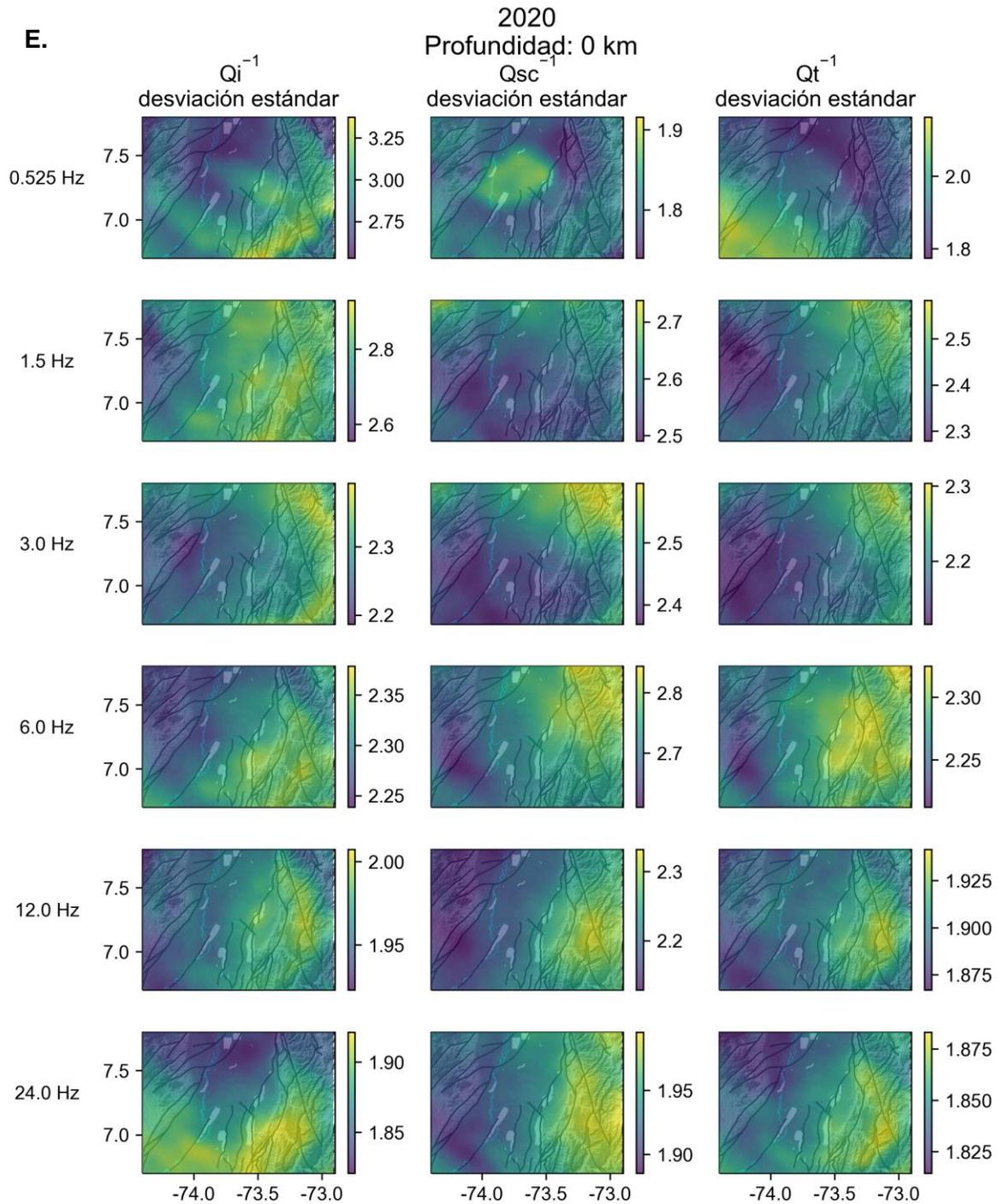
## Apéndice B: (Continuación).



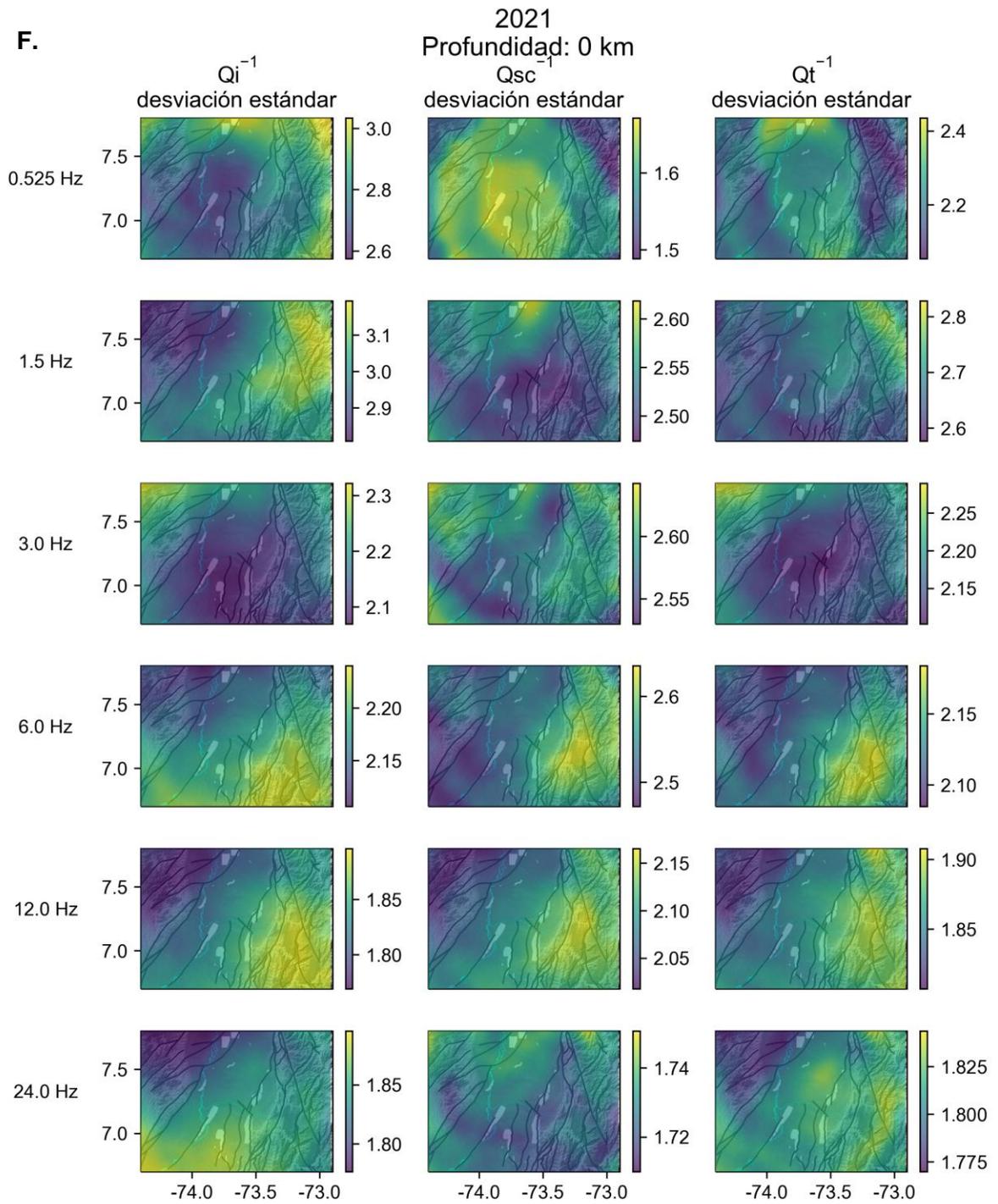
**Apéndice B:** (Continuación).



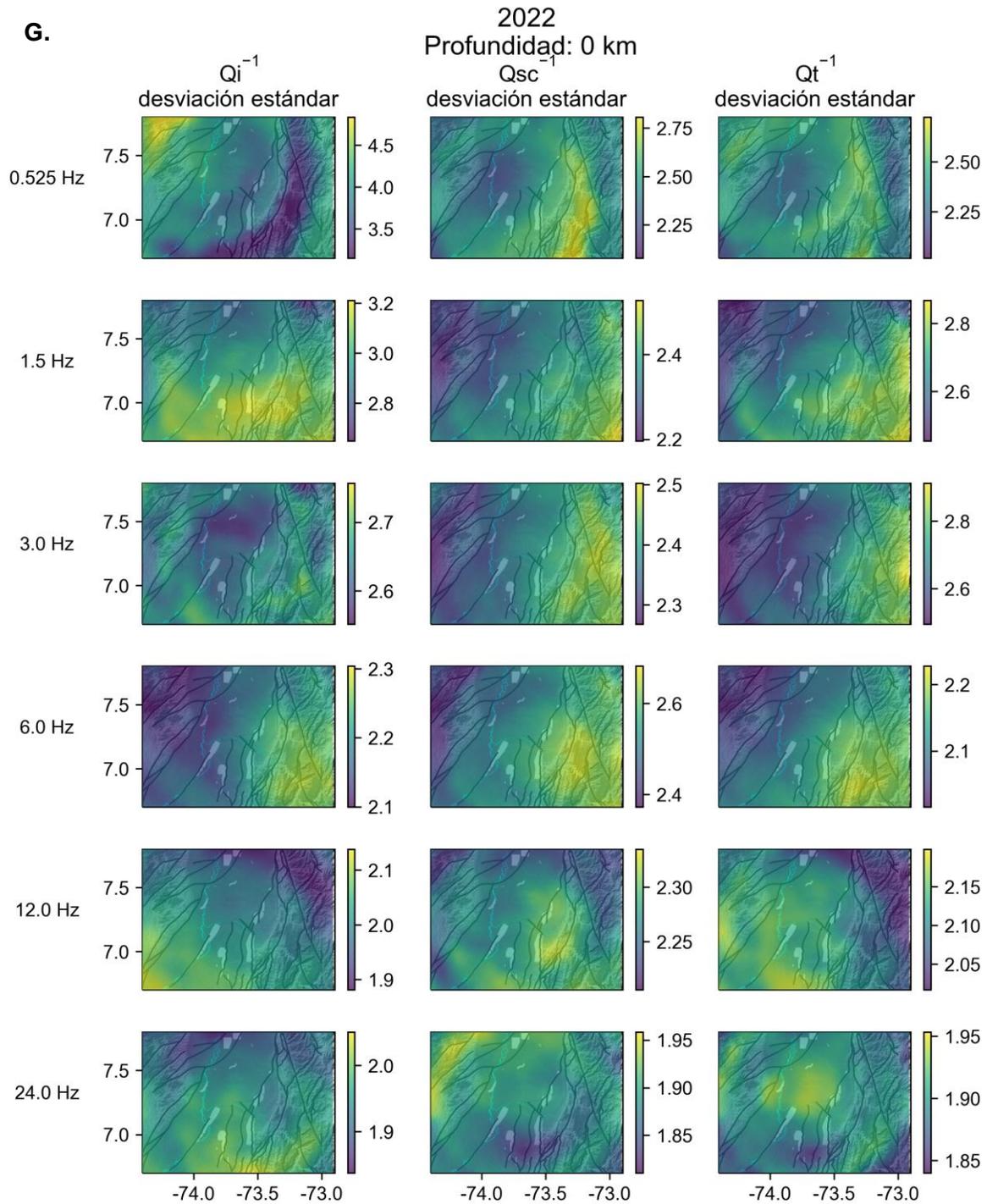
## Apéndice B: (Continuación).



**Apéndice B:** (Continuación).



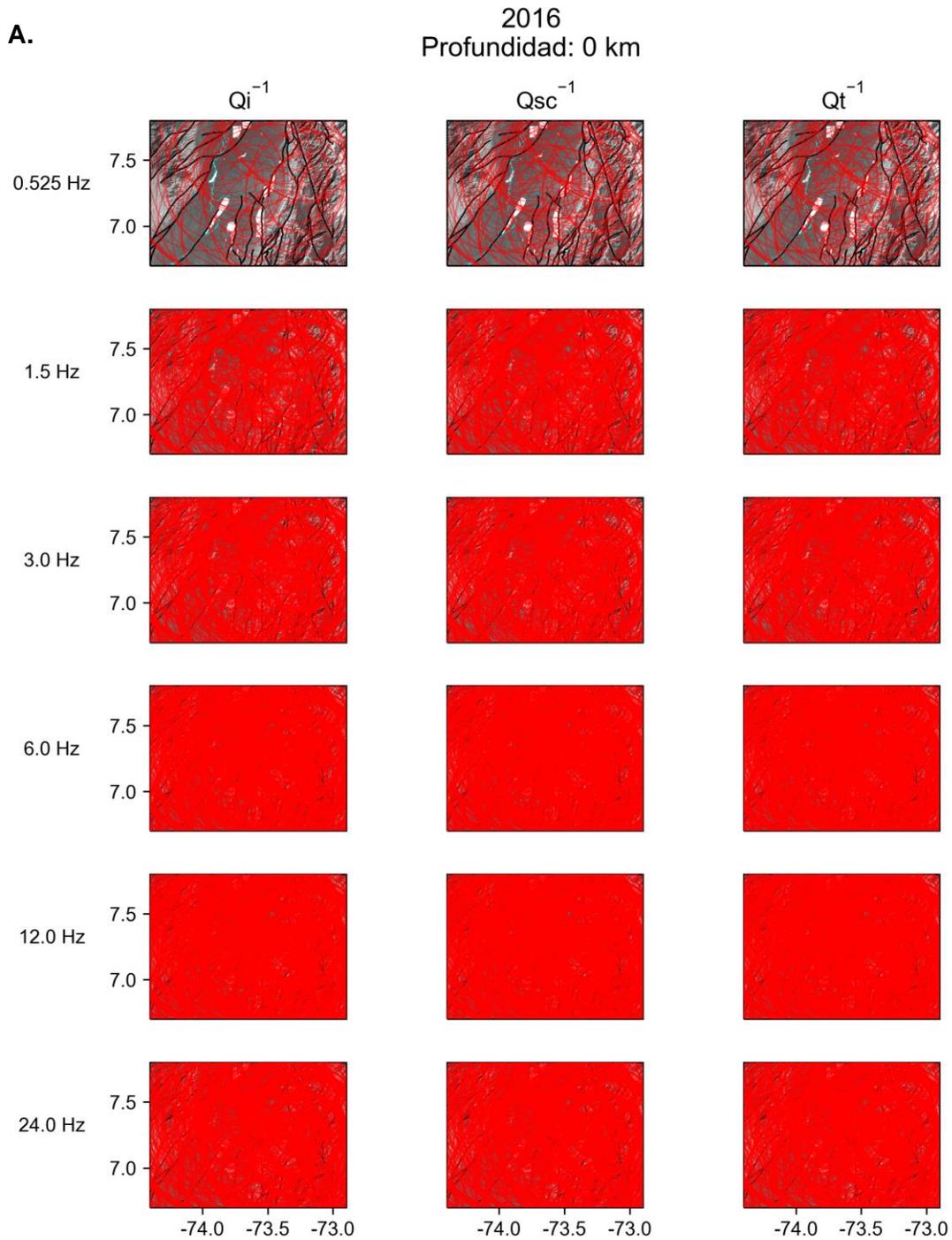
## Apéndice B: (Continuación).



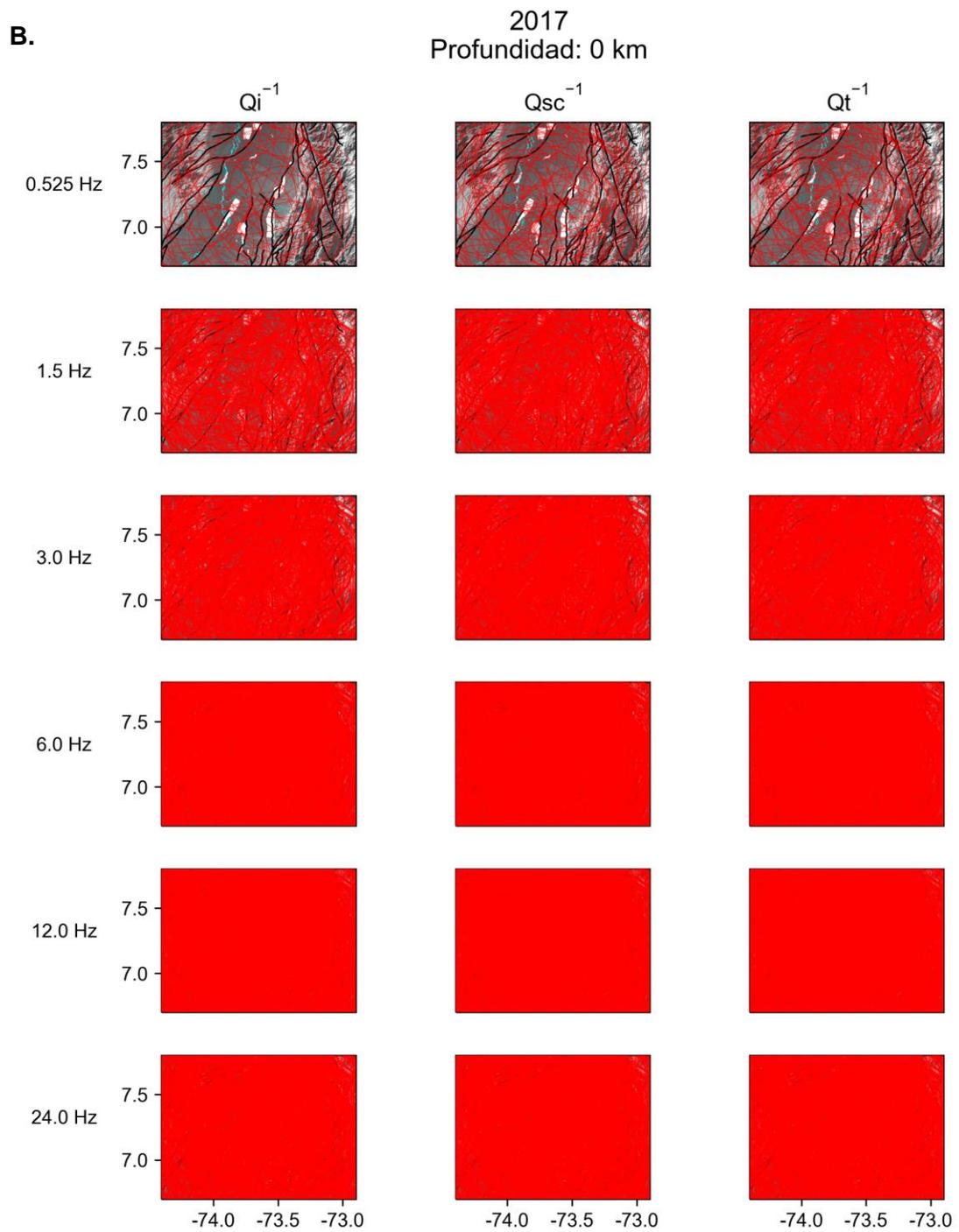
## **C. Apéndice: Mapas de elipses correspondientes a pares evento-estación**

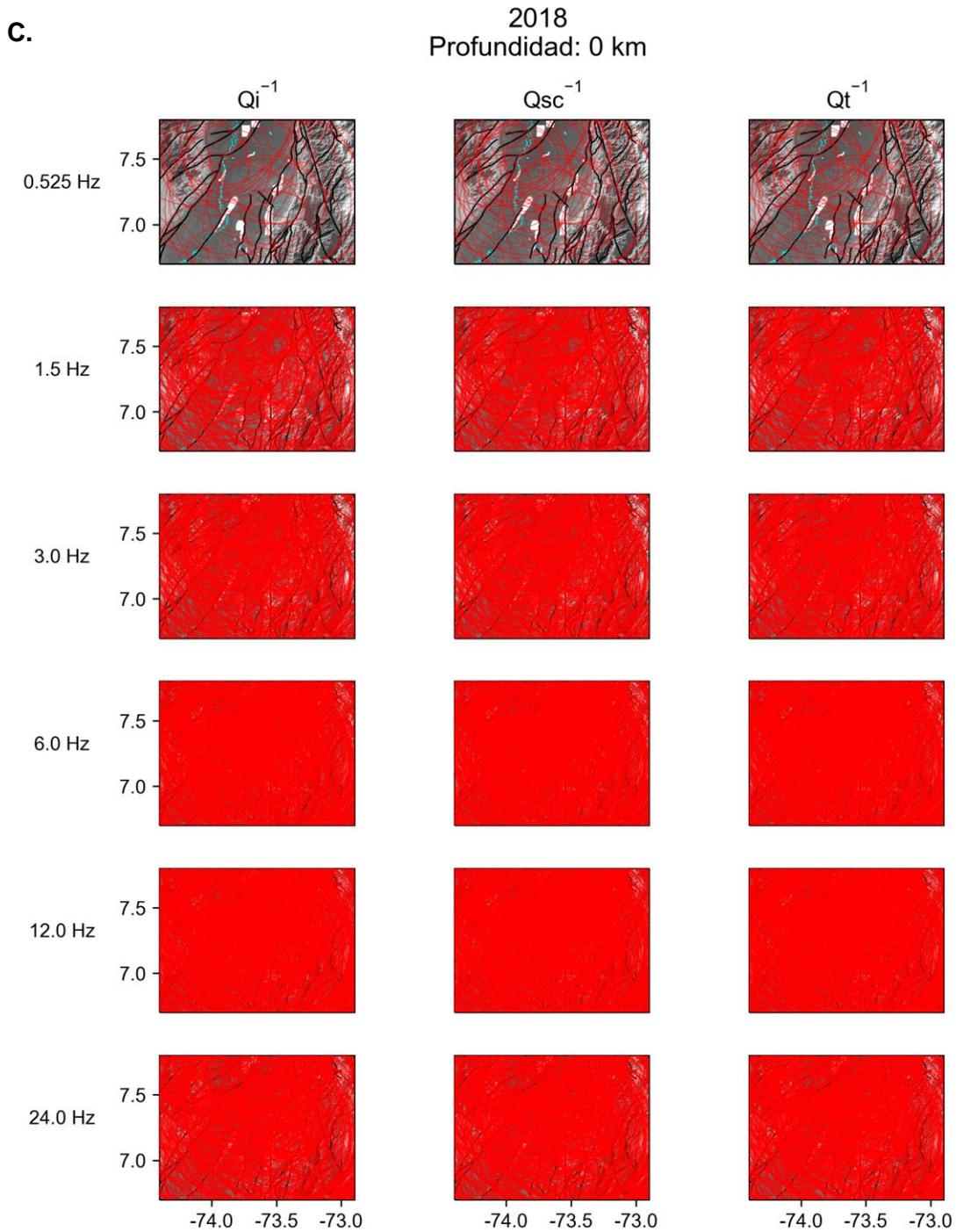
A continuación, se presentan los mapas de las elipses proyectadas a la profundidad de 0 km que corresponden con la región muestreada para cada par evento-estación.

**Apéndice C:** Mapas de elipses proyectadas de las regiones elipsoidales correspondientes para todos los pares evento-estación a la profundidad de 0 km, para todos los años del periodo 2016-2022 (A-G). Fuente: Elaboración propia con el uso de la librería *Matplotlib*.

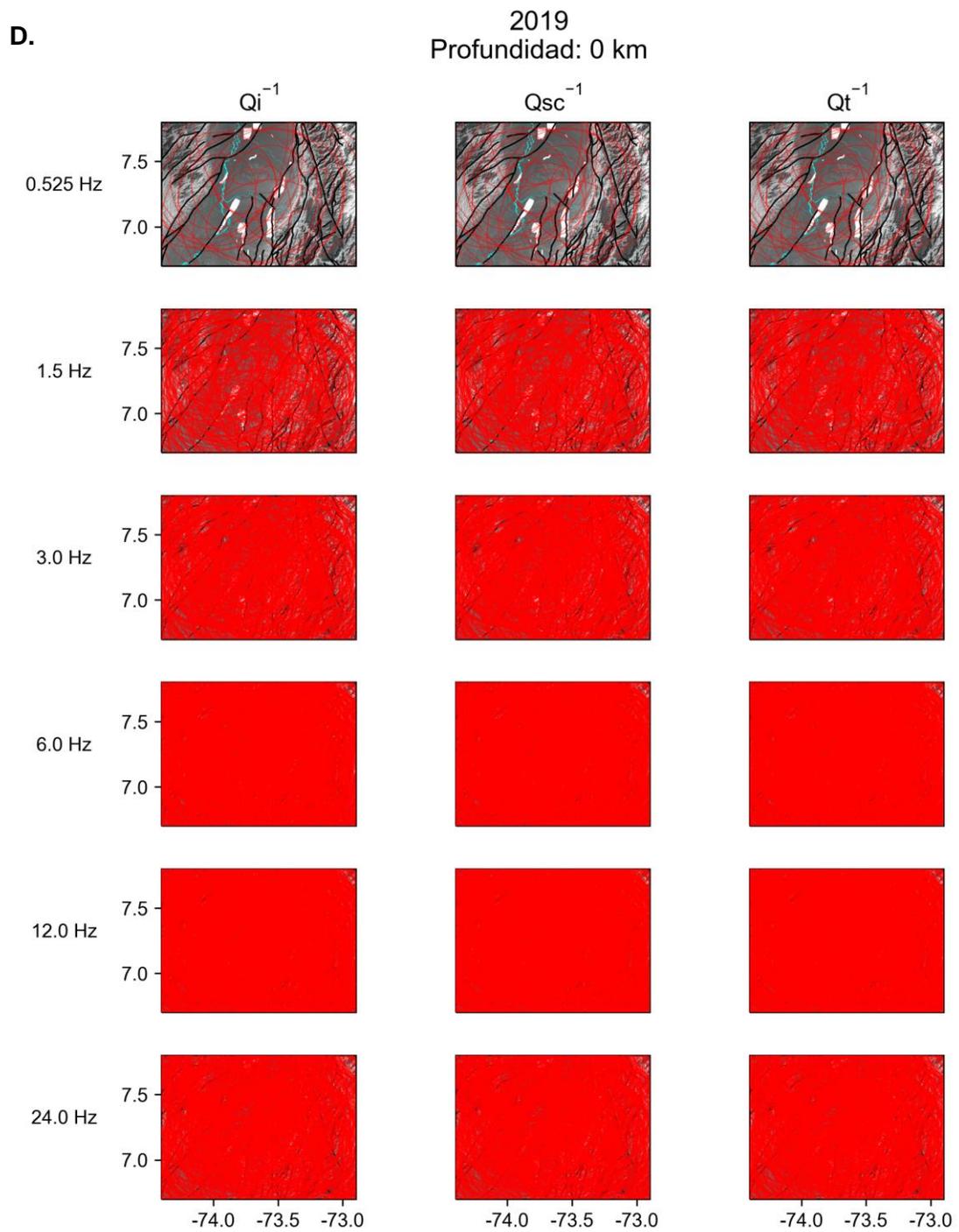


**Apéndice C:** (Continuación).

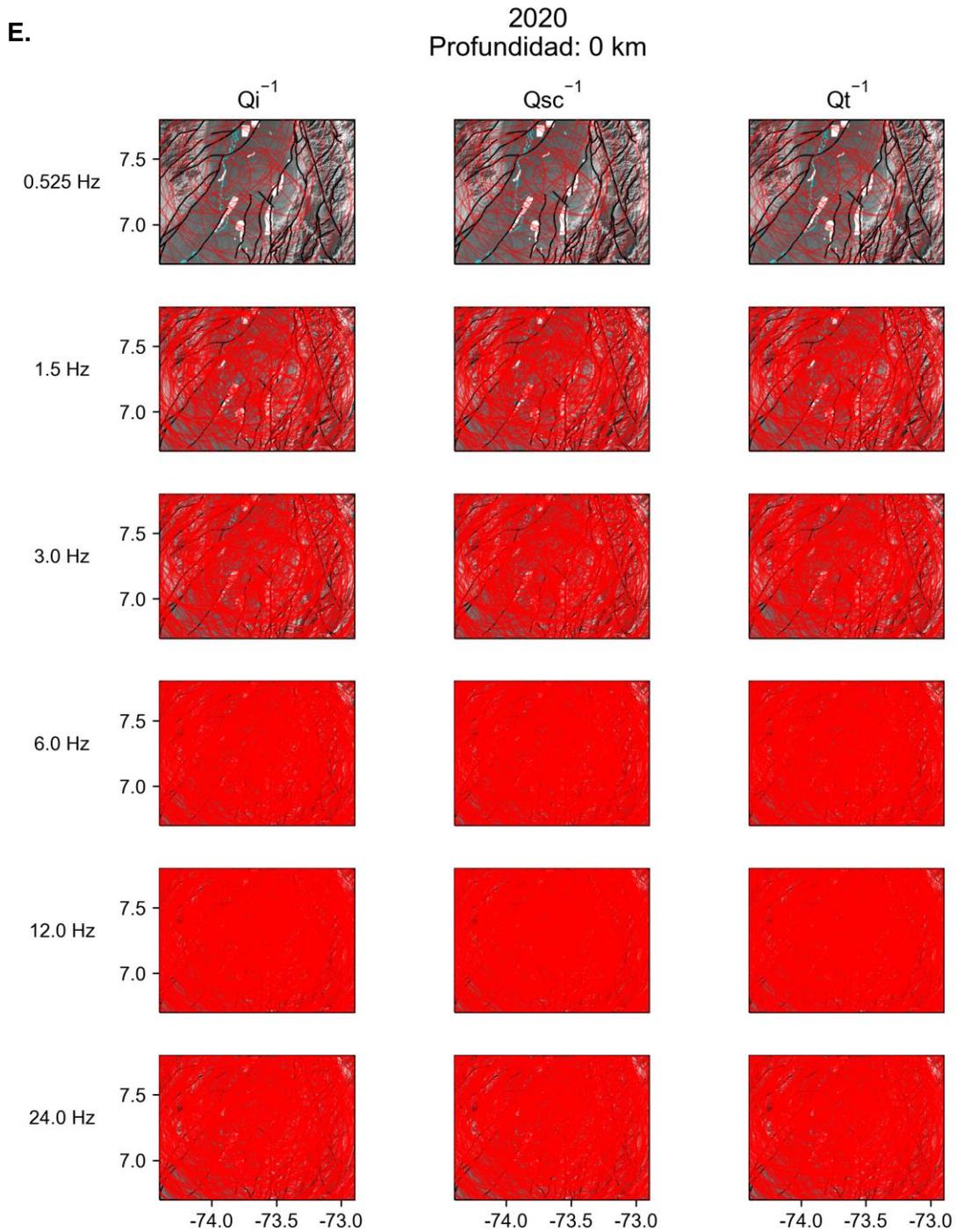


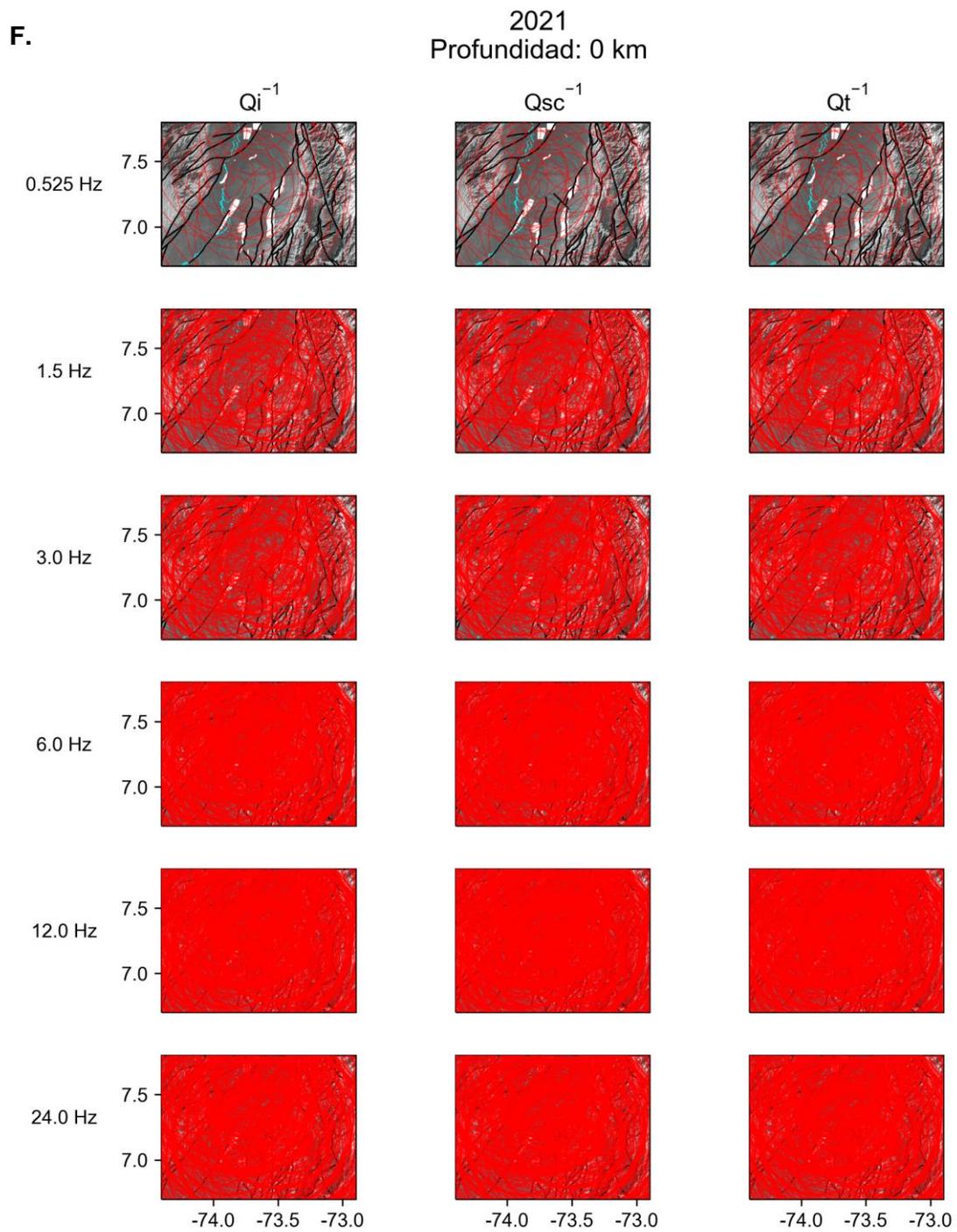
**Apéndice C:** (Continuación).

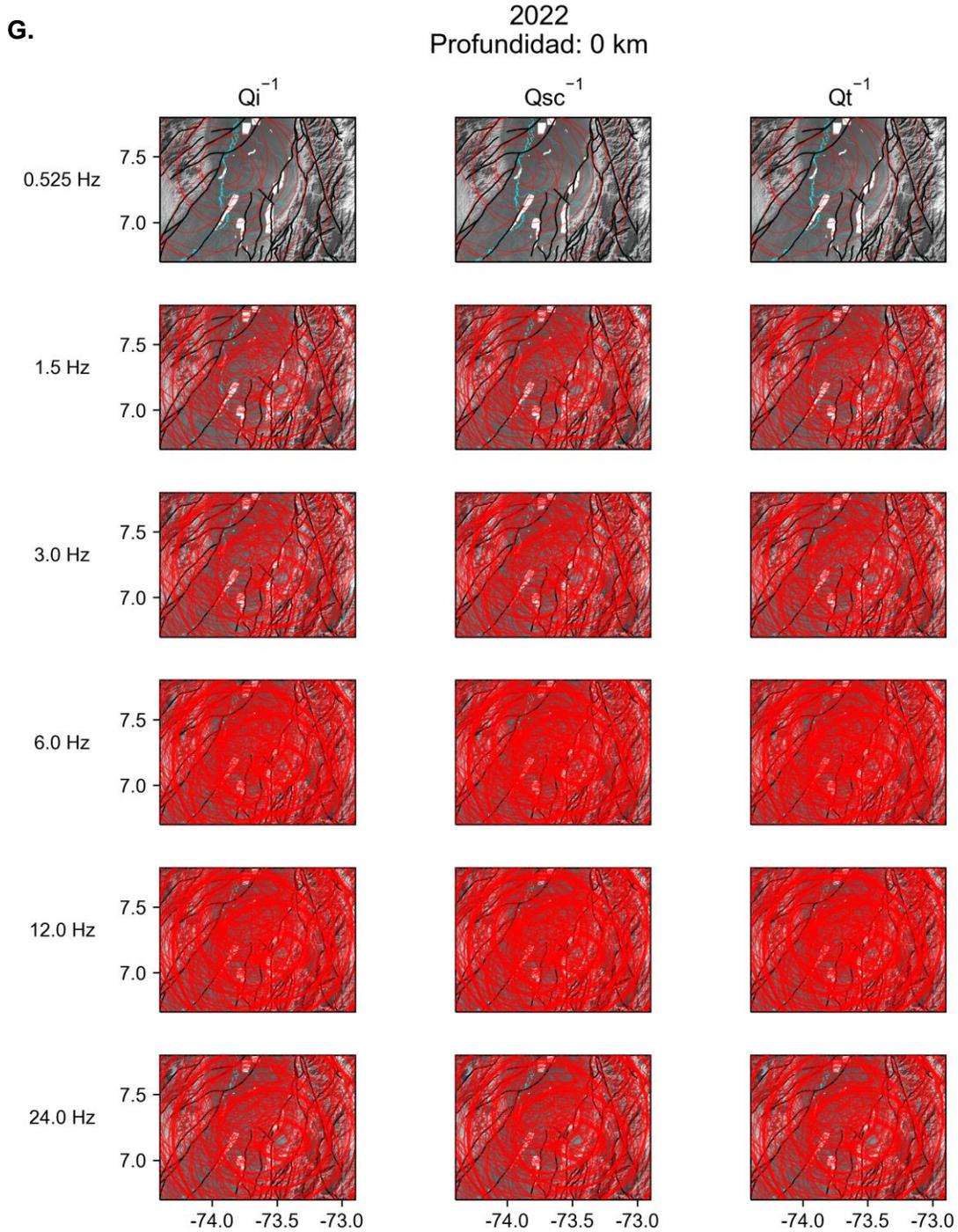
**Apéndice C:** (Continuación).



## Apéndice C: (Continuación).



**Apéndice C:** (Continuación).

**Apéndice C:** (Continuación).

## 8. Referencias bibliográficas

- Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH). (2018). *Datos de campos petroleros*.
- Aki, K. (1969). Analysis of the Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves. *Journal of Geophysical Research*, 74(2), 615–631.
- Aki, K., & Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80(23), 3322–3342. <https://doi.org/10.1029/JB080i023p03322>
- Angel-Martínez, C. E., Prieto-Grómez, G. A., Cristancho-Mejía, F., Sarmiento-Orjuela, A. M., Vargas-Quintero, J. A., Delgado-mateus, C. J., Toores-Rojas, E., Castelblanco-Ossa, C. A., Camargo-Rache, G. L., Amazo-Gómez, D. F., Cipagauta-Mora, J. B., Lucuara-Reyes, E. D., Ávila-López, K. L., Fracica-González, L. R., Martín-Ravelo, A. S., Atuesta-Ortiz, D. A., García-Romero, D. F., Triviño Cediél, R. J., Jaimes Villareal, V. N., & Alarcón Rodríguez, W. F. (2020). *Proyecto MEGIA: Modelo Geológico-Geofísico del Valle Medio del Magdalena. Producto No.5*.
- ANH, & SGC. (2016). *Informe final del Convenio interadministrativo 194 ANH-014 SGC, entre la Agencia Nacional de Hidrocarburos y el Servicio Geológico Colombiano*.
- Arias, A., & Vargas, R. (1978). Geología de las Planchas 86 Abrego y 97 Cáchira Escala 1:100000. *Boletín Geológico*, Vol. 23(2), 3–38.
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C., & Martínez, J. (2007). *Colombian Sedimentary Basins* (Issue June).
- Barton, N. (2007). *ROCK QUALITY, SEISMIC VELOCITY, ATTENUATION AND ANISOTROPY*. Taylor & Francis Group.
- Bouchaala, F., Ali, M. Y., Matsushima, J., Bouzidi, Y., Jouini, M. S., Takougang, E. M., & Mohamed, A. A. (2022). Estimation of Seismic Wave Attenuation from 3D Seismic Data: A Case Study of OBC Data Acquired in an Offshore Oilfield. *Energies*, 15(2), 1–17. <https://doi.org/10.3390/en15020534>

- Butler, R. W. H. (2013). Area balancing as a test of models for the deep structure of mountain belts, with specific reference to the Alps. *Journal of Structural Geology*, 52(1), 2–16. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.03.009>
- Cañas, H., Pérez, O., Ruíz, D., Herrera, W., Morales, C., & Alvarado, S. (2019). *Modelo hidrogeológico conceptual Valle Medio del Magdalena Planchas 108 y 119 Puerto Wilches, Barrancabermeja, Sabana de Torres y San Vicente de Chucurí*. 366. <https://srvags.sgc.gov.co/PortalWeb/ModeloHidrogeologicoVMM/Documento/PDF/InfoMHCVMMP108-119.pdf>
- Carboni, F., Back, S., & Barchi, M. R. (2019). Application of the ADS method to predict a “hidden” basal detachment: NW Borneo fold-and-thrust belt. *Journal of Structural Geology*, 118(August 2018), 210–223. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.10.011>
- Carcolé, E., & Sato, H. (2010). Spatial distribution of scattering loss and intrinsic absorption of short-period S waves in the lithosphere of Japan on the basis of the Multiple Lapse Time Window Analysis of Hi-net data. *Geophysical Journal International*, 180(1), 268–290. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04394.x>
- Chandrasekhar, S. (1960). *Radiative transfer*. Dover Publications. [https://doi.org/LK - https://worldcat.org/title/335528](https://doi.org/LK-https://worldcat.org/title/335528)
- Chiarabba, C., Piccinini, D., & de Gori, P. (2009). Velocity and attenuation tomography of the Umbria Marche 1997 fault system: Evidence of a fluid-governed seismic sequence. *Tectonophysics*, 476(1–2), 73–84. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.004>
- Cooper, M. A., Addison, R., Álvarez, M., Coral, R., Graham, A. ., Hayward, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. ., & Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79(10), 1421–1443.
- Dainty, A. M. (1981). A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *Geophysical Research Letters*, 8(11), 1126–1128. <https://doi.org/10.1029/GL008i011p01126>
- Del Pezzo, E., Ibañez, J., Prudencio, J., Bianco, F., & Siena, L. De. (2016). Absorption and scattering 2-D volcano images from numerically calculated space-weighting functions. *Geophysical Journal International*, 206(2), 742–756. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw171>

- Diao, Y., & Espinosa-Marzal, R. M. (2018). The role of water in fault lubrication. *Nature Communications*, 9(1), 2309. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04782-9>
- Egan, S. S., Buddin, T. S., Kane, S., & Williams, G. D. (1997). Three-dimensional modelling and visualisation in structural geology: New techniques for the restoration and balancing of volumes. *The 1996 Geoscience Information Group Conference On Geological Visualisation, Electron Geology, January 2016*, 67–82. <http://www.electronicjournals.co.uk/eg/pdf/EG1-7.pdf>
- Ellsworth, W. L. (2013). Injection-Induced Earthquakes. *Science*, 341(6142), 250–260. <https://doi.org/10.1126/science.1225942>
- Epard, J. L., & Groshong, R. H. (1993). Excess area and depth to detachment. In *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* (Vol. 77, Issue 8, pp. 1291–1302). <https://doi.org/10.1306/bdff8e66-1718-11d7-8645000102c1865d>
- Erslev, E. A. (1991). Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19(6), 617–620. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0617:TFPF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0617:TFPF>2.3.CO;2)
- Etayo-Serna, F. (1983). *Mapa de terrenos geológicos de Colombia (No. 14)* (P. G. Especial (ed.); 14th ed.). Ingeominas.
- Eulenfeld, T., & Wegler, U. (2016). Measurement of intrinsic and scattering attenuation of shear waves in two sedimentary basins and comparison to crystalline sites in Germany. *Geophysical Journal International*, 205(2), 744–757. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw035>
- Eulenfeld, T., & Wegler, U. (2017). Crustal intrinsic and scattering attenuation of high-frequency shear waves in the contiguous United States. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(6), 4676–4690. <https://doi.org/10.1002/2017JB014038>
- Fehler, M., Hoshiaba, M., Sato, H., & Obara, K. (1992). Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance. *Geophysical Journal International*, 108(3), 787–800. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb03470.x>
- Fonseca, H. A., Fuquen, J. A., Mesa, L. D. (UPTC), Talero, C. A. (UPTC), Pérez, O. G. (UPTC), Porras, J. J. (UPTC), & Gavidia, O. (UPTC). (2012). Cartografía geológica de la plancha 108 – “puerto wilches” escala 1:100.000. *Ingeominas*, 165.
- Foulger, G. R., Wilson, M. P., Gluyas, J. G., Julian, B. R., & Davies, R. J. (2018). Global review of human-induced earthquakes. *Earth-Science Reviews*, 178(January 2017),

438–514. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.008>

Gabrielli, S., Akinci, A., Ventura, G., & Napolitano, F. (2022). *Fast Changes in Seismic Attenuation of the Upper Crust due to Fracturing and Fluid Migration : The 2016 – 2017 Central Italy Seismic Sequence*. 10(June), 1–18. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.909698>

García-Delgado, H., & Velandia, F. (2020). Tectonic geomorphology of the Serranía de San Lucas (Central Cordillera): Regional implications for active tectonics and drainage rearrangement in the Northern Andes. *Geomorphology*, 349, 106914. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106914>

García, D. (2001). *Atenuación sísmica. Aplicación a terremotos intraplaca en México Central*. Universidad Complutense de Madrid.

Goebel, T. H. W., & Brodsky, E. E. (2018). The spatial footprint of injection wells in a global compilation of induced earthquake sequences. *Science*, 361(6405), 899–904. <https://doi.org/10.1126/science.aat5449>

Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., & Kelley, S. (2005). Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 117(5–6), 547–569. <https://doi.org/10.1130/B25454.1>

Gómez, L. A., Patiño, A., Renzoni, G., Beltrán, A., Quintero, C., & Manrique, M. (2008). *Cartografía Geológica y Muestreo Geoquímico escala 1:100.000 de las Planchas 119 Barrancabermeja, 134 Puerto Parra, 149 Puerto Serviez y 150 Cimitarra del Valle Medio del Río Magdalena* 11. 95. <http://aplicaciones1.sgc.gov.co/sicat/html/ConsultaBasica.aspx>

Greaves, R. J., & Fulp, T. J. (1987). Three-dimensional seismic monitoring of an enhanced oil recovery process. *Environment International*, 12(1–4), V–VI. [https://doi.org/10.1016/0160-4120\(86\)90083-8](https://doi.org/10.1016/0160-4120(86)90083-8)

Groshong, R. H. (2006). Structural Validation, Restoration, and Prediction. In *3-D Structural Geology* (2nd ed.). Springer.

Guerrero, J., Mejía-Molina, A., & Osorno, J. (2020). Biomicrite, Marlstone, and Shale Properties: Exploration of Nonconventional Hydrocarbons in the Cretaceous Colombian Back–Arc Basin. In J. G. Tapias & A. O. Pinilla-Pachón (Eds.), *The*

- Geology of Colombia* (Vol. 2, pp. 299–333). Publicaciones Geológicas Especiales 36. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.09>
- Guo, H., & Thurber, C. (2021). Double-difference seismic attenuation tomography method and its application to the Geysers geothermal field, California. *Geophysical Journal International*, 225(2), 926–949. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab017>
- Guzmán, R. (2011). Potential Resources of Unconventional Hydrocarbons in Colombia. In *ANH Unconventional Hydrocarbons Workshop* (pp. 1–13). Arthur D. Little, Inc.
- Harris, J. M., Yin, F., & Quan, Y. (1996). Enhanced oil recovery monitoring using P-wave attenuation. *1996 SEG Annual Meeting*, 1882–1885. <https://doi.org/10.1190/1.1826508>
- Hartiine, C. S., Walters, M. A., & Wright, M. C. (2015). Three-Dimensional structural model building, induced seismicity analysis, drilling analysis, and reservoir management at the geysers geothermal field, Northern California. *Transactions - Geothermal Resources Council*, 39(1), 603–614.
- Horton, B. K., Parra, M., & Mora, A. (2020). Construction of the Eastern Cordillera of Colombia: Insights from the sedimentary record. In Jorge Gómez & D. Mateus-Zabala (Eds.), *Paleogene-Neogene. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales* (Vol. 3, pp. 67–88). <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.03>
- Hoshiba, M., Sato, H., & Fehler, M. (1991). Numerical Basis of the Separation of Scattering and Intrinsic Absorption from Full Seismogram Envelope a Monte—Carlo Simulation of Multiple Isotropic Scattering. *apers in Meteorology and Geophysics*, 42, 65–91.
- Hudson, J. A. (1981). Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 64(1), 133–150. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb02662.x>
- Ingrain. (2012). Cuenca del Valle Medio del Magdalena - Integración Geológica de la Digitalización y Análisis de Núcleos. In *ANH*.
- Jimenez, G., López, O., Jaimes, L., & Mier Umaña, R. (2016). Variaciones en el estilo estructural relacionado con anisotropías de basamento en el Valle Medio del Magdalena. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 40(155), 312. <https://doi.org/10.18257/raccefyn.293>
- Johnston, D. H., Toksöz, M. N., & Timur, A. (1979). Attenuation of seismic waves in dry and

- saturated rocks: II. Mechanisms. *GEOPHYSICS*, 44(4), 691–711. <https://doi.org/10.1190/1.1440970>
- Julivert, M. (1968). Léxico estratigráfico. Colombia. *Union Internationale Des Sciences Géologiques*, V(4 a).
- Kammer, A., Piraquive, A., Gómez, C., Mora, A., & Velásquez, A. (2020). Structural Styles of the Eastern Cordillera of Colombia. In J. Gómez & D. Mateus-Zabala (Eds.), *Geology of Colombia* (Vol. 3, pp. 143–183). Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.06>
- Kane, S. J., Williams, G. D., Buddin, T. S., Egan, S. S., & Hodgetts, D. (1997). Flexural-slip based restoration in 3D, a new approach. *1997 AAPG Annual Convention Official Program A*, 58.
- Kennedy, B. M., Kharaka, Y. K., Evans, W. C., Ellwood, A., DePaolo, D. J., Thordsen, J., Ambats, G., & Mariner, R. H. (1997). Mantle fluids in the San Andreas fault system, California. *Science*, 278(5341), 1278–1281. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1278>
- Keranen, K. M., Weingarten, M., Abers, G. A., Bekins, B. A., & Ge, S. (2014). Sharp increase in central Oklahoma seismicity since 2008 induced by massive wastewater injection. *Science*, 345(6195), 448–451. <https://doi.org/10.1126/science.1255802>
- Knopoff, L. (1964). *Q. Reviews of Geophysics*, 2(4).
- Komatsu, M., Takenaka, H., & Oda, H. (2017). Three-dimensional P- and S-wave attenuation structures around the source region of the 2016 Kumamoto earthquakes 4. Seismology. *Earth, Planets and Space*, 69(1), 1–9. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0683-6>
- Leptokaropoulos, K., Rychert, C. A., Harmon, N., Schlaphorst, D., Grevemeyer, I., Kendall, J. M., & Singh, S. C. (2023). Broad fault zones enable deep fluid transport and limit earthquake magnitudes. *Nature Communications*, 14(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-023-41403-6>
- Liu, X., Zhao, D., & Li, S. (2014). Seismic attenuation tomography of the Northeast Japan arc: Insight into the 2011 Tohoku earthquake ( M w 9.0) and subduction dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2), 1094–1118. <https://doi.org/10.1002/2013JB010591>

- Londoño, J. M., Quintero, S., Vallejo, K., Muñoz, F., & Romero, J. (2019). Seismicity of Valle Medio del Magdalena basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 92(July 2018), 565–585. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.04.003>
- Londoño, J. M., Velásquez, L. V., & Bermudez, J. C. (2022). Seismic Wave Attenuation at Valle Medio Del Magdalena, Colombia. *SSRN Electronic Journal*, February. <https://doi.org/10.2139/ssrn.4066289>
- Lopez-Mir, B. (2019). Cross-Section Construction and Balancing: Examples From the Spanish Pyrenees. In *Problems and Solutions in Structural Geology and Tectonics* (1st ed., Vol. 5, Issue 1). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-814048-2.00001-6>
- Mantilla, L., Bernal, L., Clavijo, J., Pinto, J., Páez, L., Pérez, A., Quintero, I., Garcia, M., Correa, K., Serrano, J., Gaviria, J., Niz, L., Navas, G., Silva, A., Osorio, J., & Etayo, F. (2006a). *Memoria Explicativa de la Cartografía Geológica de la Plancha 85 Simití, Sur de los Departamentos de Bolívar y Cesar*.
- Mantilla, L., Bernal, L., Clavijo, J., Pinto, J., Páez, L., Pérez, A., Quintero, I., Garcia, M., Correa, K., Serrano, J., Gaviria, J., Niz, L., Navas, G., Silva, A., Osorio, J., & Etayo, F. (2006b). *MEMORIA EXPLICATIVA Plancha 96 BOCAS DEL ROSARIO, Sur de los Departamentos de Bolívar y Cesar y Noroeste del Departamento de Santander Bogotá*.
- Marshak, S., & Mitra, G. (1988). *Basic Methods of Structural Geology* (1st ed., Issue 1). Prentice Hall.
- Mavko, G. M., & Nur, A. (1979). Wave attenuation in partially saturated rocks. *GEOPHYSICS*, 44(2), 161–178. <https://doi.org/10.1190/1.1440958>
- McCaig, A. M. (1988). Deep fluid circulation in fault zones. *Geology*, 16(10), 867–870. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0867:DFCIFZ>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0867:DFCIFZ>2.3.CO;2)
- Mojica, J., & Franco, R. (1990). Estructura y Evolucion Tectonlca del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, 17(17), 41–64.
- Montaño, P. C., Nova, G., Bayona, G., Mahecha, H., Ayala, C., Jaramillo, C., & De La Parra, F. (2016). Análisis de secuencias y procedencia EN sucesiones sedimentarias de grano fino: Un ejemplo de la Formación Umir y base de la Formación Lisama, en el sector de Simacota (Santander, Colombia). *Boletín de Geología*, 38(1), 51–72. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016003>

- Morales, L. (1958). General geology and oil occurrences of middle Magdalena valley, Colombia: South America. In *AAPG Special Volumes* (pp. 641–695).
- Mount, V. S., Suppe, J., & Hook, S. C. (1990). A forward modeling strategy for balancing cross sections. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74(5), 521–531. <https://doi.org/10.1306/0c9b235d-1710-11d7-8645000102c1865d>
- Nagata, K., Nakatani, M., & Yoshida, S. (2008). Monitoring frictional strength with acoustic wave transmission. *Geophysical Research Letters*, 35(6), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2007GL033146>
- Ordóñez Carmona, O., Frantz, J. C., & Londoño, C. (2009). Serranía de San Lucas: Mineralizaciones auríferas, intrusiones de 1500 Ma, metamorfismo Grenville y magmatismo Jurásico. *XII Congreso Colombiano de Geología, October 2014*, 4. <https://doi.org/10.13140/2.1.2705.1525>
- Paasschens, J. C. J. (1997). Solution of the time-dependent Boltzmann equation. *Physical Review E - Statistical Physics, Plasmas, Fluids, and Related Interdisciplinary Topics*, 56(1), 1135–1141. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.56.1135>
- Patarroyo, P. (1997). Barremiano Inferior en la Base de la Formación Paja, Barichara, Santander - Colombia. *Geología Colombiana*, 22(0), 135–138.
- Prieto, G. A., Beroza, G. C., Barrett, S. A., López, G. A., & Florez, M. (2012). Earthquake nests as natural laboratories for the study of intermediate-depth earthquake mechanics. *Tectonophysics*, 570–571, 42–56. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.019>
- Prudencio, J., Del Pezzo, E., García-Yeguas, A., & Ibáñez, J. M. (2013). Spatial distribution of intrinsic and scattering seismic attenuation in active volcanic islands-I: Model and the case of tenerife Island. *Geophysical Journal International*, 195(3), 1942–1956. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt361>
- Pujades, L. G., Ugalde, A., Canas, J. A., Navarro, M., Badal, F. J., & Corchete, V. (1997). Intrinsic and scattering attenuation from observed seismic codas in the Almeria Basin (southeastern Iberian Peninsula). *Geophysical Journal International*, 129, 281–291. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.02.004>
- Pulli, J. (1984). Attenuation of Coda Waves in New England By. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(4), 1149–1166.

- <http://www.bssaonline.org/content/74/4/1149.short>
- Rolon, L., & Toro, J. (2003). Role of Extensional Structures in the development of the Middle Magdalena Valley Basin–Colombia. *VIII Simposio Bolivariano - Exploracion Petrolera En Las Cuencas Subandinas*, 161–167. <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=7904>
- Royero, M. J., & Clavijo, J. (2001). Memoria explicativa del mapa geológico generalizado del departamento de Santander, escala 1:400.000. *Ingeominas*, 256.
- Sanabria Umbacía, J. E., Poveda Niño, P. F., Castro García, R. H., & Arango Acevedo, M. A. (2012). *Modelamiento estadístico para la predicción analógica de reservas en los bloques sometidos al proceso de inyección de agua en las Cuencas Valle Medio del Magdalena, Catatumbo y Llanos Orientales*.
- Sarmiento, G., Puentes, J., & Sierra, C. (2015). Evolución Geológica y Estratigrafía del Sector Norte del Valle Medio del Magdalena. *Geología Norandina*, 12(1), 51–82.
- Sarmiento, L. F. (2011). *Petroleum Geology of Colombia* (Vol. 11). Agencia Nacional de Hidrocarburos.
- Sato, H. (1977). Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation. *Journal of Physics of the Earth*, 25(1), 27–41. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.25.27>
- Sato, H., Fehler, M. C., & Maeda, T. (2012). *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth: Second Edition* (2nd ed.). Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-23029-5>
- Sens-Schönfelder, C., & Wegler, U. (2006). Radiative transfer theory for estimation of the seismic moment. *Geophysical Journal International*, 167(3), 1363–1372. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03139.x>
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to Seismology* (2nd ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511841552>
- Suppe, J. (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283(7), 684–721. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.7.684>
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., & Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes. *Tectonics*, 19(5), 787–813.
- Tenthorey, E., Cox, S. F., & Todd, H. F. (2003). Evolution of strength recovery and permeability during fluid-rock reaction in experimental fault zones. *Earth and Planetary*

- Science Letters*, 206(1–2), 161–172. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01082-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01082-8)
- Tesón, E., Mora, A., Silva, A., Namson, J., Teixell, A., Castellanos, J., Casallas, W., Julivert, M., Taylor, M., Ibáñez-Mejía, M., & Valencia, V. A. (2013). Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geological Society Special Publication*, 377(1), 257–283. <https://doi.org/10.1144/SP377.10>
- Toro, G. Di, Aretusini, S., Cornelio, C., Nielsen, S., Spagnuolo, E., Núñez-Cascajero, A., Tapetado, A., & Vázquez, C. (2021). Friction during earthquakes: 25 years of experimental studies. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 861(5). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/861/5/052032>
- Ugalde, A., Carcolé, E., & Vargas, C. A. (2010). S-wave attenuation characteristics in the Galeras volcanic complex (south western Colombia). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 181(3–4), 73–81. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.04.009>
- Vargas, C. A. (2004). *PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS Y ATENUACIÓN DE ONDAS DE CODA EN EL TERRITORIO COLOMBIANO* (L. Pujades & A. Ugalde (eds.)). Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.
- Vargas, C. A., Castelblanco, C. A., Ramírez, J. M., & Jiménez, J. M. (2022). *Distribución de la sismicidad cortical en el Valle Medio del Magdalena enfocada a los proyectos piloto de investigación integral (PPII)*.
- Vargas, C. A., & Mann, P. (2013). Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the panama arc-indentor with Northwestern South America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3), 2025–2046. <https://doi.org/10.1785/0120120328>
- Vargas, C. A., Ugalde, A., Pujades, L. G., & Canas, J. A. (2004). Spatial variation of coda wave attenuation in northwestern Colombia. *Geophysical Journal International*, 158(2), 609–624. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02307.x>
- Vargas Jiménez, C. A. (2014). Potencial de recursos No Convencionales en Colombia. In *Sociedad Colombiana de Geología* (p. 23). [http://www.anh.gov.co/Seguridad-comunidades-y-medio-ambiente/Estrategia Ambiental/Proyectos/Yacimientos-no-convencionales/Paginas/default.aspx](http://www.anh.gov.co/Seguridad-comunidades-y-medio-ambiente/Estrategia-Ambiental/Proyectos/Yacimientos-no-convencionales/Paginas/default.aspx)
- Vera Rodriguez, I., & Stanchits, S. (2017). Spatial and Temporal Variation of Seismic

- Attenuation During Hydraulic Fracturing of a Sandstone Block Subjected to Triaxial Stress. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(11), 9012–9030. <https://doi.org/10.1002/2017JB014602>
- Wang, Z., Zhao, D., Liu, X., & Li, X. (2017). Seismic attenuation tomography of the source zone of the 2016 Kumamoto earthquake (M 7.3). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(4), 2988–3007. <https://doi.org/10.1002/2016JB013704>
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Jimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H., & Gómez, E. (1973). *MAPA GEOLÓGICO DE COLOMBIA, CUADRÁNGULO H-12 BUCARAMANGA PLANCHAS 109 RIONEGRO - 120 BUCARAMANGA, CUADRÁNGULO H-13 PAMPLONA PLANCHAS 110 PAMPLONA - 121 CERRITO.*
- Wcisło, M., Stabile, T. A., Telesca, L., & Eisner, L. (2018). Variations of attenuation and VP/VS ratio in the vicinity of wastewater injection: A case study of Costa Molina 2 well (High Agri Valley, Italy). *Geophysics*, 83(2), B25–B31. <https://doi.org/10.1190/geo2017-0123.1>
- Whitehead, B. A., Harris, C., & Sloan, R. A. (2020). Deep infiltration of surface water during deformation? Evidence from a low-  $\delta^{18}\text{O}$  shear zone at Koegel Fontein, Namaqualand, South Africa. *Lithos*, 366–367, 105562. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105562>
- Yu, H., Harrington, R. M., Kao, H., Liu, Y., Abercrombie, R. E., & Wang, B. (2020). Well Proximity Governing Stress Drop Variation and Seismic Attenuation Associated With Hydraulic Fracturing Induced Earthquakes. In *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (Vol. 125, Issue 9). <https://doi.org/10.1029/2020JB020103>
- Zarifi, Z., Havskov, J., & Hanyga, A. (2007). An insight into the Bucaramanga nest. *Tectonophysics*, 443(1–2), 93–105. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.06.004>
- Zhao, Y., Nilot, E. A., Li, B., Fang, G., Luo, W., & Li, Y. E. (2023). Seismic Attenuation Extraction From Traffic Signals Recorded by a Single Seismic Station. *Geophysical Research Letters*, 50(3), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2022GL100548>
- Zhu, W., Allison, K. L., Dunham, E. M., & Yang, Y. (2020). Fault valving and pore pressure evolution in simulations of earthquake sequences and aseismic slip. *Nature Communications*, 11(1), 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18598-z>