



*Universidad Nacional de San Juan*

*Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*

TRABAJO FINAL DE LA LICENCIATURA EN GEOFÍSICA

---

*“Caracterización y análisis de la  
actividad sismo-volcánica del Volcán  
Irazú (Costa Rica)”*

---

*Constanza Desiree Santori*

*Directora: Dra. Raquel Villegas  
Co – Directora: Dra. Marianela Lupari*

*Septiembre del 2023*



# TRABAJO FINAL DE LA LICENCIATURA EN GEOFÍSICA

---

*“Caracterización y análisis de la actividad sismo-  
volcánica del Volcán Irazú (Costa Rica)”*

---

*Constanza Desiree Santori*

*Directora: Dra. Raquel Villegas  
Co – Directora: Dra. Marianela Lupari*

TRIBUNAL EVALUADOR

Dr. Gustavo Ortiz

---

Lic. Ana Carolina Rivas

---

Lic. Stefania Pechuan

---

Calificación: \_\_\_\_\_



*[...] whatever we have now, was once a dream.*

*A mi mamá, Valeria;  
a mis abuelos, Gladys y Armando.*





## RESUMEN

*Las señales sísmicas que preceden o siguen a la actividad volcánica han sido de gran interés desde los trabajos pioneros de Omori (1911) y Sassa (1936), entre otros. En este trabajo, se realizó un análisis de señales sísmicas durante los meses de abril y mayo del año 2013, registradas por una red de estaciones distribuidas en la región periférica del complejo volcánico Irazú-Turrialba, ubicado en Costa Rica. Se identificaron señales asociadas con el volcán, tales como: sismos volcano-tectónicos (VT), sismos volcánicos de largo periodo (LP), híbridos (HYB) y tremores (TR). Un total de 90 eventos tectónicos ( $Prof. < 87$  km) de magnitudes ( $0,1 < m_c < 1,1$ ) fueron determinados. Estos se asociaron a zonas de interplaca e intraplaca incluyendo aquí a los eventos volcano-tectónicos. Además, se distinguió un total de 46 eventos LP, 37 eventos HYB, y 26 TR. Los eventos LP, y los HYB se clasificaron en 3 grupos, según sus formas de onda, duración, y espectros de frecuencias.*

*Este estudio, permite caracterizar los tipos de señales cuya fuente se asocia a la actividad y estructura del volcán Irazú, como así también del complejo volcánico, y aporta información de gran utilidad para futuros estudios del mismo.*







# ÍNDICE

RESUMEN .....	7
1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS .....	12
1.1. Objetivos Generales: .....	12
1.2. Objetivos específicos .....	12
2. MARCO GEOTECTÓNICO .....	13
2.1. Costa Rica .....	13
2.2. Volcán Irazú.....	20
3. BASE DE DATOS .....	23
4. METODOLOGÍA .....	24
4.1. Tipos de señales volcánicas .....	24
4.2. Localización.....	28
4.2.1. Incertidumbres en la localización .....	31
4.3. Modelo de velocidades .....	32
4.4. Magnitud.....	32
4.5. Mecanismos focales .....	34
4.6. Visualización de datos .....	38
4.6.1. SeisGram2K70 .....	38
4.6.2. Geostudio.....	40
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	43
5.1. Eventos de largo periodo (LP).....	43
5.2. Eventos Híbridos (HYB) .....	45
5.3. Tremores (TR) .....	48
5.4. Eventos de origen tectónicos .....	49
5.4.1. Eventos de interplaca.....	50
5.4.2. Eventos de intraplaca.....	51
5.4.3. Eventos volcanotectónicos (VT) .....	54
6. CONCLUSIONES .....	59
7. BIBLIOGRAFÍA.....	61
8. ANEXO.....	69
8.1. ANEXO I.....	69
a. Grupo 1 .....	69



b.	Grupo 2 .....	73
c.	Grupo 3 .....	74
8.2.	ANEXO II.....	77
a.	Grupo 1 .....	77
b.	Grupo 2 .....	79
c.	Grupo 3 .....	82
8.3.	ANEXO III .....	85
8.4.	ANEXO IV .....	91
	Agradecimientos.....	94





## 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Las erupciones volcánicas y su impacto en la sociedad son uno de los peligros naturales más severos en nuestro planeta. Las señales sísmicas que preceden o siguen a la actividad volcánica han sido de gran interés desde los trabajos pioneros de Omori (1911) y Sassa (1936), entre otros. Luego, con el avance de monitoreos sísmicos dentro del monitoreo volcánico (conjunto de técnicas que miden diversos parámetros en un volcán), se comprobó que los volcanes activos muestran una diversidad de señales sísmicas que a menudo difieren de las producidas por las fuentes habituales de sismos tectónicos. En la actualidad, la sismicidad volcánica es un tema todavía en desarrollo y motivo de numerosas contribuciones. La mayoría de los estudios realizados demuestran que la relación entre un sistema magmático, un sistema hidrotermal y la sismicidad, difiere sustancialmente en cada volcán analizado.

En el presente trabajo final de licenciatura, se realiza el análisis de las señales registradas en un periodo de 34 días, entre el 13 de abril y el 16 de mayo del 2013. Las mismas fueron registradas por una red de 12 estaciones desplegadas alrededor del Volcán Irazú y Turrialba (ver distribución de estaciones en Fig. 2.1.1c). El análisis de dichos registros comienza con la identificación de señales que podrían estar asociadas a la actividad de los volcanes Irazú y Turrialba, y estructuras activas situadas en las cercanías. Estas señales encontradas son: sismos volcano-tectónicos (VT); sismos volcánicos de largo periodo (LP); híbridos (HYB); y tremores (TR). Siendo estas señales las que conforman la base de datos del presente trabajo.

Los objetivos tanto específicos como generales que se plantean en este trabajo, son:

### 1.1. Objetivos Generales:

Identificación, caracterización y clasificación de señales sismo-volcánicas en el volcán Irazú y sus alrededores, que permitirán conocer el estado sísmico y su vínculo con el aparato volcánico y la tectónica local durante un periodo de latencia del volcán (sin actividad eruptiva), entre abril y mayo de 2013.

### 1.2. Objetivos específicos

- Conocer el funcionamiento de las estaciones sísmicas, su manejo y sus productos.
- Identificar y clasificar diferentes señales volcánicas.
- Caracterizar las señales observadas en los registros, mediante análisis de contenido espectral, forma de onda y duración del evento.
- Realizar el procesamiento básico de análisis de señales sísmicas: localización, cálculo de magnitud y obtención de mecanismo focal de eventos volcano-tectónicos.
- Interpretar los resultados obtenidos para los eventos volcano-tectónicos y su relación con la estructura volcánica.



## 2. MARCO GEOTECTÓNICO

### 2.1. Costa Rica

Costa Rica está situada en América Central, comprendida entre las latitudes 8°02' y 11°13' N, y las longitudes 82°34' y 85°58' O. El área de estudio se encuentra dentro de este país, abarcando las latitudes 9°54' a 10°08' N y las longitudes 83°70' a 83°90' O. La misma se encuentra en el extremo sureste del margen convergente formado entre las placas tectónicas de Cocos y del Caribe y presenta una gran complejidad tectónica. En esta región la placa de Cocos subduce con una convergencia en dirección N25°–N30°E con respecto a la placa del Caribe, a tasas que varían entre 83 mm/año en el norte de Costa Rica y 93 mm/año en el sur (DeMets et al., 1990; DeMets, 2001) (Fig. 2.1.1a). A estas latitudes, la Placa de Cocos es muy heterogénea, pudiendo dividirse en tres segmentos (Husen et al., 2003): 1) uno liso delimitado por la cordillera de Fisher, otro cubierto en un 40% por montes submarinos, y 3) el tercero donde se ubica la Cordillera de Cocos, la cual fue formada por el “*hot spot*” de Galápagos durante la etapa del Mioceno (Walther et al., 2000).

Como se puede observar en la figura 2.1.1a, como consecuencia de la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe, se formó la Fosa de Centro América, que finaliza en el sur de Costa Rica contra la Zona de Fractura de Panamá. Esta formación marca el límite con la placa de Nazca y genera una "unión triple" entre la placa de Cocos, placa de Nazca y la placa del Caribe (Fig. 2.1.1a). La transición desde el Centro de Costa Rica hacia el país de Panamá está dada por cuatro placas tectónicas convergentes: América del Sur, Cocos, Nazca y del Caribe; dando como resultado una evolución de esta región como un fragmento litosférico independiente llamado “Bloque de Panamá” (Muñoz, 1988; Marshall et al., 2000; DeMets, 2001). El movimiento actual del bloque de Panamá es de 11 mm/año al N con respecto a la placa del Caribe (DeMets, 2001).

Costa Rica hacia el norte se caracteriza por tener un arco magmático (llamado Arco Volcánico de Costa Rica -AVCR-) de edad cenozoica, que “atraviesa” casi todo el país (Fig. 2.1.1b), y que presenta una fuerte variación geoquímica. Este Arco Volcánico se extiende desde el volcán Orosi en el noroeste del país, hasta el complejo volcánico Irazú-Turrialba en el sureste (4 y 1 respectivamente en Fig. 2.1.1a). El AVCR se subdivide en tres regiones: 1) Cordillera Volcánica de Guanacaste (CVG), 2) Grupo volcánico aislado, compuesto por los volcanes Arenal y Chato (referenciado como VAC en la Fig. 2.1.1b), y 3) Cordillera Volcánica Central (CVC) (Frisch et al., 1992; Kussmaul et al., 1992; Chiesa et al., 1994). A continuación, hacia el SE de la CVC, hay una brecha de actividad volcánica cuaternaria, que continúa en el noroeste de Panamá. En esta brecha se ubica la Cordillera de Talamanca (CT), que es un batolito de composición intermedia (Fig. 2.1.1b). Según lo interpretado por Vannucchi y Morgan (2019), el levantamiento de la CT y el cese del vulcanismo en esta zona no estarían relacionados directamente con el cabalgamiento de la Cordillera de Cocos.

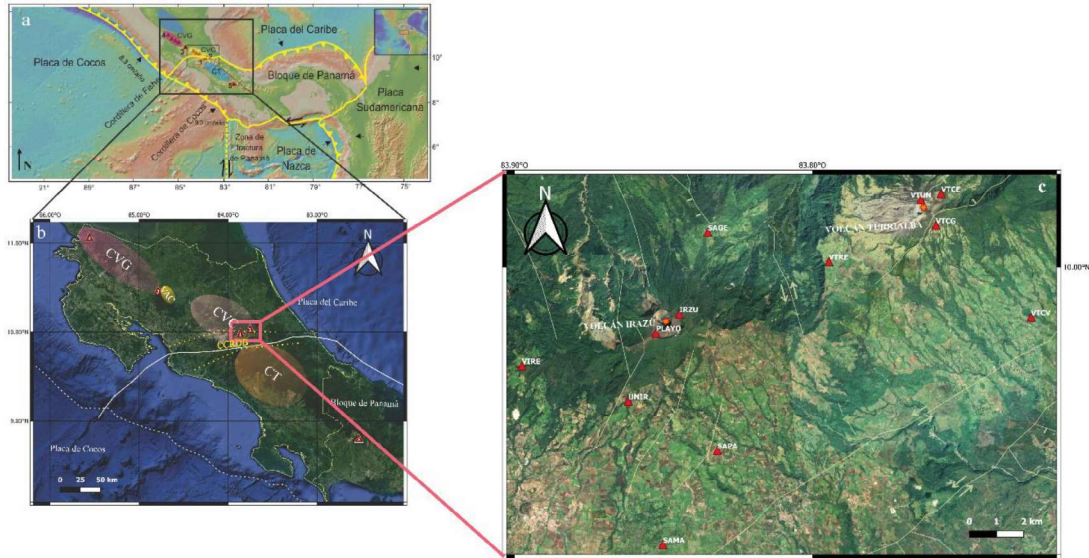


Figura 2.1.1: a) Configuración de Placas tectónicas en América Central. b) Ubicación del Arco Volcánico de Costa Rica (conformado por CVG, CVC, y el grupo volcánico aislado VAC). Las líneas amarillas discontinuas delimitan el Cinturón de Deformación de Costa Rica Central (CCRDB; según Husen et al., 2003). El cuadro color salmón representa el área de estudio. Modificado de Villegas et al., 2019. 1: Volcán Irazú. 2: Volcán Turrialba. 3: Volcán Arenal-Chato. 4: Volcán Orosi. 5: Volcán Barú. CT: Cordillera de Talamanca. c) Distribución de estaciones sísmológicas utilizadas para la localización de los eventos, representadas con triángulos rojos. Volcán Irazú y volcán Turrialba, representados con estrellas naranjas.

Costa Rica es un país sísmica y tectónicamente activo. Su zona central está atravesada transversalmente por un sistema de fallas neotectónicas que la deforman, denominado Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) (Linkimer, 2003). Esta deformación se caracteriza por fallas dextrales de rumbo NO a N-S y fallas sinistralas de rumbo E-O a ENE. A continuación, se hace una breve descripción de las fallas que se encuentran en la zona de estudio (Fig. 2.1.2):

#### 00- Falla Guápiles

Se ubicada hacia el norte del complejo volcánico Irazú-Turrialba. Ningún trabajo define su ángulo de inclinación, pero si se sabe que su plano perfila hacia el sur (Montero, 2001). Boschini (1989) menciona la posible existencia de una componente dextral para esta falla, con base en una serie de pequeñas fracturas orientadas noroeste-sureste, es decir, oblicuas al rumbo de la falla. Montero et al. (1998) proponen una tasa probable de movimiento de 0,2 - 1 mm/año. Algunos autores, como Montero (2001) colocan esta falla dentro del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, mientras que otros (como Linkimer, 2003) la consideran parte de un sistema de fallas inversas que extienden hacia el oeste el Cinturón Deformado del Norte de Panamá.

#### 01- Falla Río Sucio

Ubicada al noroeste del volcán Irazú, y al oeste de la Falla Alto Grande (Montero et al., 1998), esta falla transcurre a lo largo del río Sucio (Linkimer, 2003). Se caracteriza por un desplazamiento de rumbo de tipo dextral, orientación N43°O y, un alto ángulo de inclinación (Montero et al., 1998). En los trabajos de Montero (2003) y Montero et al. (2013) interpretan que posee tres trazas (Río Sucio Oriental, Central y Occidental) y se les asocia un movimiento de tipo dextral y normal en otros tramos. La conexión entre este



sistema de fallas y el sistema Atirro ha sido interpretado mediante el pull-apart de Turrialba-Irazú (Montero, 2003; Montero et al., 2013).

#### 02- Falla Blanquito

Esta falla se encuentra ubicada al noreste del volcán Irazú. Se caracteriza como una falla de alto ángulo orientada noroeste-sureste, con un movimiento de tipo oblicuo (dextral-normal), y se le asocia una tasa de movimiento baja de aproximadamente 1 mm/año (Montero et al., 1998).

#### 03- Falla Ariete – Elia

Estas dos fallas están ubicadas en el macizo del volcán Turrialba. La Falla Ariete se localiza en el flanco sur y sureste del volcán, mientras que la Falla Elia se encuentra al noroeste de la cima del volcán Turrialba (Fernández et al, 1998; Soto, 2012). La Falla Elia se considera una falla normal (Denyer et al., 1993), con un rumbo que varía entre N20°E y N45°E.

#### 04- Falla Capellades

Posee un rumbo ENE a NE. Indicadores geomórficos diferentes muestran desplazamientos sinestrales desde unos pocos metros hasta 0,67 km a lo largo de diversos sectores de la misma. Se ha interpretado que esta falla es la continuación al este de la Falla Agua Caliente (Montero et al., 2013).

#### 05- Falla Maravilla

Montero (2001) y Linkimer (2003) muestran una falla con un trazo similar llamándola Falla Navarro. En este estudio preferimos usar el nombre de Falla Maravilla, porque según Montero et al. (2016), se corresponde con el nombre original de la falla y porque se considera conveniente dividir el Sistema de Falla Navarro en segmentos de acuerdo con sus diferentes rumbos y cambios cinemáticos. La Falla Maravilla, se extiende con un rumbo cercano al N45-50°E, sobre la falda este del volcán Turrialba. Y se considera que es una falla transcurrente de tipo sinistral (Montero, 2001).

#### 06- Falla Liebres

Esta falla presenta rumbo ONO y parece ser la continuidad de la Falla Blanquito (Alvarado, 2020). Es predominantemente de rumbo dextral, y con orientación NO (Montero & Alvarado, 1995; Linkimer et al., 2018). Su geometría podría estar condicionada por el esfuerzo compresivo regional NNE, de acuerdo con los sistemas de fallas dextrales propuestos en la literatura (Montero & Alvarado, 1995, Montero et al., 2013, Calvo et al., 2019).

#### 07- Falla Lara

Ubicada específicamente al oeste y noroeste del volcán Irazú. Varios autores concuerdan con un movimiento predominantemente dextral y una orientación nor-noroeste (Montero & Alvarado, 1995; Montero et al., 1998; Montero, 2003). Además, por el alto ángulo de inclinación que presenta esta falla, la interpretan con una componente normal, y consideran una tasa de movimiento probable de entre 1-5 mm/año (Montero et al., 1998)



#### 08- Falla Irazú

La Falla Irazú, al sur del cráter activo, posee un rumbo NNE y un escarpe de falla normal con bloque hundido al oeste (Montero et al., 2013); cerca de esta falla se pueden observar una serie de volcanes monogenéticos (Paniagua et al., 1993).

#### 09- Falla Ochomogo

Se encuentra ubicada entre el sureste de la ciudad de San José y la falda sur del volcán Irazú. Esta falla, de rumbo EO a ENE, varía de un desplazamiento sinistral en el sector este a un desplazamiento oblicuo sinistral-normal en su tramo noreste (Montero et al., 2013).

#### 10- Falla Coris

Esta falla se encuentra entre las ciudades de San José y Cartago, y presenta una orientación que va desde ONO a ENE. Se trata de una falla de tipo transcurrente dextral (Marshall et al., 2000).

#### 11- Falla Agua Caliente

Este es un sistema de fallas con desplazamiento de rumbo sinistral (Montero, 1995; Salazar et al., 1992). Hacia el este se conecta con la Falla Capellades, a partir del sistema de transpresión de Cartago (Montero et al., 2013).

### *Sistema de Fallas Atirro*

#### 12- Falla Azul – Atirro

Nombre propuesto originalmente por Dóndoli & Torres (1954). Es una falla de rumbo variable entre NO y NNE, que tiene una fuerte componente de desplazamiento normal, y presenta también una componente dextral (Montero, 2003).

#### 13- Falla Turrialba – Atirro

La Falla Turrialba tiene un cambio de rumbo con respecto a la Falla Atirro y corta transversalmente el pull-apart originado por el relevo derecho entre las Fallas Atirro-Tucurrique y la Falla Río Sucio. De acuerdo con el modelo de desarrollo del pull-apart propuesto por McClay & Dooley (1995), la Falla Turrialba sería una falla del tipo cross-basin.

#### 14- Falla Tucurrique – Atirro

Este segmento de falla es un relevo izquierdo de la Falla Atirro. La Falla Atirro-Tucurrique tiene un salto a la derecha y se continúa con la Falla Río Sucio del lado noroeste del volcán Irazú, originando así la cuenca de tracción o pull-apart de Turrialba-Irazú.

---

#### 15- Falla Navarro

Este sistema de fallas está localizado entre las estribaciones norte de la cordillera de Talamanca y las faldas sur y sureste de los volcanes Irazú y Turrialba y, se caracteriza





principalmente por desplazamientos de tipo sinistral y rumbo entre este-oeste y noreste-suroeste. Montero et al. (2016) la definen como un conjunto de fallas interconectadas.

#### 16- Falla Orosi

De acuerdo con Salazar (2011) se ubica a una distancia de 8,5 km al sureste del centro de Cartago. Pertenece a un sistema de fallas paralelas de rumbo noroeste-sureste que se localizan hacia el sur del volcán Irazú. Varios autores consideran que la falla se orienta al noroeste y además la interpretan como estructuralmente asociada a la Falla Agua Caliente (Montero et al., 1998; Fernández & Pacheco, 1998; Fernández & Montero, 2002; Salazar, 2011). Por su parte Denyer et al. (2003) sugieren un movimiento predominantemente normal, con el bloque este levantado y con una componente dextral. Además, la Falla Orosi parece estar desplazada sinistralmente por la Falla Navarro.

#### 17- Falla Tobosi-Tablón-Alumbre

Se ubica al suroeste de la ciudad de Cartago. Se corresponde con un fallamiento compuesto por tres fallas paralelas a subparalelas, de rumbo noreste, y desplazamiento lateral izquierdo (Araya et al., 2015).

#### 18- Falla Frailes - Pirrís – Pangolín

Es un sistema de fallas que se ubica hacia el borde suroeste de la ciudad de San José. Se caracteriza por ser una falla dextral con componente normal y rumbo general noroeste-sureste (Montero et al., 1998; Denyer et al., 2003). Montero et al. (1998) estiman una velocidad de deslizamiento, de 1,6 mm/año.

#### 19- Falla Jaris

Localizada al suroeste de la capital, San José. Esta falla posee un rumbo noroeste (Fernández, 1996). Se trata de una falla transcurrente con componente dextral (Arias & Denyer, 1991). Otros autores como Montero & Rojas (2014) concuerdan que la misma presenta un movimiento predominantemente dextral, con un rumbo aproximado entre 50° a 60° al noroeste.

#### 20- Falla Candelaria

Esta gran falla está ubicada en el sector sur occidental de la parte central del país (Montero, 1999; Denyer et al., 2003). Posee un desplazamiento de rumbo dextral transcompresivo (con componente inversa), orientada NO-SE y de buzamiento subvertical (Arias & Denyer, 1991; Montero, 1999).

#### 21- Falla Pirris

Falla con parámetros rumbo 110° y buzamiento 65°, de tipo normal dextral y eje de presión con dirección NO y tensión SO (Campos-Durán et al., 2021) opuestos a los encontrados por Güendel (1989) y GCMT (2019). Su orientación, es la referenciada en el Mapa de Fallas y Pliegues Cuaternarios de Costa Rica, realizado por la USGS.

#### 22- Falla Delicias

Montero et al. (1998) y Denyer & Arias (1991) señalan que la falla presenta una inclinación subvertical con un movimiento transcurrente de tipo sinistral.



### 23- Falla Paquita

Localizada en el Pacífico Central, Montero (2001) afirma que esta falla pertenece a un sistema de fallas de rumbo noreste a norte, el cual se inicia en el sector oceánico y continúa en la zona continental. Además, presenta un desplazamiento entre normal y sinistral. Denyer et al. (2003) le asigna un desplazamiento normal, con el bloque noroeste levantado. Por su lado, Obando (2011) menciona que la falla posee un rumbo noreste e infiere que el movimiento debe ser sinistral.

### 24- Falla Longitudinal

Es la falla más larga del país dentro de Costa Rica. Corresponde con una falla de alto ángulo posiblemente con una inclinación mayor a  $70^\circ$  orientada  $N55^\circ O$  y buzando hacia el NE, con un movimiento de tipo inverso que presenta una componente de desplazamiento de rumbo, probablemente dextral (Montero et al 1998). Alvarado (2005) especifica que la falla presenta diversos tipos de movimiento a lo largo de su traza. Sin embargo, la mayoría concuerda con un fallamiento inverso con una componente menor de desplazamiento dextral.

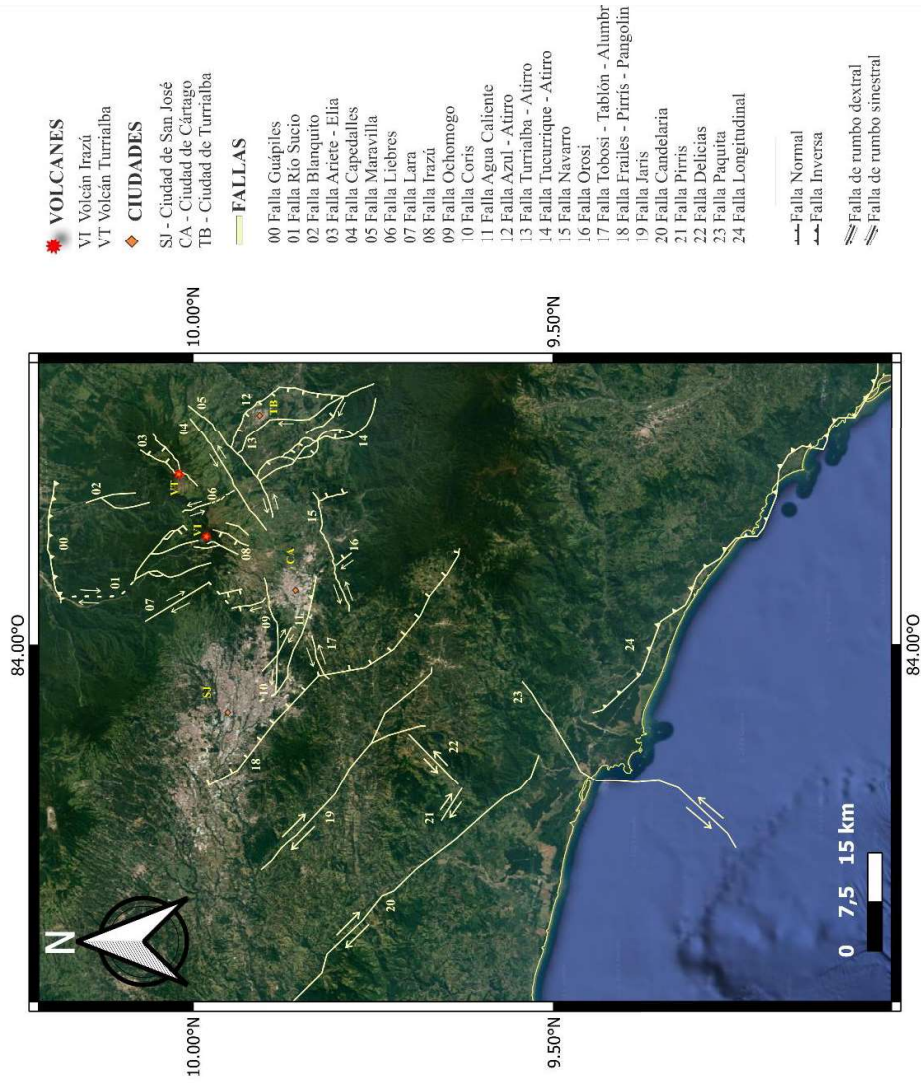


Figura 2.1.2: Fallas activas presentes en la zona de estudio. Extraído de: Avarado (2020); Araya et al. (2015); Boschini (1989); Carvo et al. (2019); Denyer et al. (1993); Dóndoli & Torres (1954); Fernández & Montero (2002); Fernández & Pacheco (1998); Fernández et al. (1998); Fisher et al. (1998); Linkimer et al. (2018); Mapa de Fallas y Pliegues Cuaternarios de Costa Rica, realizado por la USGS; Marshall et al. (2000); Montero & Avarado (1995); Montero & Rojas (2014); Montero (1999); Montero (2001); Montero (2003); Montero et al. (1998); Montero et al. (2007); Montero et al. (2013); Montero et al. (2016); Obando (2011); Paniagua et al. (1993); Salazar (2011); Soto (1988); Soto (2012).



## 2.2. Volcán Irazú

El volcán Irazú ( $85^{\circ}51'09''$  O,  $9^{\circ}58'45''$  N) está ubicado en el centro de Costa Rica a  $\sim 27$  km de la ciudad de San José. Es el volcán más alto (3432 m.s.n.m) de Costa Rica, y uno de los volcanes más grandes ( $\sim 600$  km<sup>2</sup>) que se encuentran en Centro-América.

El Índice de Explosividad Volcánica (VEI, por sus siglas en inglés) tiene una escala de 0 a 8, siendo 0 una erupción de tipo hawaiana, y 8 una erupción ultra-pliniana (Siebert Lee et al., 2011); el Irazú se encuentra en el rango de 0 a 3 (Alvarado et al., 2006). Además, está formado por extensas coladas de lava y rocas piroclásticas, con pendientes que van de suaves a moderadas, definiendo de esta manera una base sub-cónica.

El volcán presenta tres cráteres, de los cuales dos se encuentran inactivos y uno activo. Los cráteres inactivos son “Diego de la Haya” que tiene una forma alargada hacia el este, y “Playa Hermosa” que tiene una forma semiplana y corresponde a restos de una terraza volcánica antigua. El cráter principal y activo del volcán se encuentra al NE del punto más elevado del mismo, tiene una forma aproximadamente circular (150 m de profundidad media y 1000 m de diámetro máximo), y actualmente se observa en su interior una laguna (Fig. 2.2.1). Esta laguna, presenta un régimen dinámico donde el cuerpo de agua puede mantenerse por varios años, secarse en semanas, y luego instaurarse nuevamente. Produciendo cambios en profundidades y también en la coloración de esta, lo cual puede tomarse como elemento de monitoreo volcánico (Ramírez et al., 2013).

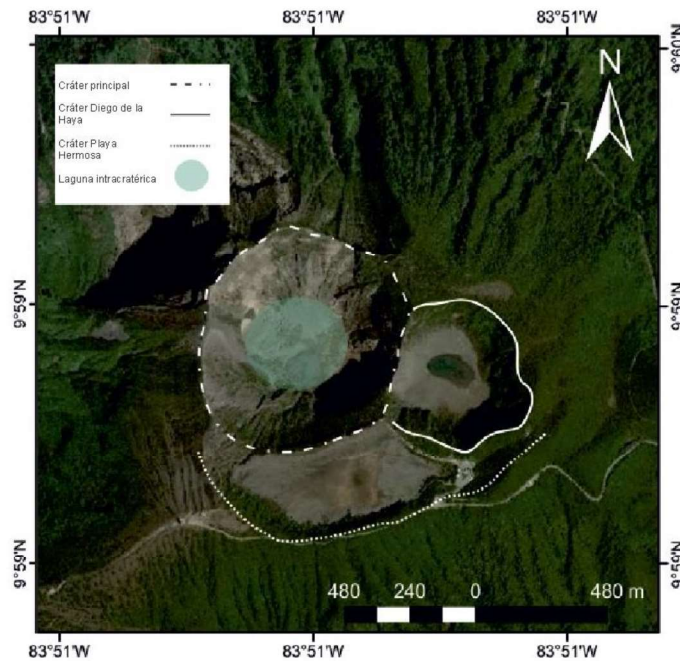


Figura 2.2.1: Estructuras principales en la zona cratérica del Volcán Irazú. Modificado de Villegas, 2019.

El volcán Irazú se ubica en la zona de transición entre el CDCCR (Husen et al., 2003) y el Bloque de Panamá (Fig. 2.1.1b). La estructura del volcán está dominada por alineaciones de conductos parásitos (o conductos de flanco) en el flanco sur del volcán (Alvarado et al., 2006) y fallas activas NNO-SSE.



En las cercanías del volcán Irazú, se encuentran varias fallas estructurales locales, mencionadas anteriormente (Sección 2.1), entre ellas la Fallas Guápiles al norte, hacia el sector NNE se encuentra la Falla Blanquito, de rumbo NO-SE. Al NNE del cráter principal se encuentran las trazas de la Falla Río Sucio de orientación E-O. Entre las dos últimas fallas mencionadas (Río Sucio y Blanquito) se encuentra la Falla Alto Grande. Al sur del cráter principal se encuentra la Falla Irazú de rumbo NNE, y un escarpe de falla normal (Fig. 2.2.2), que da lugar a una serie de volcanes monogenéticos en la cercanía (Montero et al., 2013).

El origen de los volcanes monogenéticos antes mencionados y del Volcán Irazú en particular, resultan de un campo de esfuerzos extensionales que actúan dentro de una estructura transtensiva, formada entre el sistema de fallas dextrales Atirro y Río Sucio, que originaron el pull-apart Turrialba-Irazú (Montero et al., 2003). Sobre el flanco oeste y noroeste, se encuentra la Falla Lara de orientación NNO. Hacia el SSE se encuentran las Fallas sinestrales Ochomogo y Capedalles, formando parte de la Falla Aguas Calientes (Montero y Alvarado, 1995; Montero et al., 1998; Montero, 2003) (Fig. 2.1.2).

La sismicidad asociada al volcán Irazú ocurre debido a procesos tanto tectónicos como volcánicos, los cuales están relacionados con la tectónica activa -situadas en los alrededores del volcán- y con el movimiento de fluidos (hidrotermales y/o magmáticos) respectivamente. El Volcán Irazú suele presentar enjambres sísmicos, de origen VT que duran varios meses (Cascante y Porras, 2017). El desarrollo de estos enjambres es de la siguiente manera: comienza el enjambre y se llega a un evento de una magnitud ( $M_L$ ) moderada de 3 a 4, luego la actividad decrece hasta una nueva reactivación de fallas que producen el evento de mayor magnitud, a partir de ahí la sismicidad comienza a disminuir nuevamente hasta desaparecer finalmente (Fernández et al., 1998). Parte de la sismicidad observada se asocia a zonas intra-corticales, con eventos a profundidades de hasta ~ 39 km, relacionada con la subducción de la placa de Cocos, con profundidades de entre 40 y 200 km (Fernández y Rojas, 2000). La sismicidad cortical presenta un mayor porcentaje de actividad concentrada a profundidades de hasta ~25 km, y menor cantidad de sismos hasta los ~100 km (Špičák et al., 2005).

Basándose en datos petrográficos, geoquímicos, geofísicos y de geobarometría, Alvarado et al. (2006) interpretaron la existencia de dos sistemas magmáticos (cámaras magmáticas) que están coexistiendo, evolucionando y ocasionalmente mezclándose entre sí por debajo del volcán Irazú (Fig. 2.2.2). Luego, al estudiar la erupción del Irazú en el año 1723, mediante el análisis de depósitos estrombolianos del Holoceno, se observaron inclusiones de andesita-dacita (enclaves de piedra pómez) mezcladas físicamente con andesitas basálticas. Estas escorias bandeadas son las que indican que coexistieron dos tipos de magmas separados entre sí, a diferentes niveles a lo largo del conducto volcánico, se mezclaron físicamente un poco antes y durante la erupción. Este breve intervalo entre la mezcla de magmas y la erupción requiere de una cámara magmática de andesita de pequeño volumen, del mismo orden o menor que el del magma primario máfico (Sakuyama, 1984).

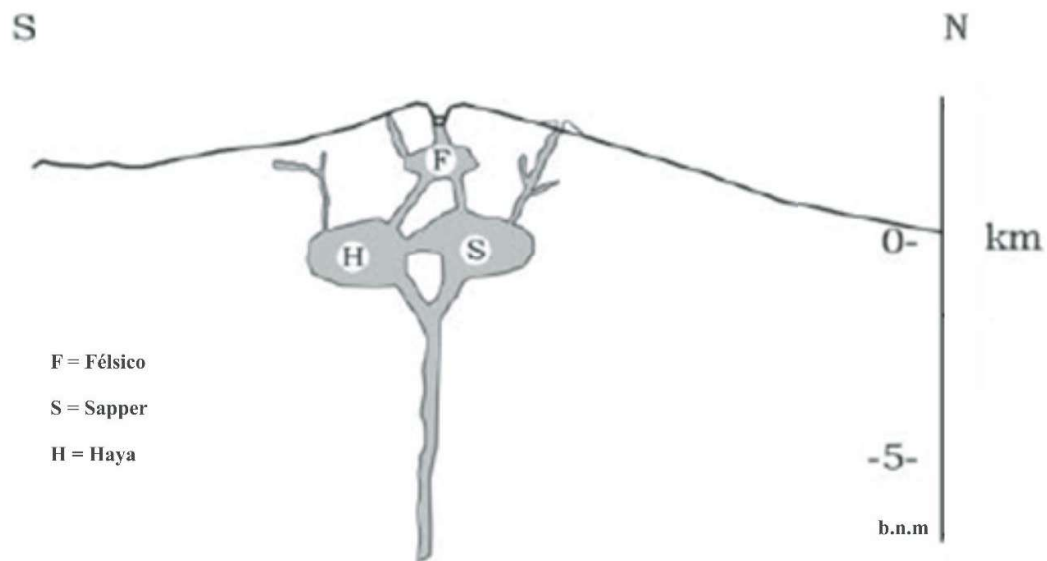


Figura 2.2.2: Modelo simplificado de las cámaras magmáticas en el volcán Irazú. Modificado de Alvarado et al. (2006). B.n.m: bajo nivel del mar. F: félsico. S: Sapper. H: Haya.



### 3. BASE DE DATOS

Se contó con una base continua de datos de 34 días de registro, entre el 13 de abril y el 16 de mayo de 2013, brindados por el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI-UNA). Las estaciones sismológicas instaladas en el complejo Volcánico Irazú-Turrialba, forman parte de una red temporal de 12 estaciones (Fig. 2.1.1c), con equipos Nanometrics portátiles, de banda ancha, con digitalizadores Taurus de 3 canales y 24 bits, conectados a un sensor triaxial Trillium Compact.

Para el desarrollo de este trabajo final, se procedió a armar una base de datos para trabajar con el software SEISAN. Los datos cuyo formato era *miniseed*, estaban dados según cada componente de cada estación, con una duración de 24 horas correspondiente a cada día juliano. Por lo que se debió ordenar y reagrupar los registros, para así poder generar una base de datos de archivos individuales cada una hora (que incluyan las 3 componentes de cada una de las 12 estaciones), separados en carpetas por día.

Una vez unificados los datos, se procedió con la observación sobre los 34 días de datos (816 registros continuos de una hora), con el objetivo de generar otra base de datos que contuviera únicamente las señales y eventos observados relevantes para nuestro trabajo. Durante este proceso, se eliminaron los registros que presentaban ruido o no contenían ninguna señal de interés. Se consideraron como señales de interés aquellos eventos que cumplían con el criterio de ser locales, es decir, con una distancia epicentral menor a  $1^\circ$  (equivalente a  $\sim 111$  km). Esto se debió a que uno de los objetivos del trabajo era identificar y analizar eventos que estuvieran relacionados con la actividad volcánica o la estructura del volcán. Es importante destacar que las estaciones utilizadas en este estudio se encontraban cercanas a los volcanes Irazú y Turrialba (Fig. 2.1.1c), lo que limitaba la detección y localización de eventos regionales. En consecuencia, la base de datos resultante constaba de 354 archivos que contenían eventos sísmicos que cumplían con estos criterios.



## 4. METODOLOGÍA

Estudiar cómo se propagan las ondas sísmicas que se producen cuando ocurre un sismo, permite conocer la estructura del interior de la Tierra, cómo se distribuyen las velocidades de las ondas sísmicas en profundidad, los parámetros elásticos del medio que atraviesan, etc. Algunos de los procesos dinámicos activos en la Tierra se ponen en evidencia mediante la ocurrencia de eventos sísmicos. El análisis de su distribución espaciotemporal y de la cantidad de energía liberada, permite distinguir zonas sismogénicas y conocer su potencial peligrosidad.

Particularmente, los volcanes activos producen una amplia variedad de señales que se originan por procesos de transporte de fluidos (magmáticos e hidrotermales) y su interacción con la roca sólida. La sismología volcánica estudia cómo estas señales se originan, propagan e interactúan con el medio, permitiendo obtener detalles del comportamiento, composición, dinámica y estructura superficial y en profundidad del volcán (Zobin, 2022). Las señales de origen volcánico presentan una gran complejidad debido a que el patrón de propagación es extremadamente heterogéneo y anisótropo (Aki, 1992). Estas señales, tienen longitudes y formas de onda diferentes a los sismos de origen tectónico. A continuación, se presenta un breve resumen de características importantes de las señales volcánicas, propuestas por Bormann (2009) y Roca (2018), entre otros autores.

### 4.1. Tipos de señales volcánicas

● **Sismo volcano-tectónico (VT):** sismo tectónico localizado dentro de la estructura volcánica. Puede ser tipo A (VT-A), que son eventos profundos (por debajo de los 2 km hasta los 20 km aproximadamente) con frecuencias  $> 10$  Hz, magnitudes  $< 6.0$  y marcados arribos de onda P y S (Fig. 4.1.1 a y b). Usualmente, el contenido de frecuencia dominante en el campo de los desplazamientos está entre 1 y 6 Hz. Estos eventos son útiles para caracterizar cambios inter-eruptivos de un volcán, ya que son generados por acumulación de estrés (fuerzas tectónicas) o migración de magma que rompe camino en la estructura volcánica (fuerzas volumétricas). Los tipos B (VT-B) presentan hipocentros cercanos al cono activo (por encima de los 2 km), frecuencias entre 1 y 10 Hz (tienen una frecuencia dominante de  $\sim 5$  Hz), magnitudes muy pequeñas, predominan ondas superficiales, las ondas P son emergentes y las ondas S no muestran un arribo tan claro. La fuente de estos puede ser por movimientos de fluidos o perturbaciones de presión en el conducto magmático superior.



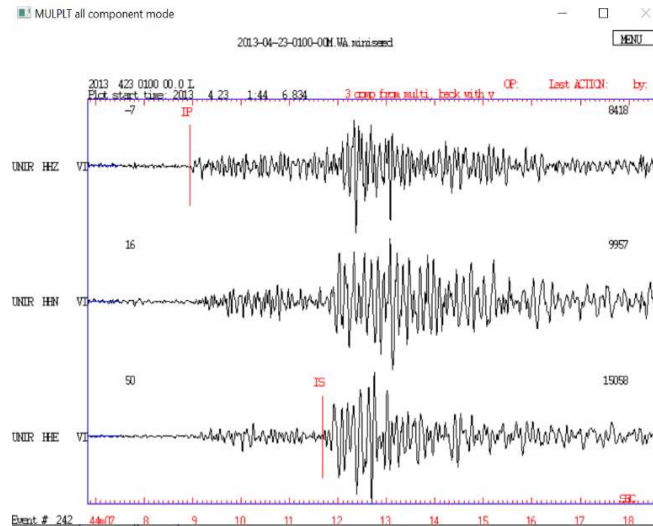


Figura 4.1.1a: Imagen obtenida mediante el software SEISAN, correspondiente al evento VT del día 23 de abril del 2013.

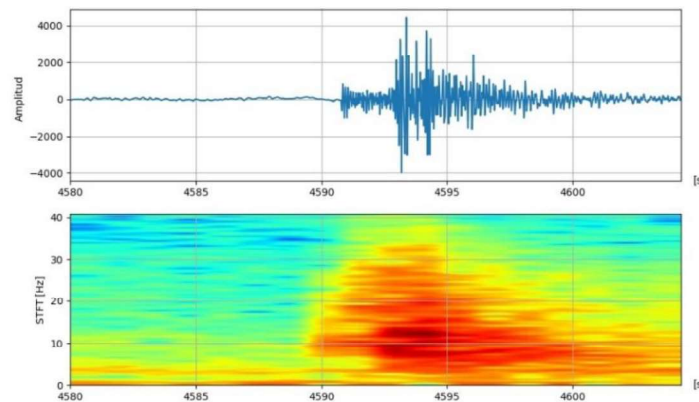


Figura 4.1.1b: Imagen tomada mediante el software Geostudio, correspondiente al evento VT del día 21 de abril del 2013.

• **Sismo volcánico de largo periodo (LP), muy largo periodo (VLP) y ultra-largo periodo (ULP):** en los LP la señal inicial es emergente generalmente y no muestran arribo de onda S, la frecuencia se concentra entre 1 y 3 Hz (Fig. 4.1.2). En su mayoría la fuente de los LP es superficial (< 2 km), pero hay volcanes como el Kilauea (Hawái) que producen eventos más profundos (30-40 km) (Aki y Koyanagi, 1981; Shaw y Chouet, 1991). En el caso del volcán Irazú el primer arribo es normalmente impulsivo, lo cual no es común en este tipo de señal en otros volcanes. Algunos autores como Chouet (1996), proponen que estos eventos se relacionan con las resonancias acústicas de grietas llenas de fluido, desencadenadas por transitorios o gradientes de presión (también llamados golpe de ariete en el caso de las instalaciones de distribución de agua), otros sugieren que la coda (ondas sísmicas que constituyen la parte final del registro de un sismo) de baja frecuencia de los LP se origina por ondas que quedan atrapadas en el borde del conducto o dique, generadas por la rotura frágil del magma en la transición vítrea (Neuberg et al., 2006). Entre otras interpretaciones del origen de estos eventos.

El uso de estaciones de banda ancha ha permitido observar otros eventos de período muy largo (VLP; frecuencias entre ~ 0.01 y 0.1 Hz) y ultra largo (ULP; frecuencias < 0.01 Hz) en diferentes volcanes de todo el mundo, como Aso (Kaneshima et al., 1996), Merapi



(Hidayat et al., 2002), Stromboli (Marchetti y Ripepe, 2005), Popocatépetl (Chouet et al., 2005), Kilauea (Ohminato et al., 1998) y Etna (Patanè et al., 2008), entre otros.

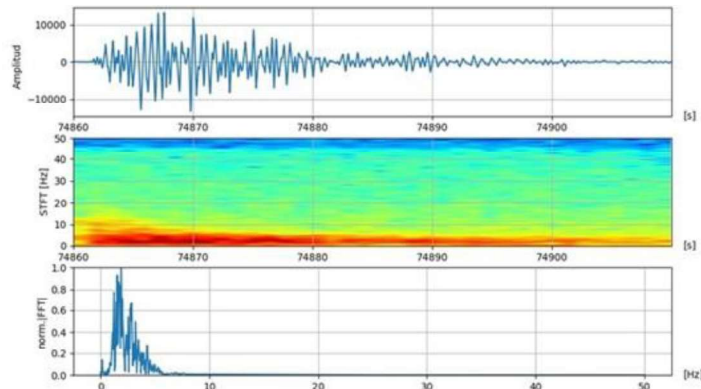


Figura 4.1.2: Imagen obtenida mediante el software Geostudio, donde se observa en el gráfico superior, una forma de onda característica de los eventos LP. En la parte central se muestra el espectrograma de la señal, y en el gráfico inferior el espectro de frecuencias.

- **Híbrido (HYB) y Multi-Fase:** a los eventos que presentan una combinación de características de señales sísmicas VT y LP, se les denomina Híbridos, las mismas tienen un inicio de altas frecuencias (distribuida en una amplia banda del espectro 1-25 Hz) con fases definidas y un final de bajas frecuencias (Fig. 4.1.3). Para explicar su origen se usa una combinación del modelo de origen de ambos tipos de señales: se produce una ruptura en una fractura, generando un primer sismo equivalente a un VT, inmediatamente la fractura se rellena de fluido y la subsecuente resonancia de este, origina la señal de baja frecuencia equivalente a un LP.

Los eventos multifase son similares, pero con una banda espectral más amplia en su coda. Generalmente son muy superficiales y a ambos se los relaciona con el crecimiento del cráter (Miller et al., 1998). La aparición de estas señales y sus mecanismos asociados son un tema en investigación, ya que podrían ser un buen indicador de la inestabilidad de los cráteres/domos de lava de alta viscosidad (Wassermann, 2012).

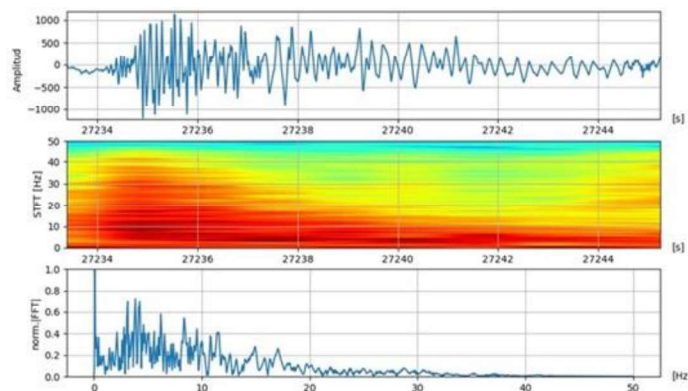


Figura 4.1.3: Imagen tomada del software Geostudio, donde se observa en el gráfico superior, la forma de onda característica de los eventos HYB. En la parte central se muestra el espectrograma de la señal, y en el gráfico inferior el espectro de frecuencias.

- **Tremor (TR):** señal sísmica de origen volcánico, relativamente continua en el tiempo, en contraste con los anteriores eventos de carácter discreto, que en general muestra características variables en el tiempo (Carniel, 2010) (Fig. 4.1.4). Estas señales poseen



una alta variabilidad en su duración (desde minutos, días o semanas), por lo que también se denomina ruido volcánico. En la mayoría de los casos con espectros entre 0,5 y 10 Hz (Konstantinou y Schlindwein, 2003). Puede ser generado por distintos procesos, incluidos la interacción gas/fluido o el movimiento de flujos de lavas. Puede ocurrir en diferentes etapas de la actividad volcánica y a veces, pueden identificarse dentro del TR pequeños eventos discretos que, superpuestos en enjambres muy numerosos, terminan generando una señal que aparece continua.

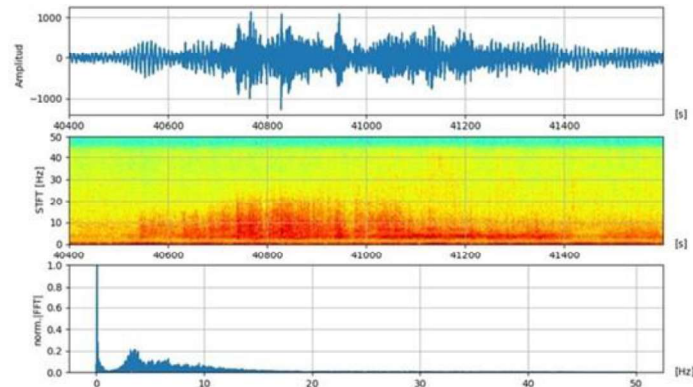


Figura 4.1.4: Imagen tomada del software Geostudio, donde se observa en el gráfico superior, una forma de onda característica de los TR. En la parte central se muestra el espectrograma de la señal, y en el gráfico inferior el espectro de frecuencias.

- **Sismos de explosión:** estas señales pueden identificarse por la aparición simultánea de una onda de aire causada por el impulso sónico durante una explosión, visible por ejemplo en las señales infrasónicas, cuando el gas en expansión se acelera en el conducto. Generalmente acompañan erupciones estrombolianas o explosiones más grandes.
- **Procesos superficiales:** son señales con amplitudes que exceden varias veces las señales típicas de los volcanes, generadas por los flujos piroclásticos, lahares (flujos de escombros volcánicos) o desprendimientos de rocas de partes inestables o paredes de cráteres. Las señales de este tipo de actividad tienen, en su mayoría, envolventes en forma de cigarro con altas frecuencias ( $> 5$  Hz) y pueden durar varios minutos. Los flujos piroclásticos, presentan complejas formas de onda, causadas por una mezcla del colapso inicial de grandes bloques de lava en la superficie y luego las fragmentaciones cuando va descendiendo por la pendiente del volcán (Uhira et al., 1994).

Cabe destacar que, debido a la dinámica presente en un volcán, y a todos los eventos que ocurren en simultáneo en el mismo, puede ocurrir que tengamos señales combinadas, o una luego de la otra, lo cual indica qué está ocurriendo en él (Fig. 4.1.5).

- **Ruido sísmico ambiental:** cuando las propiedades del medio cambian en el espacio o tiempo las ondas se propagan de forma diferente y esto conduce a una respuesta sísmica distinta. En zonas volcánicas las propiedades elásticas del medio, tanto en reservorios como en conductos de magma, cambian antes y después de una erupción. En un volcán, como en cualquier otro lugar, siempre se registra una señal sísmica. Esta componente permanente de la señal, estadísticamente “relativamente estacionaria”, es lo que se conoce como ruido sísmico ambiental, debido a que es producido por fuentes que cambian en el espacio y en el tiempo pero que, una vez superpuestas, producen una señal con



características que son intrínsecas al medio, por lo tanto, cualquier cambio en ellas se puede interpretar como debido a un cambio en las propiedades del medio. Entonces, la correlación en espacio (correlación cruzada) y tiempo (autocorrelación), con un procesamiento correcto de señales de largo plazo (semanas, meses o años), mostrarían la presencia y evolución de este ruido coherente. Si a esta función de correlación se le aplica la transformada de Fourier, se puede obtener una función de densidad espectral de potencia que permite visualizar características predominantes en el dominio frecuencial.

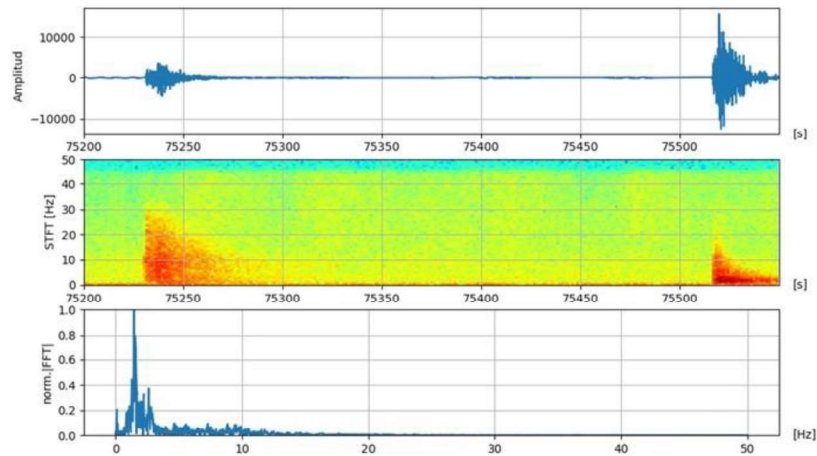


Figura 4.1.5: Imagen tomada del software Geostudio, donde se observa en el gráfico superior, la forma de onda característica de los eventos VT como primera señal, y de los LP como segunda señal. En la parte central se muestra el espectrograma de la señal, y en el gráfico inferior el espectro de frecuencias.

## 4.2. Localización

Cuando se habla de localizar eventos sísmicos, se hace referencia a ubicar un evento sísmico en espacio y tiempo. Para ello, es necesario identificar las distintas fases sísmicas presentes en el sismograma, la lectura de sus tiempos de arribo a las distintas estaciones con las que se trabaja, así como también, tener conocimiento del modelo de velocidades con las que las ondas sísmicas se propagan en la porción del subsuelo, que se encuentra entre el hipocentro y la estación sismológica. Este modelo de estructuras de velocidades sísmicas se utiliza para luego calcular los tiempos de arribo teóricos de las distintas fases identificadas.

En este caso, solo se realizó la localización de los eventos VT, debido a que su similitud con los sismos de origen tectónico permite el uso del mismo software para este propósito. Por lo tanto, mediante este procedimiento se logran obtener los parámetros hipocentrales que definen la localización de un sismo. La localización consiste en determinar tres parámetros espaciales, y un parámetro temporal (Fig. 4.2.1):

- **Tiempo origen:**

Tiempo de ocurrencia del sismo. Se determina conociendo el tiempo de arribo de la señal a la estación, y el tiempo de viaje de esta a través del medio. Siendo este último calculado según las distintas propiedades del medio por el que se propaga la onda.

$$\text{tiempo origen } (T_o) + \text{tiempo de viaje } (t) = \text{tiempo de arribo } (T) \quad (1)$$



- **Coordenadas hipocentrales:**

Hace referencia a la ubicación del sismo en coordenadas espaciales (hipocentro), por lo que abarca las coordenadas de latitud, longitud, y la profundidad focal.

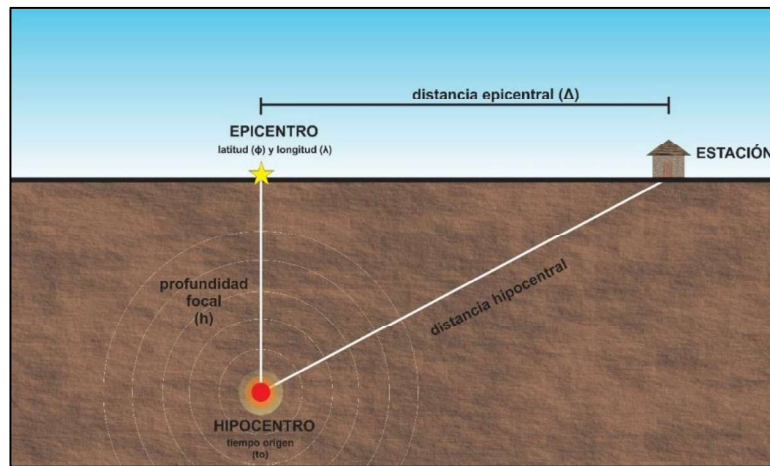


Figura 4.2.1: Breve resumen de los parámetros que se determinan en la localización de un sismo.

La localización de los eventos sísmicos se llevó a cabo mediante la utilización del software de procesamiento sísmológico HYPOCENTER 3.2 (Lienert B., 1994) que pertenece a la plataforma SEISAN 12.0 (Havskov et al., 2020). El procesamiento de las formas de onda recopiladas para la región de estudio consistió principalmente en el picado de fases P y S de todos los registros. Con el fin de hacer un análisis correcto de las diferencias de tiempo existentes entre las llegadas de las ondas P y S a cada estación, y teniendo en cuenta que existe la posibilidad de encontrar en el registro diferentes sismos que tengan el mismo tiempo de arribo, se aplicaron dos herramientas disponibles en el software: “Wadati” y “tplot”.

La primera, se fundamenta en el **método de Wadati**:

Esta técnica consiste en graficar puntos cuyas abscisas sean los tiempos de arribo de las ondas P en cada estación, y en las ordenadas las diferencias de tiempo entre las fases S y P, por lo que este método puede utilizarse para identificar fases P y S correspondientes al mismo evento. Debido a que, en el hipocentro, la diferencia de tiempo S-P es cero, la intersección de la línea recta obtenida del mejor ajuste con el eje de las abscisas dará como el resultado el tiempo origen del sismo, el cual es uno de los parámetros fundamentales a la hora de localizar un evento sísmico. Además, es posible estimar la relación  $V_p/V_s$  de la zona de estudio. Cabe destacar que, si las lecturas de tiempos de arribo de ondas P y S (*picking*), se corresponden con el mismo sismo, se observará un ajuste de los datos a una tendencia lineal, pudiendo descartar aquellas estaciones que queden fuera de la misma (Fig. 4.2.2).

La demostración de este método comienza planteando la ecuación (1) para el caso de la onda P y de la onda S:

$$T_p = T_o + t_p \quad (2)$$

$$T_s = T_o + t_s \quad (3)$$

Teniendo en cuenta que la velocidad es la razón entre la distancia recorrida y el tiempo que tarda la onda sísmica en recorrer esa distancia (tiempo de viaje), se expresa de la



siguiente manera para el caso de la onda S:  $v_s = \frac{x}{t_s}$ , y despejando el tiempo  $t_s = \frac{x}{v_s}$ , para posteriormente sustituirlo en la expresión (3), y así:

$$T_s = T_o + \frac{x}{v_s} = T_o + \frac{v_p}{v_s} t_p \quad (4)$$

Luego, despejando  $t_p$  de la ecuación (2)

$$t_p = T_p - T_o$$

reemplazando en (4)

$$T_s = T_o + \frac{v_p}{v_s} (T_p - T_o) = \frac{v_p}{v_s} T_p - T_o \left( \frac{v_p}{v_s} - 1 \right) \quad (5)$$

Si ahora se resta (5) con (2) se tiene:

$$T_s - T_p = \left( \frac{v_p}{v_s} - 1 \right) T_p - T_o \left( \frac{v_p}{v_s} - 1 \right)$$

donde:

$T_o \left( \frac{v_p}{v_s} - 1 \right)$  es la ordenada al origen;  $\left( \frac{v_p}{v_s} - 1 \right)$  es la pendiente de la recta

y de esta manera se tiene:

$$m = \left( \frac{v_p}{v_s} - 1 \right)$$

$$m + 1 = \frac{v_p}{v_s}$$

De esta última ecuación se puede obtener la relación entre las velocidades de la onda P y de la onda S. Una observación importante a la hora de definir si las señales registradas pertenecen al mismo evento, es analizando la diferencia de tiempo S-P y la llegada de la onda P. Esto se debe a que si la llegada de la onda P a una estación (en cuanto al tiempo de arribo) es menor que en otra, se espera encontrar un menor tiempo S-P para dicha estación.

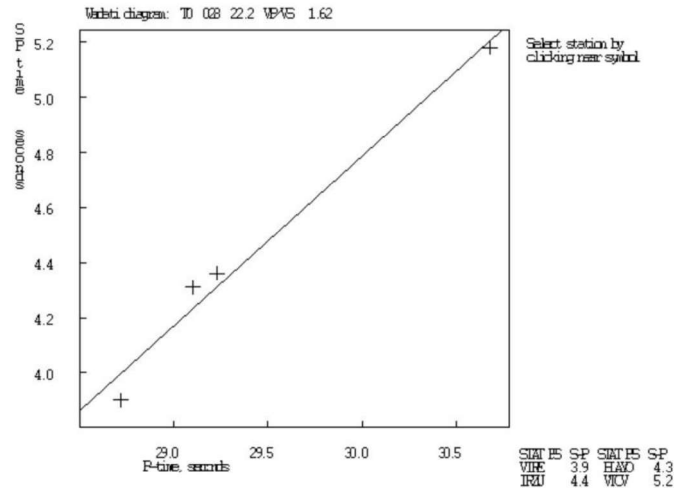


Figura 4.2.2: Gráfica obtenida del uso de la herramienta basada en el Método de Wadati, correspondiente al sismo de origen VT, ocurrido el día 1/05/2013 a las 00:28:23.4 hora UTC.

La segunda herramienta **ttplot**, permite tener una visualización de la distancia foco-estación en función del tiempo de viaje de las fases P y S, y poder distinguir si el *picking* corresponde al sismo analizado o no (Fig. 4.2.3).

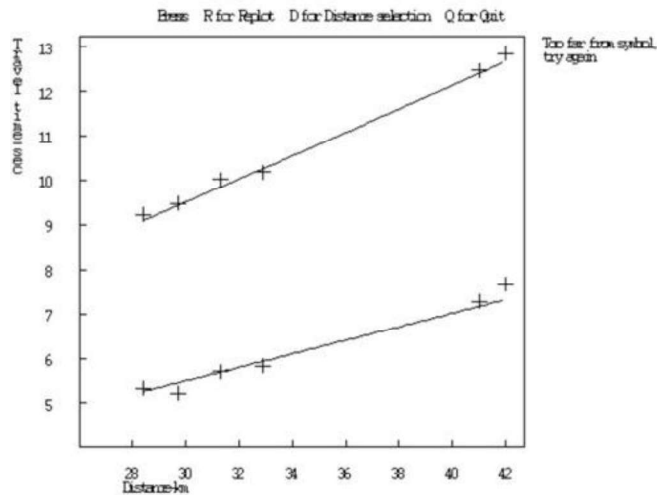


Figura 4.2.3: Gráfica obtenida del uso de la herramienta “ttplot”, correspondiente al sismo de origen VT, ocurrido el día 1/05/2013 a las 00:28:23.4 hs.

#### 4.2.1. Incertidumbres en la localización

La incertidumbre en las localizaciones obtenidas puede deberse principalmente a errores en la determinación en los tiempos de arribo e identificación de las diferentes fases, al ajuste del modelo de velocidades con la estructura real de velocidades sísmicas. Otras variables que influyen en las incertidumbres de los parámetros de localización refieren a la cantidad y distribución espacial de estaciones que registraron el evento. Esto último se relaciona con el GAP acimutal, definido como el máximo ángulo entre dos estaciones contiguas tomando como centro el epicentro del sismo.

Debido a esto, todos los parámetros de localización poseen errores que deben ser tratados de manera adecuada para obtener el mejor resultado posible. Estos errores pueden ser



tanto en tiempo como en espacio. Los errores relacionados al tiempo corresponden al residual, este se define como la diferencia entre el tiempo observado y el tiempo de arribo calculado según el modelo de estructura sísmica utilizado, y se mide en segundos:

$$r_i = t_i^{obs} - t_i^{calculado}$$

Otro parámetro importante es el RMS, este valor se obtiene a partir de la raíz cuadrática media de los residuales al cuadrado, según:

$$rms = \sqrt{\frac{e}{n}} \quad \text{donde,} \quad e = \sum_{i=1}^n r_i^2$$

con unidad en segundos, y siendo n, el número de fases incluidas en el cálculo de localización. Este valor es importante para determinar la calidad de la localización (Havskov, 2006), buscando que este valor sea menor que 0,45 segundos; por lo cual, fue usado como criterio de "bondad de ajuste" en cada evento.

Por otro lado, los errores espaciales están determinados por los valores de  $\xi_{lat}$ ,  $\xi_{log}$  y  $\xi_{prof}$ . También es posible hacer uso de la ponderación por distancia epicentral y por calidad de lectura.

#### 4.3. Modelo de velocidades

El modelo de velocidades de ondas sísmicas utilizado para la localización de los eventos fue el modelo unidimensional regional de Costa Rica propuesto por Quintero & Kissling (2001). El modelo posee 14 capas, estimando la discontinuidad de Mohorovičić a los 40 km de profundidad.

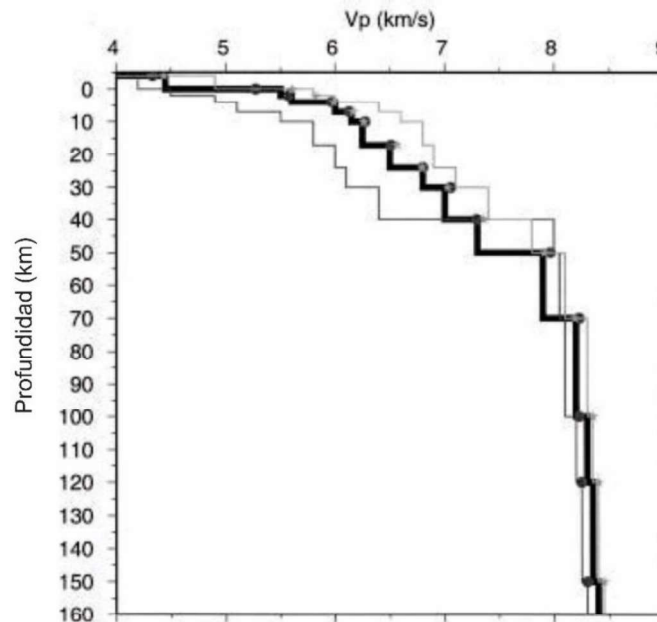


Figura 4.3: Modelo de velocidades, modificado de Quintero & Kissling (2001).

#### 4.4. Magnitud

Dos parámetros importantes para medir el “tamaño” de un sismo, son la intensidad y la magnitud. El primero se relaciona con el grado de percepción y daño generado en estructuras edilicias o geológicas por el evento (valor cualitativo), y el segundo estima la





cantidad de energía liberada en forma de ondas sísmicas (valor cuantitativo). Para este último, existen distintos tipos de escala de magnitud, dependiendo de las ondas empleadas para su cálculo y la distancia epicentral entre ellas:

- Magnitud local ( $M_L$ )
- Magnitud de ondas superficiales ( $M_S$ )
- Magnitud de ondas de cuerpo ( $m_b$ )
- Magnitud coda ( $m_c$ )
- Magnitud momento ( $M_W$ )

En este trabajo se calculó el valor de magnitud coda ( $m_c$ ), también conocida como magnitud duración, y se obtiene a partir de la duración del evento sísmico.

El largo de la coda ( $t_c = t - t_0$ ) refiere a la duración total en segundos del sismo medido desde la llegada de la onda P ( $t_0$ ), hasta donde la señal de la onda S no se distingue del ruido ( $t$ ). El valor de la coda es proporcional a la duración de la señal sísmica en el registro.

La magnitud se calcula en función de  $t_c$ , y se puede expresar como:

$$M_c = a \log(t_c) + br + c$$

En donde  $a$ ,  $b$ ,  $c$  son constantes y  $r$  es la distancia hipocentral.

Generalmente, se busca filtrar la señal con el objeto de identificar en el registro cuando ya no se tiene señal sísmica, y solo se cuenta con ruido (Havskov, 2006).

Mediante SEISAN se puede hacer el cálculo de esta magnitud, observando la coda en la componente vertical, ya que se puede apreciar de forma más sencilla la atenuación. El cálculo se realiza seleccionando el tiempo de finalización de la señal sísmica registrada ( $t_c$ ), en cada una de las estaciones donde se identificaron las fases de la onda P y S (Fig. 4.4). Una vez que se realiza esto, se obtiene el valor de magnitud  $m_c$ , promediando los valores obtenidos en cada una de las estaciones.

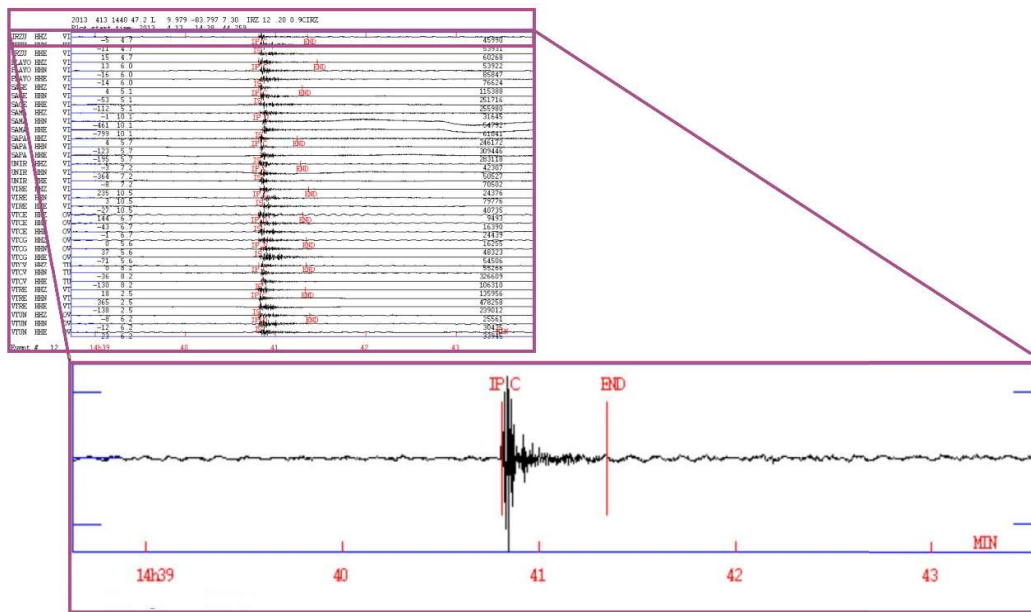


Figura 4.4: Cálculo de magnitud coda ( $m_c$ ) en la estación IRZU, para un VT del día 13 de abril a las 14:40:47,20 UTC.



#### 4.5. Mecanismos focales

Un mecanismo focal o solución del plano de falla, describe la geometría de una falla y el deslizamiento sobre el plano de falla respecto a un sistema de coordenadas geográficas (Stein y Wysession, 2003). Esta solución es utilizada para obtener la geometría real de las fallas en subsuelo, así como también inferir el estilo de fallamiento y los regímenes de esfuerzos de una región en particular.

Ahora, si hablamos de las fallas, estas pueden definirse de manera sencilla como una fractura o discontinuidad que se forma en las rocas cuando las fuerzas tectónicas exceden la resistencia de las mismas, y rompen generando un desplazamiento relativo de las partes a ambos lados de la discontinuidad (Ragan, 2009). La zona de ruptura que se obtiene como resultado de esta interacción, tiene una superficie más o menos definida denominada plano de falla. Este último se define mediante los siguientes parámetros: dos que especifican la orientación del plano de falla (rumbo  $\Phi$  y buzamiento  $\delta$ ) y un elemento para la orientación del vector de deslizamiento en este plano (*rake*  $\lambda$ ), tal como se observa en la figura 4.5.1. Los sistemas de coordenadas utilizados pueden ser muy diversos, pero el más común es el que se muestra en dicha figura.

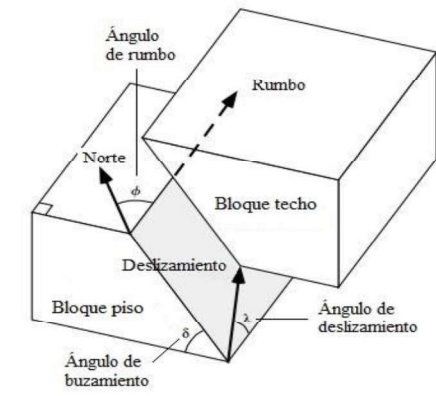


Figura 4.5.1: Geometría de una falla. Según la convención de Aki y Richards (1980) la orientación del plano de fallamiento puede ser definido por: strike (rumbo) entre  $0^\circ \leq \text{strike} \leq 360^\circ$ , azimuth de la traza del plano nodal en el plano horizontal medido desde el Norte en sentido horario con el plano nodal buzando hacia abajo y a la derecha de la dirección de rumbo; dip (buzamiento) entre  $0^\circ \leq \text{dip} \leq 90^\circ$ ; y rake (deslizamiento) entre  $-180^\circ \leq \text{rake} \leq 180^\circ$ , medido entre el vector deslizamiento del bloque colgante respecto al bloque pie y la horizontal,  $0^\circ < \text{rake} < 180^\circ$  (falla inversa),  $-180^\circ < \text{rake} < 0^\circ$  (falla normal),  $\text{rake} = 0^\circ$  y  $\text{rake} = 180^\circ$  falla de rumbo lateral izquierda y derecha respectivamente. Además de estos tipos de fallas se tienen las fallas mixtas u oblicuas que ocurren cuando  $\lambda \neq 0, 180^\circ$  o  $\pm 90^\circ$ . La dirección de movimiento en el plano de falla está dada por el vector deslizamiento "d". El vector normal a la falla es "n". Figura extraída de Stein y Wysession 2003.

La solución del plano de falla de un sismo es el resultado del análisis de las formas de ondas sísmicas generadas por el mismo, y registradas por una red de estaciones sismológicas. La precisa caracterización del mecanismo focal, nos brinda información importante para el análisis de estructuras activas. En este trabajo se aplicó el método de polaridad de los primeros arribos, basado en el patrón de radiación de las ondas P. Este asume que el sistema de fuerzas en una fuente sísmica es un doble par de fuerzas sin momento resultante (par de fuerzas doble cupla).

La representación de los mecanismos focales está dada por la proyección del plano ecuatorial de una esfera cuyo centro representa el foco del sismo, y en donde todas las proyecciones que se registran en este plano se corresponden con las intersecciones que se efectúan entre los rayos que emergen del foco y el hemisferio inferior de la esfera.



Entonces, para poder calcular el mecanismo focal de un sismo se necesita, además de los sismogramas de las estaciones sísmicas, y la localización del foco.

En el ejemplo de la figura 4.5.2, la proyección del plano ecuatorial de la esfera queda dividida en 4 cuadrantes, que divide las zonas de dilatación de las de compresión. La posición de los cuadrantes en la esfera focal depende de la orientación de la falla activa y de la dirección de deslizamiento en el espacio. En el cuadrante NO y SE las rocas han sido comprimidas durante el sismo y las ondas P en arribar a esas estaciones son forzadas a atraerse al hipocentro (arrastre) mientras que, en los cuadrantes NE y SO, las rocas se expanden y las primeras ondas P son forzadas a alejarse del hipocentro (empuje). La posición de los ejes P y T depende del tipo de falla, pudiendo dos mecanismos tener los mismos planos nodales pero la posición de los ejes P y T intercambiada. Sin embargo, en la naturaleza la geometría de una falla normalmente no es tan fácil de describir como en el ejemplo mostrado en la figura 4.5.2.

Como la onda P irradiada desde el foco hacia la superficie, contrae y dilata las rocas que se encuentran por debajo del sismómetro (debajo de la estación), la polaridad se puede vincular directamente con el tipo de esfuerzo generado por la energía liberada desde la fuente hacia el medio circundante. El primer arribo es compresional (*up*, C) en las estaciones donde el medio o material experimenta un esfuerzo inicialmente compresivo desde la fuente, y es dilatacional (*down*, D) cuando experimenta un esfuerzo inicialmente distensivo o expansivo con respecto al origen del frente.

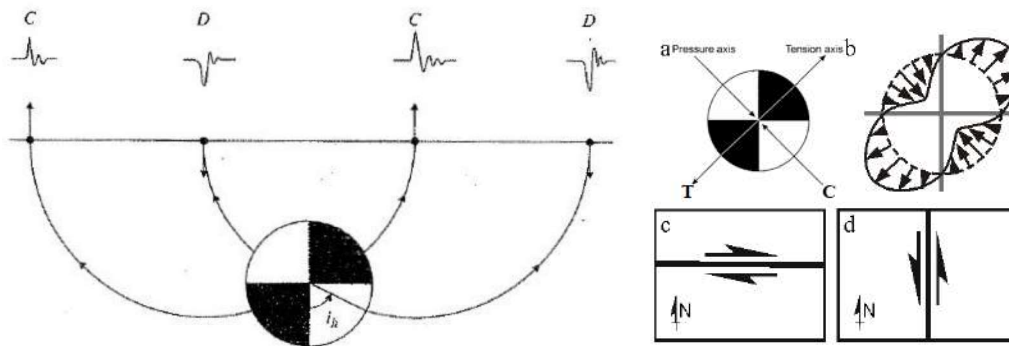


Figura 4.5.2: Esquema de la esfera focal y los rayos que llegan a la superficie con su movimiento correspondiente (dilatación o compresión). Tomado de "Fundamentos de Geofísica" A. Udias y J. Mezcua, 1997. Ejemplo de mecanismo focal de deslizamiento de rumbo (strike-slip), con cuadrantes negros (polaridad positiva) y cuadrantes blancos (polaridad negativa), y dos dipolos perpendiculares de igual magnitud y sentidos opuestos, uno genera compresión (C) y el otro tensión (T). b) primeros desplazamientos de partículas. c) y d) Las flechas señalan el movimiento relativo en el plano de falla y en el plano auxiliar, uno como consecuencia de un fallamiento lateral-derecho en un plano de falla NS y el otro por fallamiento lateral-izquierdo generado por un plano de falla EO.

Si se dispone de los registros de varias estaciones de una red con buena cobertura azimutal, el primer movimiento define cuatro cuadrantes, dos de dilatación y dos de compresión (Fig. 4.5.2). A estos cuadrantes los dividen dos planos nodales, mutuamente perpendiculares, de los cuales uno corresponde al plano de fractura y el otro a un plano auxiliar. Esta ambigüedad se debe a la suposición de fuente puntual del método (Aki y Richards, 1980). Para resolver dicha ambigüedad, es necesario tener argumentos geológicos para diferenciar entre las dos soluciones de planos de falla.



En la figura 4.5.3 se visualizan algunos de los tipos de fallamientos puros y sus respectivos mecanismos focales. Una vez que se tienen los sismos localizados, y las polaridades identificadas (Fig. 4.5.4) se procede a realizar la determinación del mecanismo focal del mismo. Es fundamental tener una buena determinación de la localización del mismo, caso contrario los ángulos de emergencia cambiarían y con ello el tipo de mecanismo.

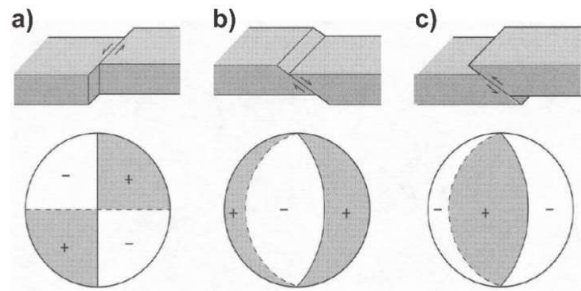


Figura 4.5.3: a) Solución de plano de falla para una falla de rumbo. b) Solución de plano de falla para una falla de tipo normal. c) Solución del plano de falla para una falla inversa. Las regiones en blanco representan las locaciones donde el primer arribo es negativo (dilatación); las regiones en negro representan las zonas donde el primer arribo es positivo (compresión). Tomado de Apuntes de Cátedra: Sismología General año 2020 – Licenciatura en Geofísica, Universidad Nacional de San Juan.

HASH es un programa en Fortran 77 que resuelve mecanismos con primeros movimientos y opcionalmente las razones entre las amplitudes de las ondas P y S. Se diseñó para producir soluciones de alta calidad y estables, considerando errores en la polaridad, incertezas inherentes al modelo de velocidad y en los ángulos de take-off (Hardebeck y Shearer, 2002, 2003).

Cuando se comienza con la búsqueda de la solución, el programa supone que todas las polaridades estén bien, sin embargo, en caso de que no sean correctas, rara vez el programa otorga una solución certera. Por otro lado, también permite indicar el intervalo de búsqueda en grados de la grilla. En este trabajo, se tuvieron en cuenta intervalos de  $5^\circ$ ,  $10^\circ$  y  $15^\circ$  en algunos casos. Se consideró solo una polaridad como errónea, debido a que el arribo de la onda P en algunos casos no fue fácil de identificar. Una vez que se tienen las soluciones (2 planos de falla posibles), es necesario realizar un análisis sobre los planos nodales obtenidos (plano de falla y plano auxiliar) (Fig. 4.5.4). Para que ambos planos queden bien definidos es importante tener una buena cantidad y distribución de estaciones con respecto al epicentro y, registros con una buena relación señal-ruido, que permitan una clara lectura del arribo de las ondas P. Para definir cuál de los dos planos obtenidos es el plano de falla, la geología y tectónica de la región son de vital importancia. Y es necesario que los arribos obtenidos definan bien los 4 cuadrantes o como mínimo, 3 cuadrantes. Este procedimiento se desarrolló para todos los eventos encontrados y localizados.

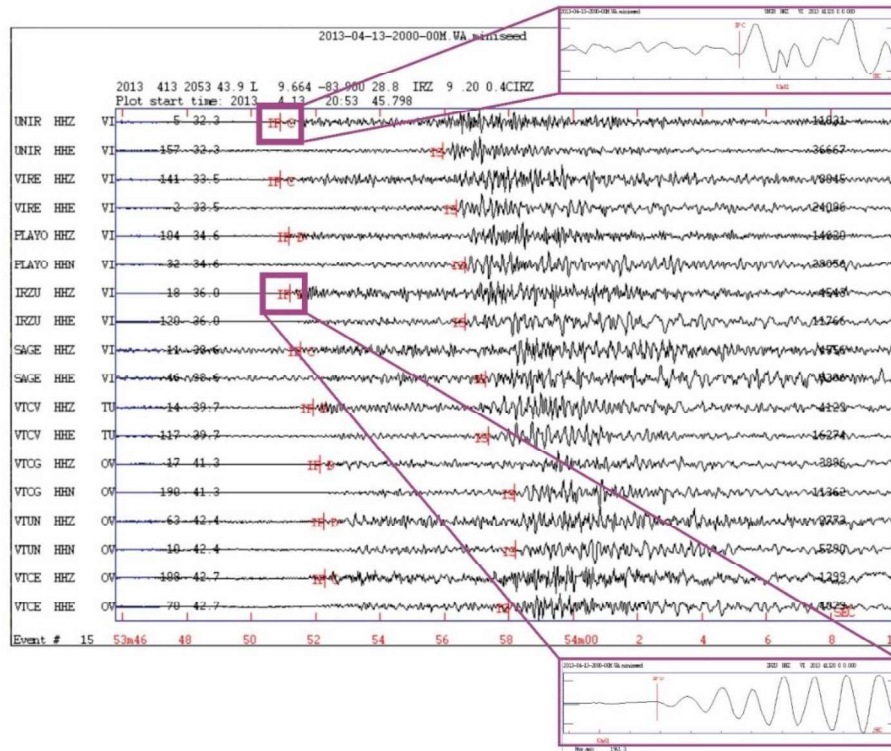


Figura 4.5.4: Imagen tomada del software SEISAN 12.0 (Havskov et al., 2020). Identificación de las fases P y S del evento ocurrido el día 13 de abril del 2013 a las 20:53:43,9 UTC. Las estaciones están ordenadas según la cercanía de estas al epicentro del sismo localizado. Se observa la identificación de las distintas polaridades, correspondientes a los arribos de la onda P a las diferentes estaciones.

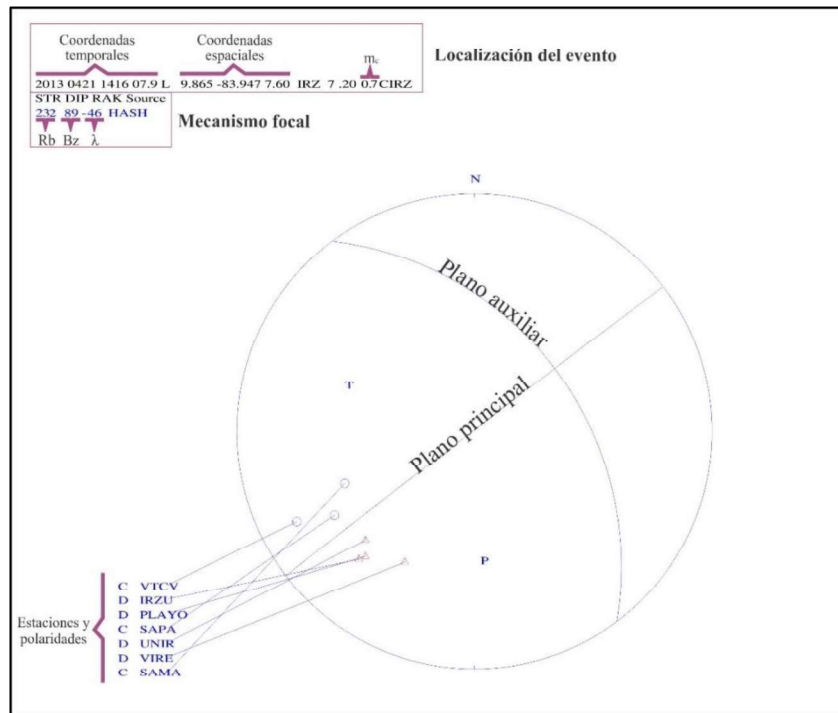


Figura 4.5.5: Mecanismo focal del evento ocurrido el día 21 de abril a las 14:16:07.9 hora UTC. mc: magnitud coda. Rb: rumbo (strike). Bz: buzamiento (dip).  $\lambda$ : rake. Las letras C, indican polaridades de compresión (círculos) y, las letras D, de tensión (triángulos). T y P indican los ejes de tensión y compresión respectivamente. N indica el norte.



#### 4.6. Visualización de datos

Uno de los objetivos de este trabajo final es la clasificación de las distintas señales volcánicas presentes en los registros. Esto se realizó inicialmente, mediante una minuciosa visualización de los mismos, seleccionando y agrupando los distintos tipos de señales obteniendo así, una base de datos discretizada.

Las señales identificadas como VT fueron procesadas con SEISAN 12.0 (Havskov et al., 2020), mientras que el resto de las señales volcánicas se analizaron utilizando el software SeisGram2k70 (Anthony Lomax, 2009) y Geostudio (Carmona et al., 2014), cuyas características se detallan a continuación:

##### 4.6.1. SeisGram2K70

SeisGram2k70 (Anthony Lomax, 2009), es un paquete de software de Java, para la visualización y el análisis interactivo de sismogramas. Para hacer una primera clasificación, se realizó una observación en las componentes verticales y horizontales en búsqueda de una señal de interés (Fig. 4.6.1.1), luego se hace zoom en la señal detectada y se procede con el análisis de la misma.

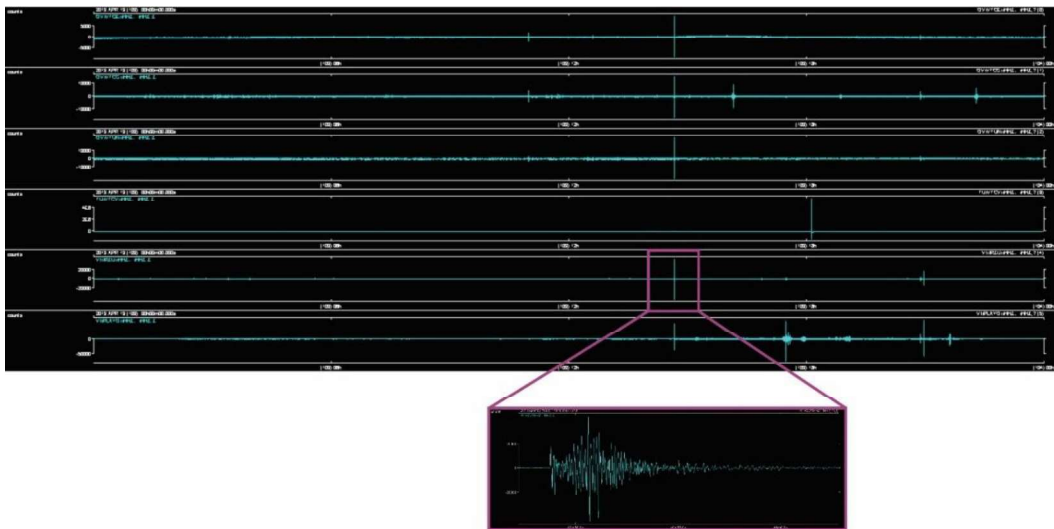


Figura 4.6.1.1: Registro de las componentes verticales (Z) de las estaciones VTCE, VTCG, UNIR, VTCV, IRZU, y PLAYO.

El análisis de las señales encontradas se realizó utilizando una componente (Z en la mayoría de los casos) de cada estación, y se analizó el espectrograma obtenido de los distintos eventos identificados. Un espectrograma es un gráfico de intensidad (generalmente en una escala logarítmica en dB), obtenido en este caso mediante la Transformada de Fourier de corto tiempo (STFT). Estos gráficos representan en tres dimensiones la distribución de energía de una señal en tiempo, frecuencia y amplitud.

Analizando el espectrograma de la figura 4.6.1.2, se puede observar que después de los 40'50'' (tono amarillo brillante) arribó la mayor cantidad de energía, con un rango de frecuencias entre los 6 y 10 Hz, y una frecuencia dominante entre 6 y 7 Hz, lo cual concuerda con características de eventos VT. Al ser tan poca la diferencia de tiempo entre los arribos de las dos fases (P y S) en los VT, es muy fácil confundirlos solo a simple



vista con otro tipo de evento. En estos casos el espectrograma resulta una herramienta muy útil porque permite observar el contenido frecuencial de las distintas señales. Para el caso del volcán Irazú, las formas de ondas de los LP son muy variadas (Villegas et al., 2022). Por ello es que se trabajó con la comparación de eventos LP de diferentes días, y de ese modo confirmar que se trataba de la misma señal. En la figura 4.6.1.3, se observan los mismos intervalos de frecuencias características de estos eventos, confirmando de esta manera que ambos son LP.

Se procedió de la misma manera con las distintas señales observadas, realizando comparaciones, análisis de espectrogramas, y observando las señales en las diferentes estaciones y componentes; para así poder realizar una correcta identificación y clasificación de estas.

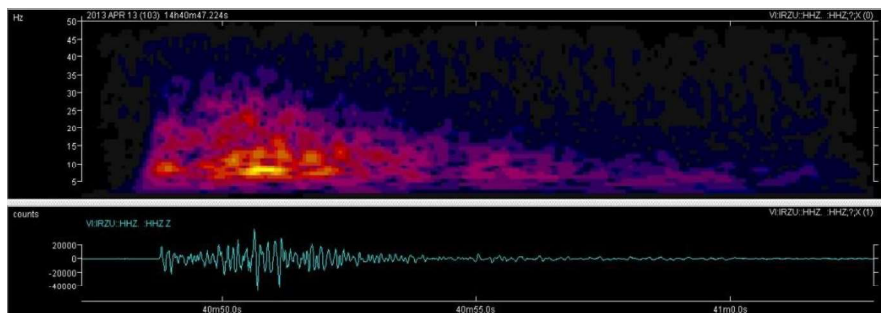


Figura 4.6.1.2: Evento VT, registrado el día 13 de abril del 2013, a las 14:40:47,22 horas.

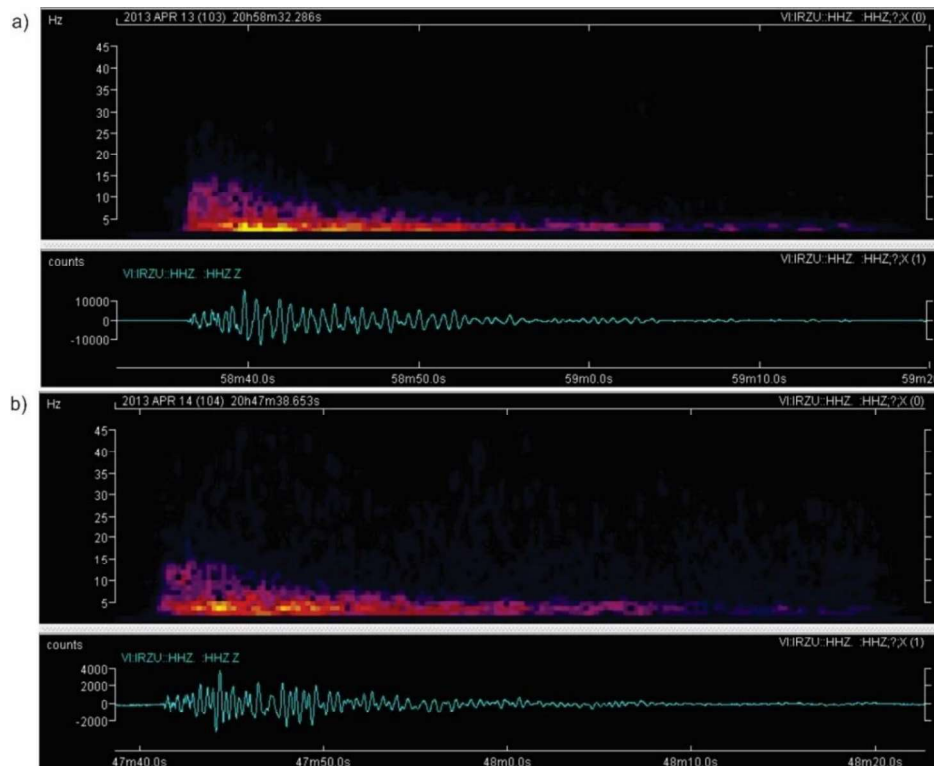


Figura 4. 6.1.3: Eventos LP. a) Evento del día 13 de abril del 2013, a las 20:58:32,286 horas. b) Evento del día 14 de abril del 2013, a las 20h:47:38,653 horas.



#### 4.6.2. Geostudio

Geostudio es una interfaz gráfica de Py VERSO desarrollada para simplificar el análisis sísmico (Carmona et al., 2014), y admite varios formatos permitidos por la biblioteca de Python diseñada específicamente para el procesamiento y análisis de datos sísmológicos, denominada *Observatory Seismology Python* (ObsPy).

Este programa está realizado en PYTHON, y para poder acceder, es necesario seguir una serie de comandos (Fig. 4.6.2.1.a), para luego ingresar a la ventana principal del mismo (Fig. 4.6.2.1.b). En esta ventana, se pueden realizar diversas operaciones, como filtrar la señal, realizar *zoom in* y *zoom out*, afinar las líneas de la forma de onda, entre otras aplicaciones.

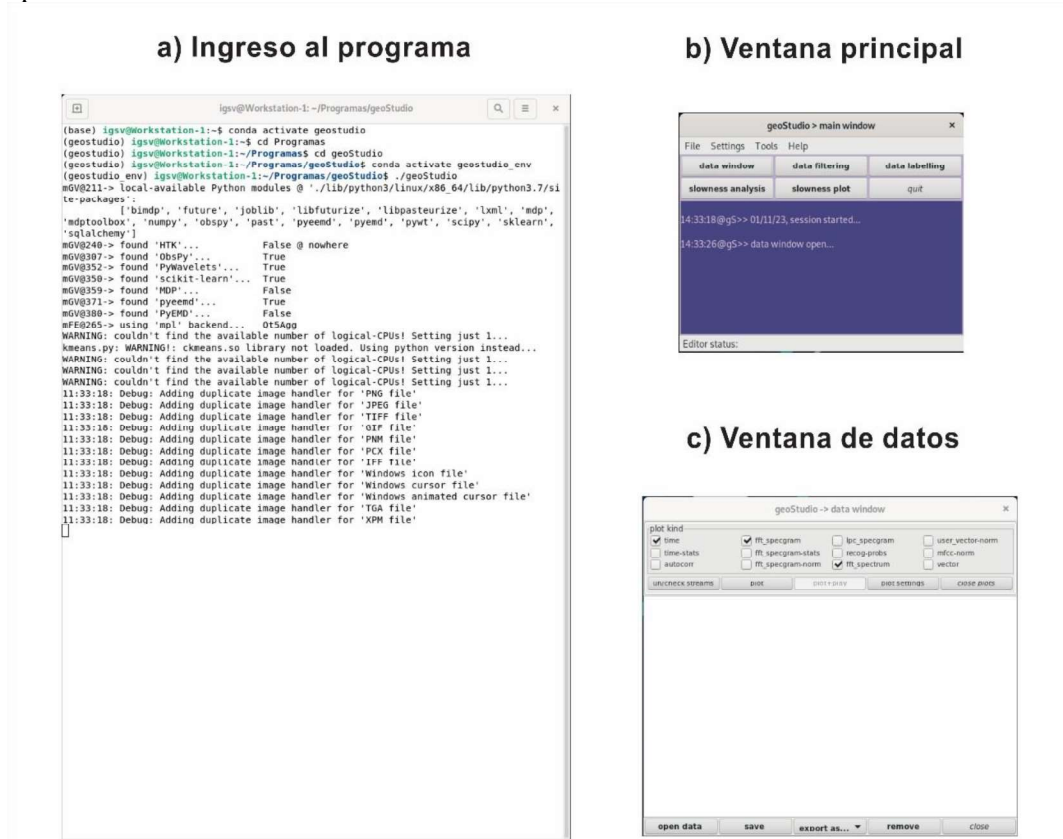


Figura 4.6.2.1: Ingreso y ventanas principales de Geostudio.

La ventaja con la que cuentan ambos softwares es que se puede visualizar en forma continua todo un día de datos (4.6.2.2), a diferencia de SEISAN que solo permite visualizar registros de hasta 4 horas. Otro gráfico útil que se puede obtener con Geostudio es el espectro de frecuencias (transformada de Fourier), que muestra el rango de frecuencias presente en la ventana de tiempo seleccionada y la frecuencia dominante, como se puede ver en los ejemplos desde la Fig. 4.1.2 hasta la figura 4.1.5.

Otro buen ejemplo es el de la figura 4.6.2.2, donde se puede reconocer la gran actividad que tienen los volcanes a lo largo de un día. Entendiendo que varias de estas señales son la representación de un fenómeno físico que está ocurriendo en él. La imagen corresponde al día 9 de mayo del 2013 (129 en día juliano), y se tiene: 1) LP; 2) VT; 3) evento de origen tectónico; 4) LP; 5 y 6) HYB.





Una de las características destacadas de este programa en comparación con otros es su notable ventaja en la detección de todas las señales, gracias a su sencillez de uso y a su eficiente método de búsqueda de aquellas señales que no fueron detectadas previamente. Esta capacidad simplificó significativamente el proceso de análisis de datos, permitiendo identificar y recuperar las señales que de otro modo podrían haber pasado desapercibidas.

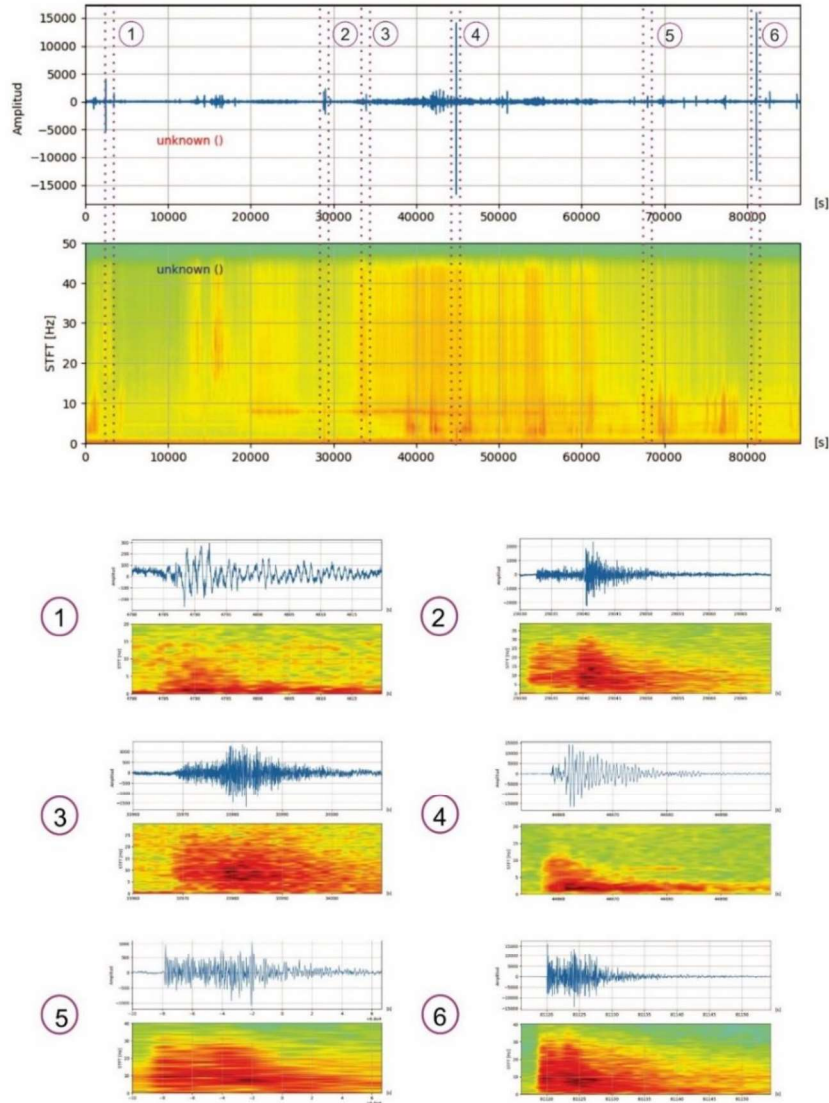


Figura 4.6.2.2: Imágenes tomada del software GEOSTUDIO, correspondiente a los eventos del día 9 de mayo del 2013 con sus respectivos espectrogramas, las líneas punteadas destacan las diferentes señales posteriormente individualizadas: 1) sismo volcánico de muy largo periodo (VLP); 2) VT; 3) evento de origen tectónico; 4) LP; 5 y 6) HYB.

Por otro lado, como el objetivo principal era la detección de los eventos VT, se trabajó con distintas componentes en simultáneo para nuevamente corroborar el tipo de señal y si efectivamente era la buscada. Esto en forma conjunta con un análisis de los tiempos de llegada del mismo evento a las distintas estaciones (Fig. 4.6.2.3).

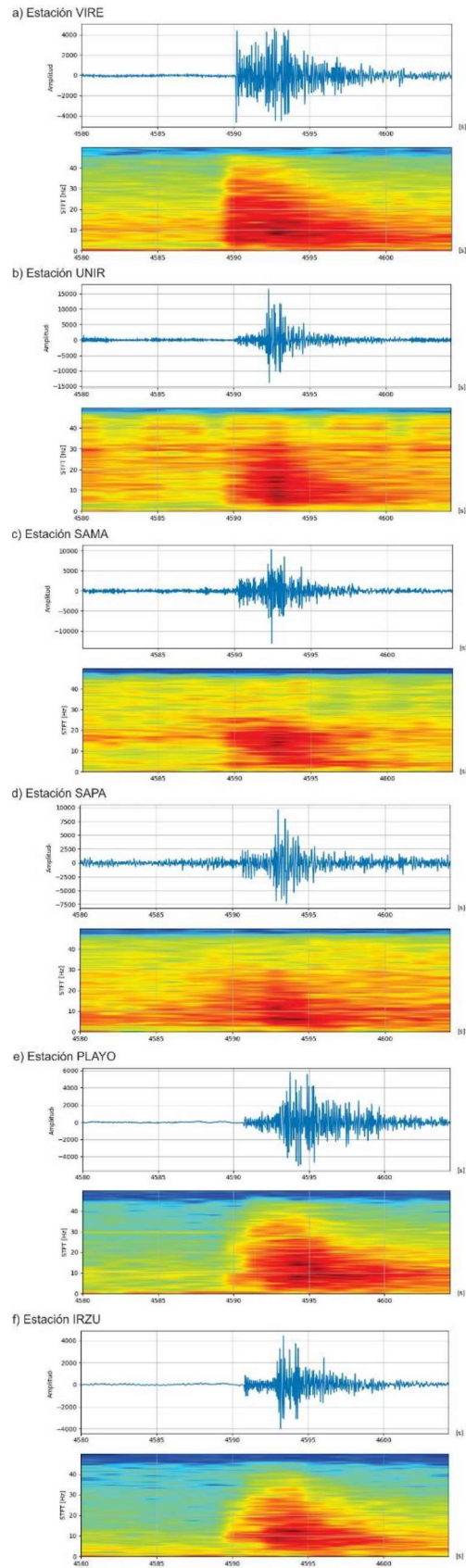


Figura 4.6.2.3: Arribo del evento VT ocurrido el día 21 de abril del 2013 a las distintas estaciones.



## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A partir de la base de datos discretizada, se generó un catálogo con las diferentes señales registradas por la red sismológica desplegada alrededor de los volcanes Irazú y Turrialba. Se identificaron un total de 90 eventos de origen tectónico, 38 eventos LP, 33 eventos HYB, y 26 TR.

A continuación, se analizan los resultados obtenidos para cada grupo:

### 5.1. Eventos de largo periodo (LP)

En este trabajo se pudieron identificar 38 eventos LP, los cuales se pudieron dividir según sus características (forma de onda, duración y espectro de frecuencias) en tres grupos:

- Grupo 1

Estos eventos LP presentan una forma de onda más “lenticular” en comparación al resto (Fig. 5.1.1), y es la forma típica que se observa en la mayoría de los volcanes. Su duración es de entre 20 y 30 segundos.

En cuanto a las frecuencias, se observa que, a diferencia del resto, tienen una banda de frecuencias menor (0,5 – 15 Hz aproximadamente). Y, presentan una frecuencia dominante de 1 y 3 Hz. El resto de los eventos de este grupo se presentan en el Anexo I.a de este trabajo. Este análisis concuerda con investigaciones hechas por otros autores (por ejemplo, Villegas et al., 2022), y señales similares se han observado en el volcán Galeras (Colombia), Kilauea (Hawái) y Redoubt (Alaska) (Kumagai & Chouet, 1999 ; Cadena Ibarra, 2021), entre otros.

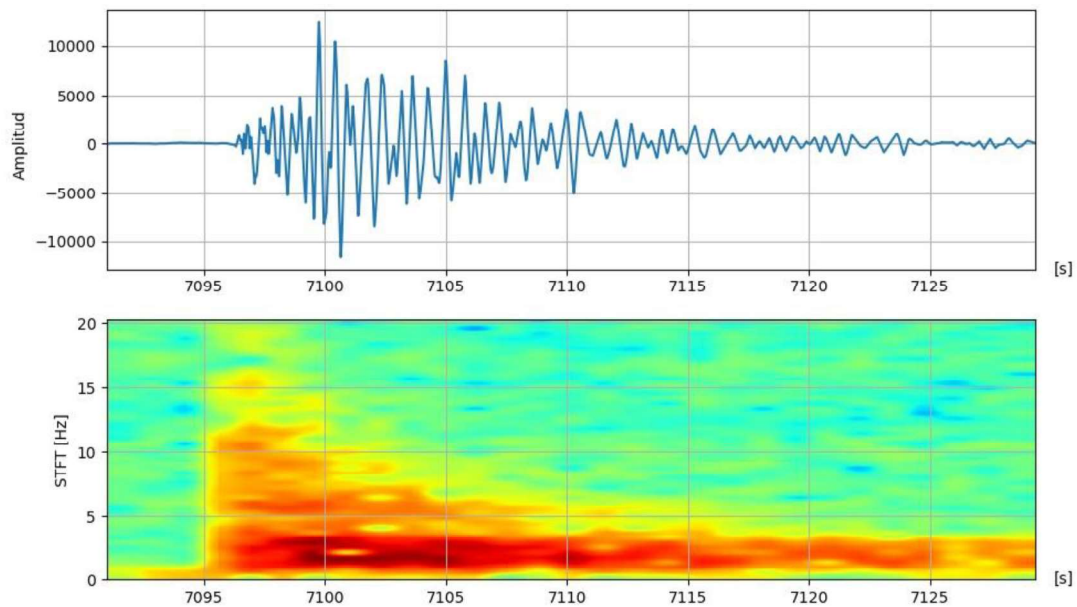


Figura 5.1.1: Evento LP, perteneciente al grupo 1, observado en la estación IRZU. Corresponde al día juliano 126 (6 de mayo del 2013), y es un evento que ocurrió a las 01:58:15 hora UTC.



- Grupo 2

Los LP pertenecientes a este grupo contienen una forma de onda que no es tan similar a al resto de los LP encontrados (Fig. 5.1.2). Pero, se observa que la forma lenticular propia de los LP sigue presente. Su duración es entre 20 y 30 segundos.

El espectrograma muestra que el rango de frecuencias que presentan estas señales varía entre 0,5 y 10 Hz, un rango de frecuencias máximas más bajas que las del grupo 1. Se observa que su frecuencia dominante es cercana a 1 y 3 Hz, y presenta un marcado arribo de onda P, pero no puede distinguirse ninguna otra fase, por lo tanto, esto permite clasificarlos como eventos LP. El resto de los eventos de este grupo se encuentra en el Anexo I.b de este trabajo. Este grupo concuerda con señales observadas en este volcán por Villegas et al (2022), y con señales similares en otros volcanes como el volcán Galeras (Cadena Ibarra, 2021), por ejemplo.

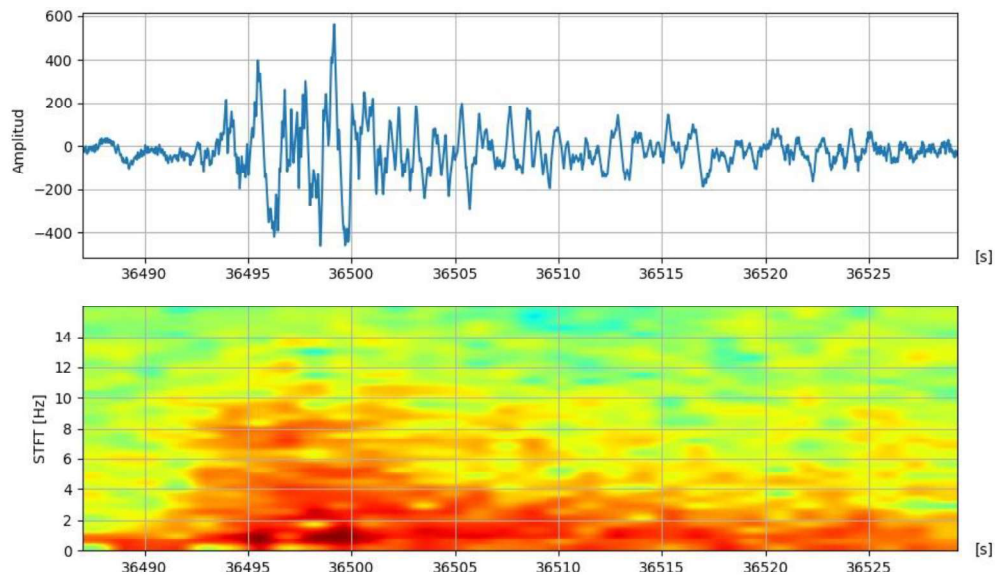


Figura 5.1.2: Evento LP, perteneciente al grupo 2, observado en la estación IRZU. Corresponde al día juliano 126 (6 de mayo del 2013), y es un evento que ocurrió a las 10:08:10 hora UTC

- Grupo 3

Las señales de este grupo también poseen una duración de entre 20 y 30 segundos y un rango de frecuencias entre 0.5 y 10 Hz. Pero, la frecuencia dominante varía entre 2.5 y 3 Hz (Fig. 5.1.3). El resto de los eventos de este grupo se encuentra en el Anexo I.d de este trabajo.

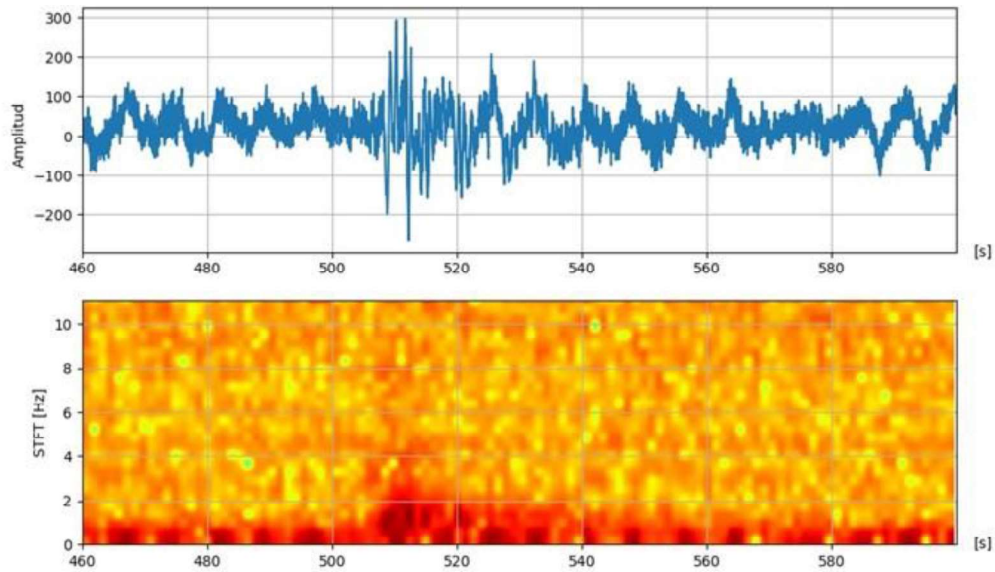


Figura 5.1.3: Evento de muy LP, observado en la estación IRZU. Corresponde al día juliano 113 (23 de abril del 2013), y es un evento que ocurrió a las 00:08:25 hora UTC.

Al hacer un análisis general de todos los eventos clasificados como LP podemos decir que estas señales presentan un marcado arribo de onda P, pero no se pueden identificar otras fases, solo se observa la forma “lenticular”. Presentan un amplio rango de frecuencias, la mayoría entre 0.5 y 10 Hz, donde la gama de frecuencias más altas se superpone a la señal de baja frecuencias. Sin embargo, la frecuencia de máxima energía o frecuencia dominante varía entre 1 y 3 Hz, indicada en color rojo intenso en los espectrogramas. Las bajas frecuencias de los LP en la mayoría de los casos implican modelos de fuente con expansión y compresión repetida de grietas subhorizontales llenas de fluidos (Molina et al., 2004). Pero, las altas frecuencias no siempre son visibles en los registros y puede deberse a una atenuación selectiva con respecto a las frecuencias más bajas y energéticas. Los modelos de alta frecuencia son más complejos, incluyendo fractura frágil del magma (Neuberg et al., 2006) o el movimiento *stick-slip* en los márgenes del conducto o dique cuando asciende fluido. Entonces, observando las señales presentadas anteriormente, y las características de la zona de estudio, puede ser que las señales LP estén generadas por un efecto de resonancia y/o fracturación con movimiento de fluido, al igual que en los LP analizados en otros volcanes y como lo interpreta Villegas et al. (2022) para los LP localizados en el volcán Irazú.

## 5.2. Eventos Híbridos (HYB)

En cuanto a los eventos HYB, también se encontró una gran variedad, pudiendo distinguir 3 tipos. Algunas características a resaltar de estos eventos, en todos los grupos, es como la amplitud decrece gradualmente y que presentan un arribo impulsivo de alta frecuencia con alto contenido espectral (característica de los eventos VT) pero que viene acompañada de una señal similar en forma de onda y contenido espectral de baja frecuencia (característica de un evento LP).

- Grupo 1



En este grupo, los eventos HYB presentan la particularidad de que las típicas altas frecuencias están presentes en casi toda la señal (Fig. 5.2.1), lo cual no se observó en los otros HYB encontrados. Presentan una duración de aproximadamente 40 segundos.

El resto de los eventos de este grupo se encuentra en el Anexo II.a de este trabajo.

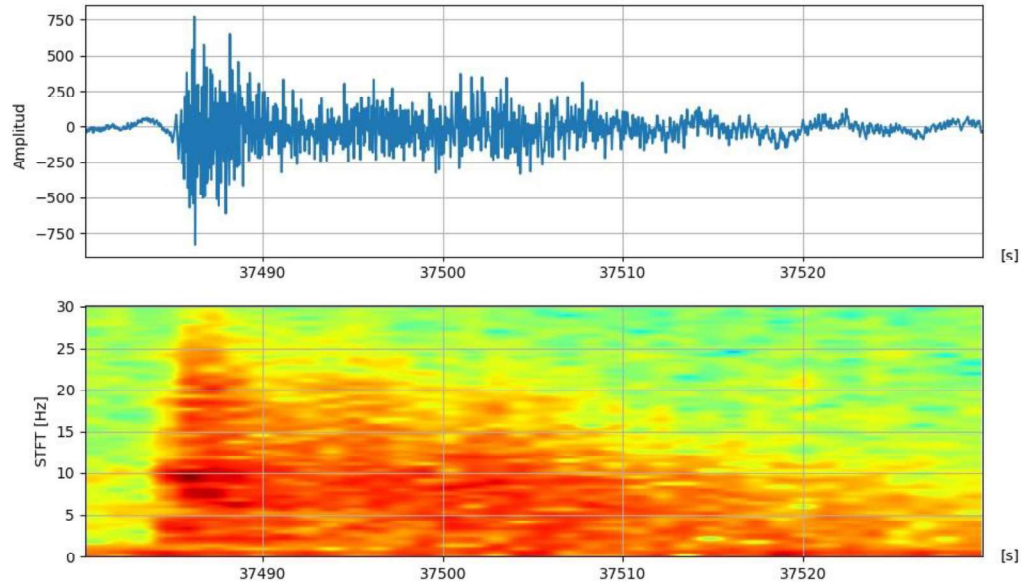


Figura 5.2.1: Evento híbrido, perteneciente al grupo 1, observado en la estación IRZU. Corresponde al día juliano 118 (28 de abril del 2013), y es un evento que ocurrió a las 10:24:40 hora UTC.

- Grupo 2

Los eventos HYB de este grupo, presentan las frecuencias altas iniciales, de una duración mucho menor en comparación al grupo 1. La banda de frecuencia presente en este grupo es mucho menor en comparación al anterior. La duración de estas señales es aproximadamente 30 segundos (Fig. 5.2.2). Este grupo es similar al grupo 2 de los eventos LP, pero lo que los diferencia es la banda de frecuencias, y la frecuencia dominante. El resto de los eventos de este grupo se encuentra en el Anexo II.b de este trabajo.

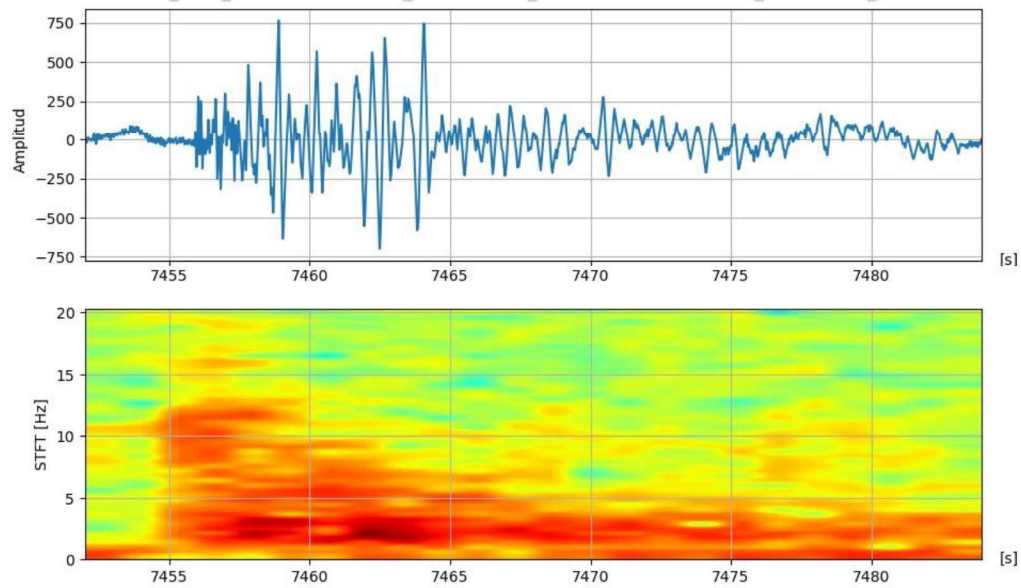


Figura 5.2.2: Evento híbrido, perteneciente al grupo 2, observado en la estación IRZU. Corresponde al día juliano 122 (2 de mayo del 2013), y es un evento que ocurrió a las 02:04:15 hora UTC.

- Grupo 3

Los HYB de este grupo presentan la forma comúnmente llamada de “tornillo”, con una duración de 15 segundos aproximadamente (Fig. 5.2.3). Señales muy similares, tanto en duración, forma de onda y amplitud, han sido observadas por McCausland et al. (2019) en el volcán Sinabung en Indonesia, por ejemplo. El resto de los eventos de este grupo se encuentra en el Anexo II.c de este trabajo.

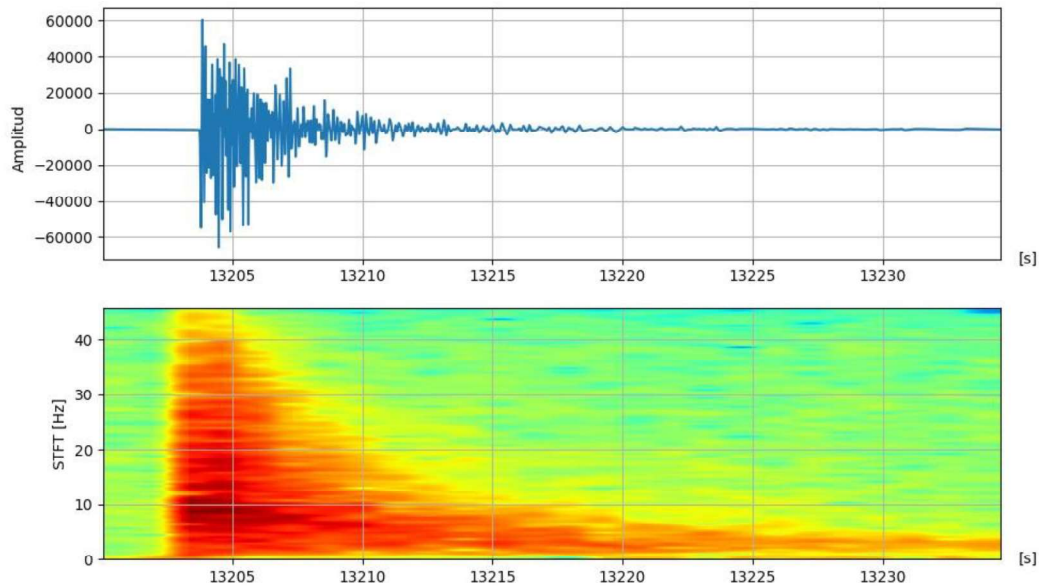


Figura 5.2.3: Evento híbrido, perteneciente al grupo 3, observado en la estación IRZU. Corresponde al día juliano 133 (13 de mayo del 2013), y es un evento que ocurrió a las 03:40:04 hora UTC.

Entonces, como se dijo anteriormente, estos eventos engloban propiedades de VT y LP, donde el arribo de alta energía (como en los VT) se asocia a una fractura en un medio



frágil y una coda de paquetes de ondas poco dispersas en torno a una frecuencia dominante (como los LP o TR) se interpreta como la resonancia producida en una fractura al interactuar con fluidos (Lahr et al., 1994). En algunos volcanes se presentan enjambres superficiales de este tipo de eventos que se han asociado al crecimiento de un domo (Miller et al., 1998). En este caso, los eventos HYB observados pueden haber sido producidos por el volcán Irazú o por el Turrialba, ya que la red de estaciones cubre los dos edificios volcánicos. Para poder determinar el origen de estos eventos se necesita un análisis mucho más profundo, con metodologías específicas, no contempladas en este trabajo.

### 5.3. Tremores (TR)

La característica de los TR es presentar bandas de frecuencias que perduran en el tiempo (Fig. 5.3), son señales continuas, no discretas como las analizadas anteriormente. Los TR pueden durar desde segundos, a minutos, horas e inclusive días.

Estos eventos se caracterizan por exhibir grandes amplitudes, principalmente presentan un rango de frecuencias bajas en el rango de 0,5 a 10 Hz, evidentes en los espectrogramas (Fig. 5.3). El resto de los eventos de este grupo se encuentra en el Anexo III de este trabajo.

Con respecto a la fuente de estos eventos, no hay una sola teoría aceptada, se sugiere un origen unido a las desgasificaciones, o a la resonancia de conductos, o también a variaciones de presión y temperatura en sistemas hidrotermales. También, autores como Julian (1994), incluyen a los TR en el grupo de eventos de baja frecuencia (junto con los LP y VLP), asumiendo la misma fuente generadora pero sometida a un estímulo continuo. Pero si se consideran precursores eruptivos (Langer et al., 2011). Para hacer interpretaciones respecto al origen de los TR identificados en este trabajo se necesita un estudio mucho más profundo y la aplicación de otras metodologías.

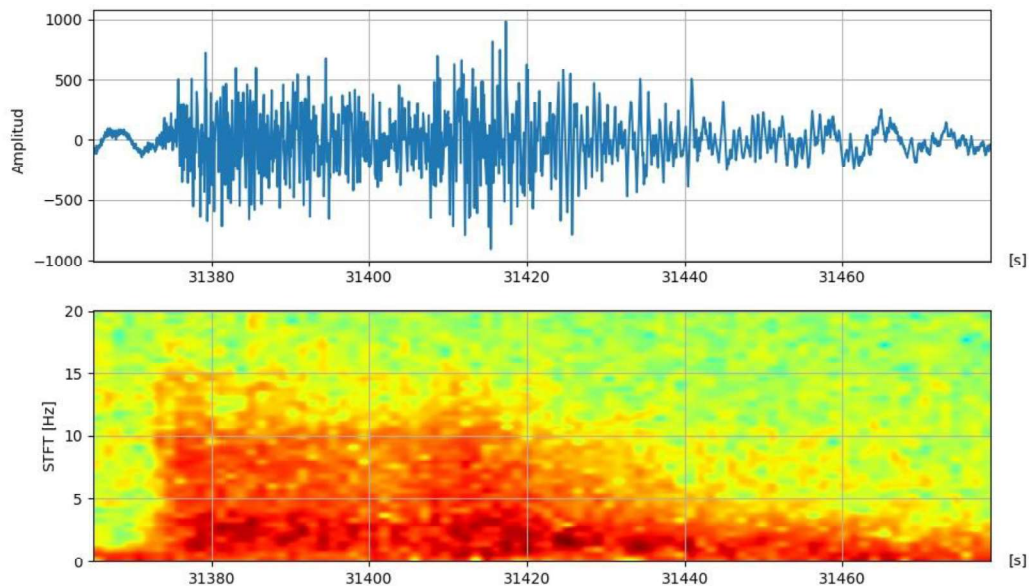


Figura 5.3: TR observado en la estación IRZU. Corresponde al día juliano 112 (22 de abril del 2013), y es un evento que ocurrió a las 08:42:55 hora UTC.





#### 5.4. Eventos de origen tectónicos

Todos los eventos fueron localizados utilizando el modelo de velocidades de Quintero & Kissling (2001) (Fig. 5.4.1). La mayoría de los eventos poseen valores de incertidumbre aceptables en la estimación de sus parámetros de localización (Tabla 1 – Anexo IV). Aquellos eventos que presentaron mayor incertidumbre son los localizados lejos y fuera del área de cobertura de la red de estaciones ubicada en el complejo volcánico Irazú-Turrialba (Fig. 2.1.1c). La estimación del parámetro de profundidad es el que presenta mayor incertidumbre, esto se debe a que las estaciones se encuentran ubicadas en superficie y no distribuidas en profundidad, y en que el modelo de velocidades no tiene en cuenta variaciones laterales de velocidad.

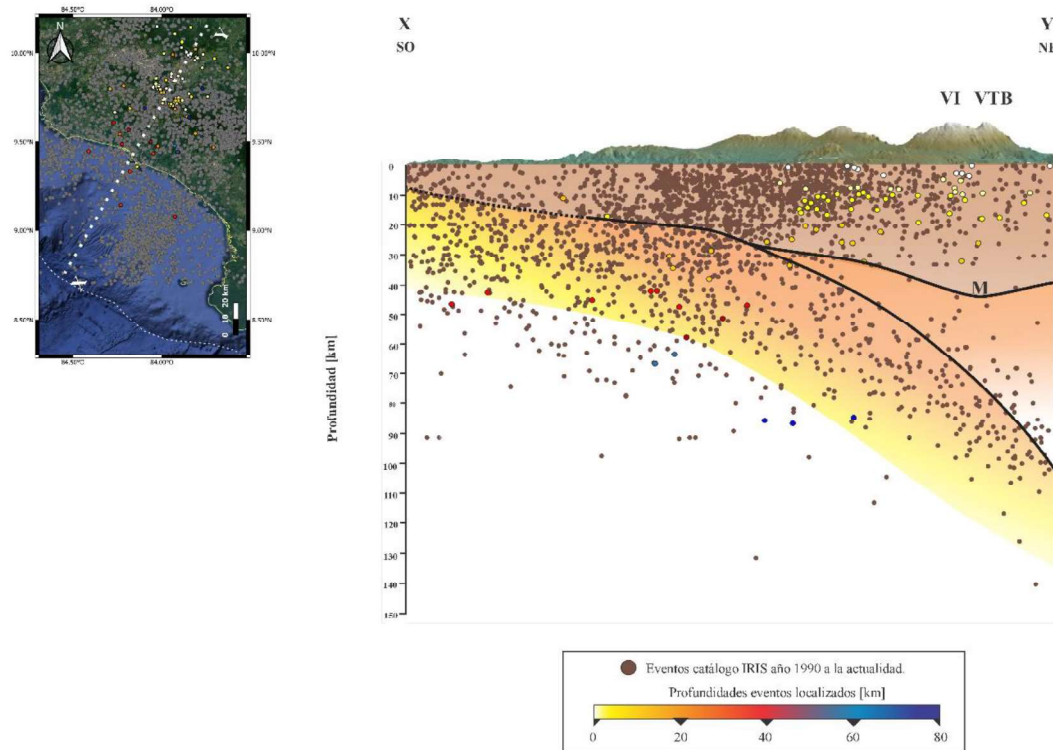


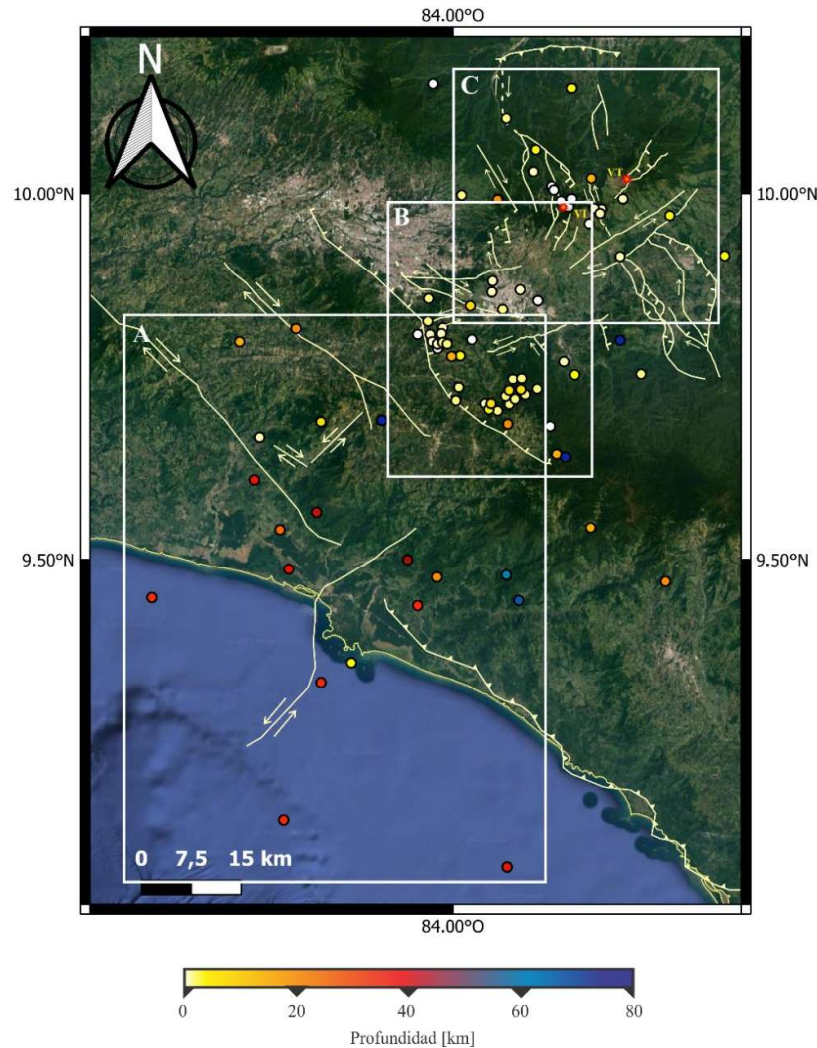
Figura 5.4.1: Mapa en planta y perfil X-Y del conjunto de eventos localizados en este trabajo (círculos en color según escala de profundidad), graficados junto con el catálogo de IRIS (círculos en color gris). Analizando la distribución en profundidad de estos, se puede distinguir la sismicidad asociada a las distintas placas tectónicas presentes en la región de estudio. En base a ello se hizo una clasificación en tres grupos: eventos de intraplaca, de interplaca y eventos de origen VT. M: Discontinuidad de Mohorovičić. VI: Volcán Irazú. VTB: Volcán Turrialba.

Cuando fue posible, también se calcularon los mecanismos focales de algunos eventos, arrojando resultados coherentes. Sin embargo, en algunos registros la onda P no era muy clara resultando dificultoso indicar la polaridad del primer arribo. Por otro lado, al carecer de una adecuada distribución azimutal de estaciones con datos precisos de polaridad, se dificultó la determinación de la solución del mecanismo focal. Durante el proceso de determinación de los mecanismos focales, se observó que los eventos localizados podrían estar asociados a diferentes sectores de la zona de subducción. Para identificar las características particulares de cada evento, se llevó a cabo una comparación exhaustiva con los eventos registrados en el catálogo sísmico del IRIS, y se abarcó el periodo de tiempo desde el año 1990 hasta la actualidad (Fig. 5.4.1). Sobre la base de esta



comparación, se realizó una clasificación de los eventos localizados en tres grupos principales: eventos de intraplaca, eventos de interplaca y eventos de origen VT.

Con el objeto de analizar de manera más clara y precisa los mecanismos focales, se dividió la zona de estudio en tres sectores: A, B y C (Fig. 5.4.2). En los sectores A y B (Fig. 5.4.2a; Fig. 5.4.2b), se identificaron eventos que sugieren una asociación con áreas de interplaca e intraplaca, respectivamente. Por otro lado, en el sector C se observó una mayor concentración de eventos VT (Fig. 5.4.2c).



*Figura 5.4.2: Eventos sísmicos localizados en este trabajo indicados en color según sus profundidades. Este mapa se divide en 3 secciones (A, B, y C) para poder explicar mejor sus orígenes. En la zona C se encuentra ubicado el complejo volcánico Irazú-Turrialba. Referencia sobre las fallas en la Figura 2.1.2.*

Se detallan a continuación los eventos que podrían estar asociados a las distintas zonas mencionadas anteriormente:

#### 5.4.1. Eventos de interplaca

Estos eventos son los que se asocian directamente al contacto entre dos placas, en este caso, entre la placa de Coco y la placa Caribe que comúnmente tienen profundidades que rondan entre los 40 km (Protti et al., 1995a). Tal como se observa en la figura 5.4.1, se tiene un total de 6 sismos de este tipo. Cabe destacar la falta de cobertura azimutal de las estaciones, ya que las mismas se encontraban cercanas y rodeando el complejo volcánico



Irazú-Turrialba. Teniendo en cuenta las incertidumbres en su localización, estos seis eventos son: 4, 9, 10, 27, 56 y 59 (Referencia Tabla 1-Anexo IV).

#### 5.4.2. Eventos de intraplaca

Los sismos de intraplaca son aquellos que se originan por una deformación interna de las placas. Pueden ocurrir en cualquier lugar donde existan fallas geológicas activas. En el caso de la placa de Cocos, la misma puede seguirse a través de su sismicidad de intraplaca, con profundidades que van desde 0 (en la trinchera) hasta 230 km por debajo de la Placa del Caribe (hacia el noreste del borde de subducción) (Protti et al., 2005). Mientras que los eventos de intraplaca de la placa del Caribe son sismos con profundidades menores a 30 km (Protti et al., 1995a). En la figura 5.4.1 se tienen los eventos localizados en función de sus profundidades y, se puede observar gracias a la comparación con el catálogo del IRIS (desde el año 1990 hasta la actualidad), como es la subducción entre las dos placas, y la posible asociación de ellos a cada una de las placas.

Por sus características y localización, 10 de los sismos obtenidos se relacionan con la fractura de la placa oceánica de Cocos subducida. Presentan profundidades que oscilan entre los 41 y los 86 km. De estas localizaciones, se obtuvo el mecanismo focal de los eventos n°56, n°62 y n°80, eligiendo respectivamente como plano de falla el plano con los siguientes valores de *strike/dip/rake*:  $317^\circ/42^\circ/-142^\circ$ ,  $283^\circ/43^\circ/-139^\circ$  y  $308^\circ/37^\circ/-163^\circ$ , respectivamente. Estos resultados se interpretan como fallas directas con componente de rumbo lateral derecha y de rumbo lateral derecha con componente directa, respectivamente (Fig. 5.4.2a; Tabla 1). Además, presentan profundidades de 34,1 km y 57,3 km. La falta de eventos asociados a la placa de Cocos se debe a que las estaciones, tal como se mencionó anteriormente se encuentran cercanas al Volcán Irazú y Turrialba.

Mientras que, de la placa del Caribe, se tuvo un total de 58 eventos que podrían estar vinculados a ella. De estos sismos, se tiene el evento n°26 (Fig. 5.4.2a; Tabla 1), localizado a una profundidad de 24,5 km y cercano a la Falla Delicias (Falla 22 en la Fig. 2.1.2), interpretada como una falla con inclinación subvertical y movimiento transcurrente de tipo sinistral (Denyer & Arias, 1991; Montero et al., 1998). En función del análisis del mecanismo focal de este sismo, el plano de falla con rumbo de  $58^\circ$  presenta un buzamiento de  $72^\circ$  y un *rake* de  $49^\circ$ .

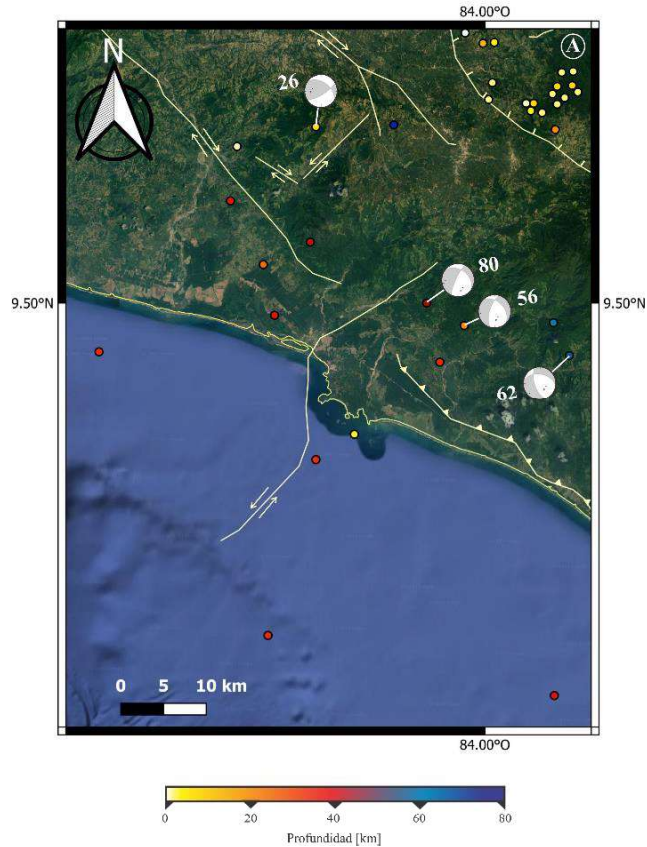


Figura 5.4.2a: Mecanismos focales obtenidos para los eventos localizados en la región centro-occidental de Costa Rica, sección “A” del mapa 5.1.2. Referencia tabla 1. Referencia fallas en Figura 2.1.2.

Tabla 1: Detalle y descripción de los eventos presentes en la Figura 5.4.2a. #: número de evento. mc: magnitud coda. Error Lat.: error en latitud en km. Error Lon.: error en longitud en km. Error Prof.: error en profundidad en km. Referencia Anexo IV-Tabla 1.

#	Localización								mc	Mecanismo focal							
	Fecha	Tiempo origen (UTC)	Latitud	Error Lat.	Longitud	Error Lon.	Prof.	Error Prof.		Plano Principal			Plano auxiliar			Gráfico	Tipo de falla según el plano elegido
									STR	DIP	RAKE	STR	DIP	RAKE			
26	23/4/2013	04:03:52,1	9,688	7	-84,180	5	24,5	8,6	0,7	58	72	49	308	44	153		inversa con componente de rumbo lateral izquierda
56	4/5/2013	17:21:52,2	9,476	6,2	-84,022	6	34,1	10,3	0,7	317	42	-142	197	66	55		directa con componente de rumbo lateral derecha
62	7/5/2013	03:51:20,8	9,444	34,5	-83,910	27,9	66,2	36,3	0,9	283	43	-139	160	63	-55		directa con componente de rumbo lateral derecha
80	13/5/2013	04:54:32,9	9,500	9,8	-84,062	8	57,3	8,6	2,0	308	37	-163	204	80	-54		de rumbo lateral derecha con componente directa

En la figura 5.4.2b, se observa que, a diferencia de la anterior, los eventos son mucho más superficiales, de profundidades máximas de 35 km. El evento n°19, presenta un mecanismo focal de *strike/dip/rake*: 325°/72°/-101°, estos valores pueden asociarse a una falla directa con componente de rumbo lateral derecha (Tabla 2). Debido a estos valores y a la cercanía del evento a la Falla Lara, y teniendo en cuenta la incertidumbre en la



ubicación de su epicentro ambos podrían relacionarse con ella. Hacia el sur de este mapa se encuentra el evento n°22, ocurrido a 7,6 km de profundidad aproximadamente con  $323^{\circ}/44^{\circ}/-178^{\circ}$  de *strike*, *dip* y *rake* (Fig. 5.4.2b; Tabla 2). Este evento se encuentra cercano a la Falla Coris, interpretada como una falla de rumbo lateral derecha (Marshall et al., 2000), y presenta gran concordancia con los parámetros de dicha falla, pudiendo haber sido la fuente sismogénica del mismo. La Falla Frailes-Pirris-Pangolín se distingue por ser un sistema de fallas de rumbo lateral derecha con una componente directa (Montero et al., 1998; Denyer et al., 2003). Una gran cantidad de eventos obtenidos podrían estar asociados a esta falla. En particular, se ha determinado el mecanismo focal del evento n°23, que tuvo lugar a una profundidad de 8.9 km. Aunque muestra un desplazamiento normal, también presenta una componente de rumbo de tipo dextral, lo que indica una posible asociación con este sistema de fallas.

El evento n°25, que ocurrió a 1 km de profundidad aproximadamente. Al encontrarse cercano al sistema de Fallas Navarro, la cual es una falla de gran extensión e importancia en Costa Rica, podría asociarse a ella. Además, se destacan 3 eventos (n°30, 35 y 57) cuyos mecanismos focales poseen características similares (Tabla 2). Si bien no hay material bibliográfico al respecto, en este trabajo se observa que es una zona que podría presentar fallamiento inverso, con componente de rumbo en algunos casos. Sin embargo, para poder inferir sobre la presencia de alguna estructura en esa región, es necesario realizar otros estudios complementarios.

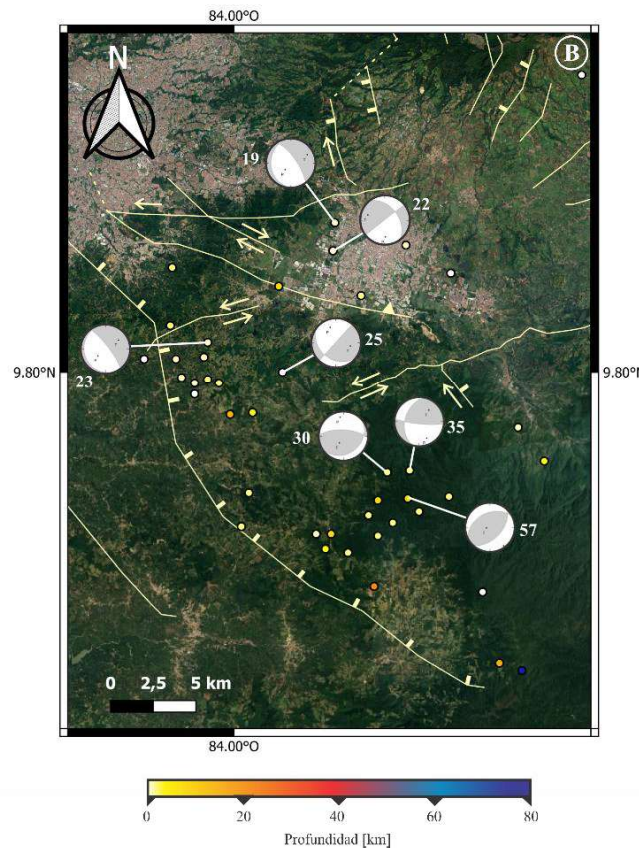


Figura 5.4.2b: Mecanismos focales de los eventos localizados pertenecientes a la sección "b" del mapa 5.1.3. Referencia fallas en Figura 2.1.3. A la derecha se tiene el mapa "b", región que se detalla en el texto. Referencia tabla 2. Referencia fallas en la Figura 2.1.2.



Tabla 2: Detalle y descripción de los eventos presentes en la Figura 5.4.2b. #: número de evento. mc: magnitud coda. Error Lat.: error en latitud en km. Error Lon.: error en longitud en km. Error Prof.: error en profundidad en km. Referencia Anexo IV-Tabla 1.

#	Localización								mc	Mecanismo focal							
	Fecha	Tiempo origen (UTC)	Latitud	Error Lat.	Longitud	Error Lon.	Prof.	Error Prof.		Plano Principal			Plano auxiliar			Gráfico	Tipo de falla según el plano elegido
									STR	DIP	RAKE	STR'	DIP'	RAKE'			
19	21/4/2013	01:16:27,6	9,880	2,5	-83,946	2,3	7,8	3,3	0,7	325	72	-101	177	21	-60		directa con componente de rumbo lateral derecha
22	21/4/2013	14:16:07,9	9,865	3,6	-83,947	3,2	7,6	6,3	0,6	323	44	-178	231	87	-46		de rumbo lateral derecha con componente directa
23	22/4/2013	04:08:51,8	9,816	4,8	-84,014	4,3	8,9	10,8	1,0	322	80	-95	169	11	-64		directa con componente de rumbo lateral derecha
25	23/4/2013	01:44:04,8	9,800	4	-83,974	6,5	0,8	8,2	1,1	222	89	57	130	33	178		inversa con componente de rumbo lateral izquierda
30	25/4/2013	13:48:55,4	9,746	3,4	-83,918	3,4	10,3	8	1,0	54	27	54	273	68	107		inversa con componente de rumbo lateral izquierda
35	27/4/2013	07:30:11,3	9,747	2,8	-83,906	2,6	10,6	6,4	0,6	96	81	131	196	42	13		inversa con componente de rumbo lateral derecha
57	5/5/2013	04:27:27,4	9,732	5,1	-83,907	10	21,3	7,5	1,0	44	51	77	244	41	105		inversa con componente de rumbo lateral izquierda

### 5.4.3. Eventos volcanotectónicos (VT)

Del total de los eventos localizados, 27 se vincularon a la acción de los esfuerzos locales generados por el complejo volcánico Irazú-Turrialba. Esta asociación se hizo en base a las profundidades de los sismos, las cercanías a los volcanes, y las fallas que manejan el sistema dinámico del mismo. Una de las características que diferencian a los eventos de tipo VT de los puramente tectónicos son su menor magnitud, y la distribución temporal con la que suceden los mismos.

De acuerdo con la figura 5.4.3.1, la mayoría de las incertidumbres presentan valores bajos y se concentran entre 0 y 10 km. En cuanto al parámetro de latitud, el 63% de los datos tiene incertidumbres entre 0 y 5 km, el 30% de los datos se encuentra entre 5 y 10 km, y solo el 7% de los valores supera los 10 km. Por otro lado, en la estimación de la longitud, el 82% de los eventos presenta incertidumbres entre 0 y 5 km, mientras que el 19% se encuentra entre 5 y 10 km. Respecto a la estimación de la profundidad, como se mencionó anteriormente, se esperaba que los valores fueran más altos en comparación con los dos parámetros anteriores. En este caso, el 48% de los eventos presenta valores entre 0 y 5 km, el 37% entre 5 y 10 km, y el 14% se encuentra entre 10 y 15 km.

Al analizar estos datos, se destaca que los eventos con menor incertidumbre en su localización son aquellos que tienen hipocentros más cercanos a la red de estaciones. Es importante tener en cuenta la buena localización, ya que los errores presentan valores



bajos, especialmente entre 0 y 5 km en los tres parámetros espaciales (Fig. 5.4.3.1). Para el conjunto completo de datos, se obtuvieron valores de RMS < 0.4. En particular para los eventos VT, el 70% presenta valores entre 0.1 y 0.2, mientras que solo el 30% muestra valores de RMS entre 0.3 y 0.4 (Fig. 5.4.3.2). Estos valores se consideran aceptables para la localización de los eventos. Sin embargo, es importante tener en cuenta que se trata de ajustes matemáticos y que tener valores de RMS bajos no garantiza una precisión absoluta en la localización. Y, debemos recordar que todos estos ajustes y cálculos matemáticos están asociados a fenómenos físicos que ocurren en la Tierra.

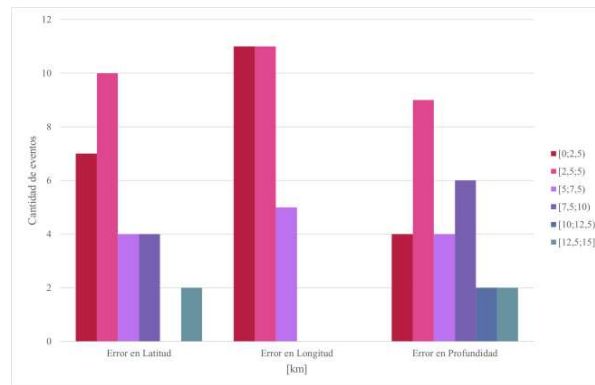


Figura 5.4.3.1: Histograma que presenta las incertidumbres obtenidas en la estimación de los parámetros de errores en latitud, longitud y profundidad de los eventos localizados. Referencia Tabla 3.

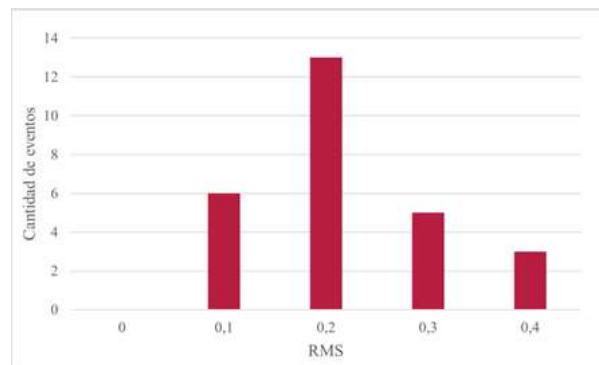


Figura 5.4.3.2: Histograma que presenta la cantidad de eventos localizados que obtuvieron el mismo valor de RMS. Referencia Tabla 3.

Finalmente, en la sección C del mapa (Fig. 5.4.2), se encuentra ubicado el complejo volcánico Irazú-Turrialba, zona de principal interés en este trabajo debido a que aquí se localizan los eventos VT (Fig. 5.4.3.3). De los resultados obtenidos, se analizarán primero los mecanismos de los eventos más alejados al complejo Irazú-Turrialba hasta llegar a los que se encuentran en él. El evento más alejado es el número 77, localizado a 12,2 km de profundidad, y presenta un mecanismo de fallamiento normal con componente de rumbo dextral. Teniendo en cuenta la incertidumbre en la localización de este evento, el mismo podría asociarse a alguna de las trazas de la Falla Río Sucio, pero la traza occidental es la más adecuada. Otro evento que puede ser consistente a la actividad de este sistema de fallamiento es el n°18, el cual posee una solución de mecanismo focal de una falla normal con desplazamiento de rumbo dextral, con valores *strike*, *dip* y *rake* muy similares al evento n°77, a una profundidad de 9 km. Esto concuerda con Montero et al. (2013) que interpreta la traza occidental de la falla como normal.



Si observamos el mecanismo obtenido para el evento localizado en la ladera sureste del volcán Turrialba (evento 73; Tabla 3), podemos ver que el mismo define una falla normal con una pequeña componente de rumbo dextral (Fig. 5.4.2c). Asociado a esto, autores como Kolarsky et al. (1995), López (1999) y Montero (2003) entre otros, han propuesto que el sistema activo de Fallas Atirro-Río Sucio y el pull-apart Turrialba-Irazú son resultado del campo de esfuerzos compresivos horizontales máximos generado por la subducción de la cordillera de Cocos en el sur de Costa Rica. Estos esfuerzos tienen una dirección NS y por lo tanto generan fallas de rumbo con movimiento dextral con dirección NO. Pero, en este conjunto de fallas del sistema Atirro hay una falla con comportamiento normal, la Falla Azul-Atirro (Fig. 2.1.2) a la que se le podría asociar el mecanismo obtenido.

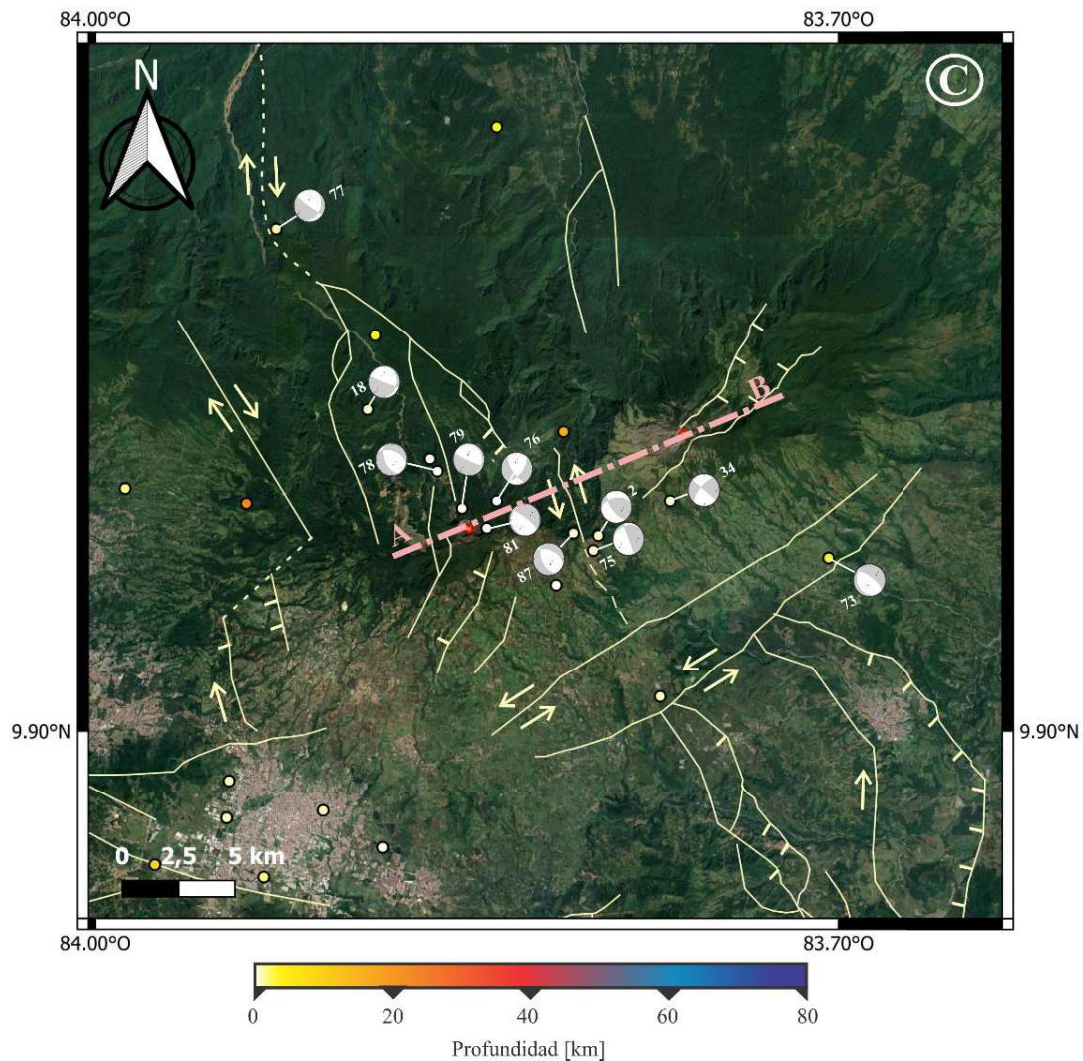


Figura 5.4.2c: Mecanismos focales de los eventos de la sección “c” del mapa 5.1.3. Perfil AB que atraviesa ambos volcanes, Irazú y Turrialba, para mostrar los mecanismos focales en profundidad. Referencia tabla 3. Referencia fallas en Figura 2.1.2.





Tabla 3: Detalle y descripción de los eventos presentes en la Figura 5.4.2c. #: número de evento. mc: magnitud coda. Error Lat.: error en latitud en km. Error Lon.: error en longitud en km. Error Prof.: error en profundidad en km. Referencia Anexo IV-Tabla 1.

#	Localización								mc	Mecanismo focal							
	Fecha	Tiempo origen (UTC)	Latitud	Error Lat.	Longitud	Error Lon.	Prof.	Error Prof.		Plano Principal			Plano auxiliar			Gráfico	Tipo de falla según el plano elegido
										STR	DIP	RAKE	STR	DIP	RAKE		
2	13/4/2013	14:40:47.20	9,979	1,9	-83,797	1,2	7,3	2,7	0,9	144	65	130	261	46	36		inversa con componente de rumbo lateral derecha
18	20/4/2013	16:35:42.2	10,030	8,3	-83,890	5,1	9	9,1	0,1	112	86	-114	13	24	-10		directa con componente de rumbo lateral derecha
34	27/4/2013	06:53:16.5	9,993	1,6	-83,768	1,1	9,5	1,8	0,9	310	90	-159	220	69	0		de rumbo lateral derecha con componente directa
73	11/5/2013	10:02:33.3	9,970	13,6	-83,704	6,4	15,8	7,3	0,5	162	22	-57	307	72	-102		directa con componente de rumbo lateral izquierda
75	12/5/2013	02:53:46.5	9,973	1,5	-83,799	0,9	9,9	1,8	0,1	340	90	-109	250	19	0		directa con componente de rumbo lateral derecha
76	12/5/2013	10:08:06.4	9,993	3	-83,838	2,1	2,5	7,6	0,7	145	65	-146	39	59	-29		de rumbo lateral derecha con componente directa
77	12/5/2013	17:29:38.2	10,103	8	-83,927	4,2	12,2	12,7	0,7	126	84	-119	25	29	-12		directa con componente de rumbo lateral derecha
78	13/5/2013	00:54:56.8	10,005	2,4	-83,862	2,1	3,3	3,2	0,7	154	53	-64	295	44	-120		directa con componente de rumbo lateral izquierda
79	13/5/2013	03:40:03.4	9,990	3,2	-83,852	2,7	5,0	3,7	1,1	115	82	-105	358	17	-28		directa con componente de rumbo lateral derecha
81	13/5/2013	05:12:02.7	9,982	2,8	-83,842	2,1	2,5	3,4	0,7	179	16	-40	308	80	-102		de rumbo lateral izquierda con componente directa
87	15/5/2013	12:24:44	9,980	2,3	-83,807	1,5	8,6	2,7	0,1	108	78	130	212	41	18		inversa con componente de rumbo lateral derecha

En el área central donde se encuentran los volcanes Irazú (VI) y Turrialba (VT), se identificaron dos grupos de eventos. Uno de los grupos está compuesto por los eventos n°2, n°75 y n°87, los cuales muestran mecanismos de tipo inverso puro a inverso con componente de rumbo dextral. Estos eventos se localizan a una profundidad de entre 7 y 10 km, como se muestra en la figura 5.4.2c.

En dicha figura y en el perfil AB (Fig. 5.4.2c-AB) se puede observar una falla de desplazamiento con rumbo dextral, casi vertical y orientación nor-noroeste, denominada Falla Liebres (Linkimer et al., 2018). Esta falla podría ser una prolongación de la Falla Blanquito (Fig. 2.1.2). Estos eventos podrían estar asociados con esta falla subvertical. Si se presta atención a la topografía, se puede observar la presencia de un valle entre los dos volcanes, y se puede percibir el descenso de la topografía debido a la presencia de la Falla Liebres. Esto demuestra lo observado en profundidad. Linkimer et al. (2018) interpretó que la extensión en profundidad de la Falla Liebres alcanza aproximadamente los 6 km. Lo cual concuerda con los eventos localizados al tener en cuenta sus incertidumbres en



profundidad. Pero tampoco se descarta que la falla pueda, posiblemente, llegar a mayores profundidades (Fig. 5.4.2c-AB).

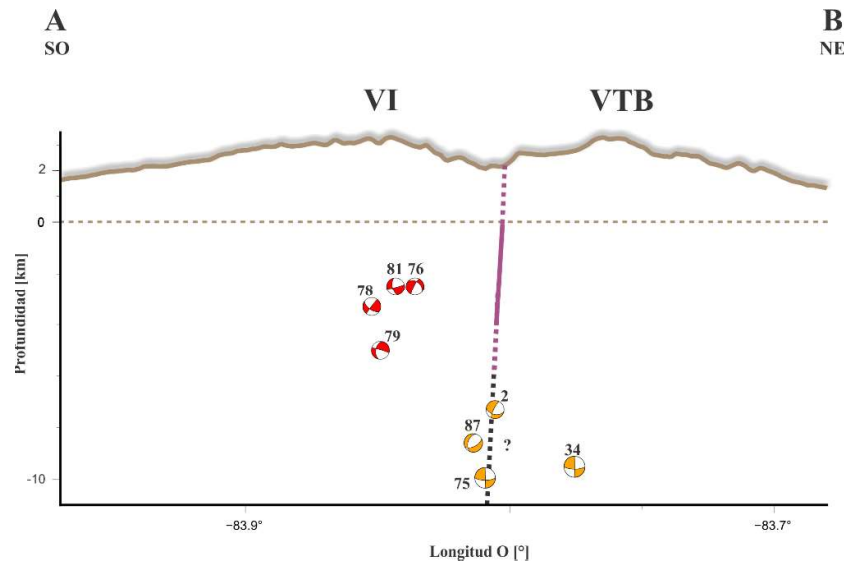


Figura 5.4.2c-AB: Perfil AB de sección transversal, tomado del mapa 5.4.2c, se observa la extensión de la falla Liebres en profundidad, y se tiene una zona de fallamiento interno del volcán Irazú. VI: Volcán Irazú. VTB: Volcán Turrialba. Referencias fallas: Linkimer, L. et al. (2018).

El otro grupo de eventos que se observa, tanto en el mapa en planta como en el perfil, son aquellos que se encuentran por encima o muy cerca del volcán Irazú. Estos eventos incluyen los números 76, 78, 79 y 81, y aunque tienen componentes de rumbo, predominan los esfuerzos normales. Se observa que los mecanismos focales de estos eventos son muy similares entre sí, todos con la presencia de esfuerzos de distensión. Esto es coherente debido a la ubicación en la región, ya que esta tensión puede estar asociada con la apertura de espacios para la circulación de fluidos. Estos sismos dispersos podrían haberse originado en una o varias fallas con buzamiento general hacia el este. Este tipo de mecanismo focal es típico en los volcanes, aunque cada volcán tiene su dinámica particular, comparten la característica de presentar zonas de extensión. Los mecanismos focales encontrados en el Volcán Irazú por Cascante-Matamoros & Porras (2017) son similares a los mencionados anteriormente, como también los calculados por Linkimer et al. (2018).

Al analizar los valores de magnitud coda, que se presentan en la Tabla 3, se puede observar una gama de valores que oscila entre 0,1 y 1,1. Estos valores representan la magnitud estimada de los eventos VT registrados durante el período de estudio. La presencia de valores tan bajos de magnitud coda podría indicar que los eventos VT estudiados en este trabajo, presentaron una liberación de energía relativamente pequeña. Sin embargo, es importante tener en cuenta que la escala de magnitud es logarítmica, lo que significa que cada incremento de una unidad de magnitud representa un aumento de diez veces la amplitud máxima del registro.



## 6. CONCLUSIONES

El análisis de las formas de onda registradas por la red de estaciones desplegadas alrededor de los volcanes Irazú y Turrialba en Costa Rica, ha permitido identificar y caracterizar un total de 90 eventos de origen tectónico, 46 LP, 37 eventos HYB y 26 TR.

Se ha localizado sismicidad asociada a la placa del Caribe, y a la placa de Cocos subducida con baja incertidumbre en la estimación de los parámetros de localización. Las menores incertezas se obtuvieron para aquellos eventos con mayor cobertura azimutal. Se determinó la solución para un conjunto de 22 eventos utilizando el método de primeros movimientos. Los mecanismos obtenidos permiten asociar los eventos con los distintos sistemas de fallamiento activo que rodean la región de los volcanes Irazú y Turrialba. De esta manera se han asociado eventos a las Fallas Delicias, Coris, Frailes-Pirris-Pangolín, Navarro, Atirro-Rio sucio, Azul-Atirro y Falla Liebres. Particularmente, los mecanismos observados en la región volcánica se caracterizan por la mayor influencia de los esfuerzos de extensión. En cuanto a los mecanismos focales del resto de los eventos, se observa que predominan los mecanismos asociados a fallamientos de rumbo, esto se corresponde con la fuerte presencia de fallas de rumbo en la región. Estos tipos de fallas son normales en dichas regiones, ya que en este caso los volcanes se encuentran emplazados dentro de una cuenca de tracción o *pull-apart*. Para este conjunto de eventos, se estimaron valores de magnitud coda entre 0,1 y 1,1. Estos resultados proporcionan información importante para comprender la actividad sísmica y la dinámica volcánica en la región estudiada.

En cuanto a las demás señales volcánicas, se han identificado eventos LP. Estos se dividieron en tres grupos con distintas características de forma de onda, duración y espectro de frecuencias. Los tres grupos presentan características similares pero diferentes duraciones. El rango de frecuencias es amplio, la mayoría entre 0,5 y 10 Hz, y la gama de frecuencias más alta se superpone a la señal de baja frecuencia. Sin embargo, la frecuencia dominante varía entre 1 y 3 Hz. En todos los casos, se puede determinar un marcado arribo de la onda P, pero no se distingue la presencia de otras fases. Estos eventos se encuentran vinculados a la apertura de conductos con movimiento de fluidos. En este caso podrían estar vinculados al sistema de fracturas e hidrotermal de ambos volcanes.

En los eventos HYB se identificaron tres grupos. El Grupo 1 tiene alta duración en frecuencias altas y prolongada en frecuencias bajas. El Grupo 2 muestra frecuencias altas iniciales y duración menor que el Grupo 1. Mientras que, el Grupo 3 presenta forma de onda en espiral o “tornillo” y frecuencias altas que decaen rápidamente. Además, se visualizaron 26 TR con bandas de frecuencias persistentes en el tiempo, con duraciones que van desde segundos hasta minutos y horas. Cabe destacar que todos los TR presentan características similares en forma de onda y amplitud, y podrían estar relacionados principalmente con la actividad del volcán Turrialba, ya que este volcán se encontraba dentro de un periodo eruptivo.

A lo largo de este estudio, se encontraron diversas señales sísmicas de naturaleza variada. El uso de filtros facilitó su visualización, identificación y clasificación (Fig. 6). Se emplearon distintos tipos de filtros de baja y alta frecuencia en el análisis, lo cual permitió la creación de un catálogo, como se mencionó previamente. Se destaca la correlación de los eventos LP con la clasificación propuesta por Villegas et al. (2022).

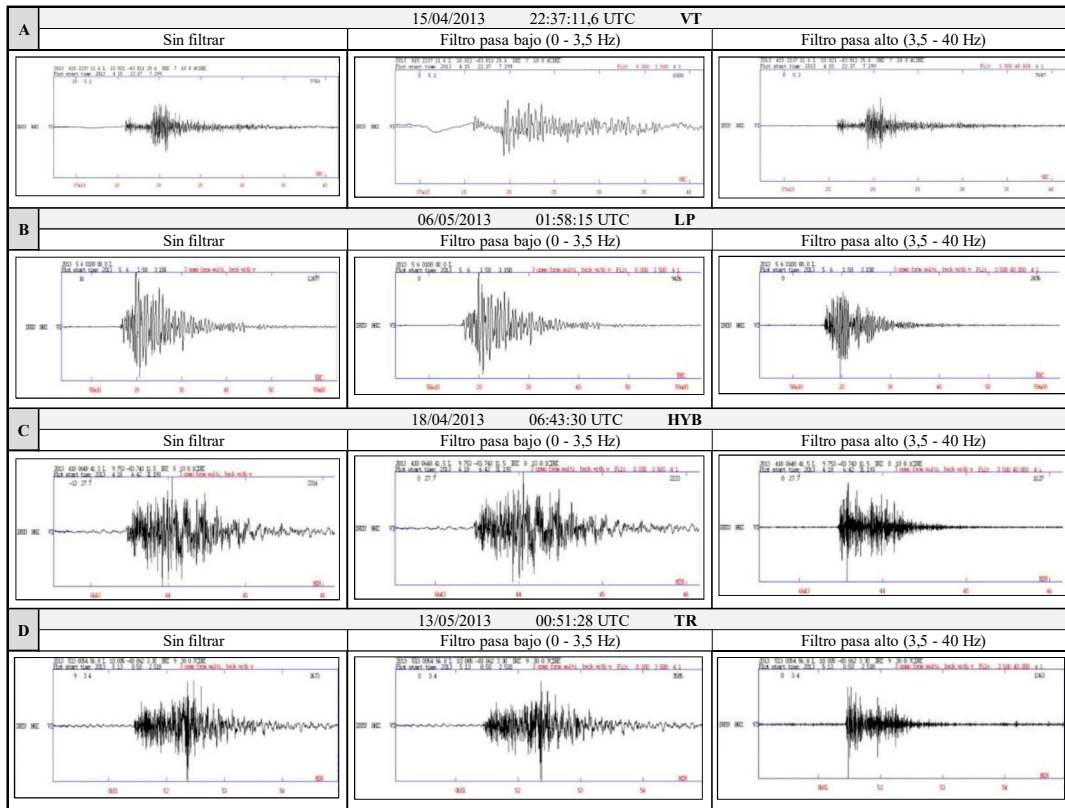


Figura 6: Resumen de las señales identificadas en este trabajo. A) Evento VT. B) Evento LP. C) Evento HYB. D) TR.



## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K. (1992). State of the art in volcanic seismology. *Volcanic Seismology*, 3-10.
- Aki, K., R. Koyanagi, (1981). Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 86, pp. 7095-7109.
- Alvarado, G., (2000). *Volcanes de Costa Rica: Geología, historia y riqueza natural.*- 269 págs. EUNED, San José.
- Antayhua Vera, Y. T., Velarde Quispe, L., Vargas Alva, K. A., Tavera, H., & Villegas Lanza, J. C. (2021). Actividad sísmica en el entorno de la falla Pacollo y volcanes Purupuruni–Casiri (2020–2021).
- Apuntes de Cátedra: Sismología General año 2020 – Licenciatura en Geofísica, Universidad Nacional de San Juan.
- Araya, C. Linkimer, L., Montero, W. & Rojas, W., (2015). The Tobosi Fault: source of the 2011-2012 Tobosi earthquake swarm in central Costa Rica. *Rev. Geol. A. Ctrial.*, 53:89-102.
- Arce, M. F. (1997). Evaluación del hipotético sistema de falla transcurrente este-oeste de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, (19-20).
- Barquero, R & Vargas, A., (2011). Red Sísmica P.H. Pirrís, informe periodo 2008-2010.- 39 págs. ICE [Inf. Interno].
- Borgia, A., Burr, J., Montero, W., Mrrales L. & Alvarado, G., (1990). Fault propagation folds induced by gravitational failure and slumping of the Central Costa Rica Volcanic Range: implications for large terrestrial and martian volcanic edifices. – *Journal of Geophysical Research*, 95: 14357-14382.
- Bormann, P. (2009). Aim and Scope of the IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP). In *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)* (pp. 1-18). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Boschini, I. M., (1989). Incidencia de las fuentes sísmicas en la región caribe de Costa Rica. – 97 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de Lic.]
- Bourgeois, J., Azema, J., Baumgartner, P. O., Tournon, J., Desmet, A., & Aubouin, J. (1984). The geologic history of the Caribbean-Cocos plate boundary with special reference to the Nicoya ophiolite complex (Costa Rica) and DSDP results (Legs 67 and 84 off Guatemala): A synthesis. *Tectonophysics*, 108(1-2), 1-32.
- Cadena Ibarra, O. (2021). Modelos de fuente de sismicidad LP para la actividad del volcán Galeras 2004-2010 (Colombia). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Colombia.
- Calvo, C., Madrigal, K., Merayo, F., Salazar, M., Fallas, C., Alvarado, G. E., ... & Sánchez, R. (2019). Modelo volcanotectónico del graben cuspidal complejo del Turrialba (Costa Rica) y su relación con los colapsos sectoriales bajo un régimen transpresivo y transtensivo. *Revista Geológica de América Central*, (61), 57-77.



Campos-Durán, D., Quintero-Quintero, R., & Segura-Torres, J. (2021). Sismo de San Gabriel, 27 de julio de 2018 (Ml 4, 6): análisis de los parámetros de la fuente sísmica y del contexto sísmico de la región suroeste del Valle Central, Costa Rica. *Boletín de Geología*, 43(3), 165-178.

Carniel, R. (2010). Comments on the paper “Automatic detection and discrimination of volcanic tremors and tectonic earthquakes: an application to Ambrym volcano, Vanuatu” by Daniel Rouland, Denis Legrand, Mikhail Zhizhin and Sylvie Vergnolle J. *Volcanol. Geotherm. Res.*, 194 (1–3) (2010), pp. 61-62.

Cascante-Matamoros, Monserrat & Porras, Hernán. (2017). INTERPRETACIÓN DE LOS SISMOS PEQUEÑOS Y MODERADOS BAJO EL VOLCÁN IRAZÚ. *Revista Geográfica de América Central*. 1. 181. 10.15359/rgac.58-1.7.

Chiesa, S., Alvarado, G. E., Pecchio, M., Corella, M., & Zanchi, A. (1994). Contribution to petrological and stratigraphical understanding of the Cordillera de Guanacaste lava flows, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*.

Chouet B. (1996). Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting *Nature*, 380, pp. 309-316.

DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical research letters*, 28(21), 4043-4046.

DeMets, C., & Stein, S. (1990). Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13), 21931-21948.

Denyer, P., & Arias, O. (1993). Geología del norte de la península de Nicoya, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*.

Denyer, P., & Kussmaul, S. (1994). Atlas Geológico de la Gran Área Metropolitana, Costa Rica. Cartago, Costa Rica: Editorial Tecnológica de Costa Rica. Cartago.

Denyer, P., Aguilar, T., & Alvarado, G. E. (2003). Geología y estratigrafía de la hoja Barranca, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, (29).

Dóndoli B, C., & Torres M, J. A. (1954). Geoagronomic study of the eastern region of the central tablelands.

Escalante, J. (1990). The Jaime Escalante math program.

Fernández, M., (1996). Evaluación del hipotético sistema de falla Transcurrente Este-Oeste de Costa Rica.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 19/20: 57-74.

Fernández, M. & Montero, W., (2002). Fallamiento y sismicidad del área entre Cartago y San José, Valle Central de Costa Rica.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 26:25-37.

Fernández, M., & Rojas, W. (2000). Faulting, shallow seismicity and seismic hazard analysis for the Costa Rican Central Valley. *Soil dynamics and earthquake engineering*, 20(1-4), 59-73.



- Fernández, M. & Pacheco, J., (1998) Sismotectónica de la región central de Costa Rica.- Rev. Geol. Amér. Central, 21:5-23.
- Fernández, M., Mora, M. & Barquero, R., (1998). Los procesos sísmicos en el volcán Irazú (Costa Rica). – Rev. Geol. Amér. Central, 21: 47-59.
- Fernández, M., Barquero, R., Lesage, P., Metaxian, J. P., & Creusot, A., (1995). La crisis sísmica en el volcán Irazú en 1991 (Costa Rica). Revista Geológica de América Central, (18).
- Freundt, A., & Schmincke, H. U. (1992). Mixing of rhyolite, trachyte and basalt magma erupted from a vertically and laterally zoned reservoir, composite flow P1, Gran Canaria. Contributions to Mineralogy and Petrology, 112(1), 1-19.
- Frisch, W., Meschede, M., Sick, M., 1992. Origin of the Central America ophiolites: evidence from paleomagnetic results. Geol. Soc. Am. Bull. 104, 1301–1314."
- Güendel, F., McNally, K. C., Lower, J., Protti, M., Saenz, R., Malavassi, E., ... & Solís, Y. (1989). First results from a new seismographic network in Costa Rica, Central America. Bulletin of the Seismological Society of America, 79(1), 205-210.
- Hardebeck, J. L., & Shearer, P. M. (2003). Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 93(6), 2434-2444.
- Hardebeck, J. L., & Shearer, P. M. (2002). A new method for determining first-motion focal mechanisms. Bulletin of the Seismological Society of America, 92(6), 2264-2276.
- Havskov, J., Voss, P. H., & Ottemöller, L. (2020). Seismological observatory software: 30 Yr of SEISAN. Seismological Research Letters, 91(3), 1846-1852.
- Hidayat, D., Chouet, B., Voight, B., Dawson, P., Ratdomopurbo, A. (2002). Source mechanism of very-long-period signals accompanying dome growth activity at Merapi volcano, Indonesia. Geophys. Res. Lett., 29, p. 2118, doi 10.1029/2002GL015013
- Hiroiyuki Kumagai , Bernard A. Chouet, The complex frequencies of long-period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes, Geophysical Journal International, Volume 138, Issue 2, August 1999, Pages F7–F12, <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00911.x>
- Husen, S., Quintero, R., Kissling, E., & Hacker, B. (2003). Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modelling. Geophysical Journal International, 155(1), 11-32.
- Julian, B. R. (1994). Volcanic tremor: Nonlinear excitation by fluid flow. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99(B6), 11859–11877. doi:10.1029/93jb03129
- Kaneshima, S., Kawakatsu, H., Matsubayashi, H., Sudo, Y., Tsutsui, T., Ohminato, T., Ito, H., Uehira, K., Yamasato, H., Oikawa, J., Takeo, M., Iidaka, T., 1996. Mechanism of phreatic eruptions at Aso Volcano inferred from near-field broadband seismic observations. Science, 273, pp. 642-645.



- Kolarsky, R., Mann, P y Montero, W., (1995): Forearc deformation related to the subduction of the Cocos ridge, southeast-tern Costa Rica. En: MANN, P. (ed-): Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America. Geol. Soc. Amer. Spec.Pap. 295: 235-262.
- Konstantinou, K. I., Schlindwein, V., 2003. Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor: a review. Journal of Volcanology and Geothermal Research 119 (1), 161–187.
- Kussmaul, S., Montero, W., Paniagua, S., & Rivier, F. (1992). Geodinámica interna de Costa Rica. Revista Geológica de América Central.
- Lahr, J., Chouet, B., Stephens, C., Power, J., Page, R., 1994. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: Implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. Journal of Volcanology and Geothermal Research 62 (1), 137–151.
- Langer, H., Falsaperla, S., Messina, A., Spampinato, S., Behncke, B., 2011. Detecting imminent eruptive activity at Mt Etna, Italy, in 2007–2008 through pattern classification of volcanic tremor data. Journal of Volcanology and Geothermal Research 200 (1), 1–17.
- Leeman, W. P., Carr, M. J., & Morris, J. D. (1994). Boron geochemistry of the Central American volcanic arc: constraints on the genesis of subduction-related magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58(1), 149-168.
- Lienert, B. R. (1994). A computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally. Honolulu: Hawaii Institute of Geophysics/SOEST.
- Linkimer Abarca, L. (2003). Neotectonica del extremo oriental del Cinturon Deformado del Centro de Costa Rica.
- Linkimer, L., Arroyo, I.G., Soto, G.J., Porras, J.L., Araya, M.C., Mora, M.M., y Taylor, M. (2018). El sismo de Capellades del 2016 y su secuencia sísmica: Manifestación de fallamiento de rumbo en el arco volcánico de Costa Rica. Boletín de Geología, 40(2), 35-53.
- Lomax, A. (2009). SeisGram2K (Versión 1) [Software]. (<http://www.alomax.net/software>)
- López, A., (1999): Neoand paleostress partitioning in the SW corner of the Caribbeanplate and its fault reactivation potential. 294 págs. Univ. Tubingen, Alemania [Tesis Ph.D].
- Malavassi, E., Obaldía, F. D., Marino, T., Van der Laat, R., & Hernández, F. (1991). Levantamiento cosísmico asociado al terremoto del 22 de abril de 1991, Ms= 7.5 Valle de la Estrella, Limón, Costa Rica: Parte I.
- Marchetti, E., Ripepe, M. (2005). Stability of the seismic source during effusive and explosive activity at Stromboli Volcano. Geophysical Research Letters, 32 (3), pp. 1-5.





- Marshall, J. S., Fisher, D. M., & Gardner, T. W. (2000). Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. *Tectonics*, 19(3), 468-492.
- McClay, K., & Dooley, T. (1995). Analogue models of pull-apart basins. *Geology*, 23(8), 711-714.
- Melson, W. G., Allan, J. F., Jerez, D. R., Nelen, J., Calvache, M. L., Williams, S. N., ... & Perfit, M. (1990). Water contents, temperatures and diversity of the magmas of the catastrophic eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, November 13, 1985. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1-4), 97-126.
- Molina, I., Kumagai, H., Yepes, H., 2004. Resonances of a volcanic conduit triggered by repetitive injections of an ash-laden gas. *Geophys. Res. Lett.* 31 (3) <https://doi.org/10.1029/2003GL018934>.
- Montero, W. (2003). El sistema de falla Atirro-Río Sucio y la cuenca de tracción de Turrialba-Irazú: Indentación tectónica relacionada con la colisión del levantamiento del Coco. *Revista Geológica de América Central*, (28).
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central*, (24).
- Montero, W., (1999). El terremoto del 4 de marzo de 1924 (Ms 7,0): ¿Un gran temblor intraplaca relacionado al límite incipiente entre la placa Caribe y la microplaca Panamá?. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 22: 25 – 62.
- Montero, W., Linkimer, L., & Rojas, W. (2016). El sistema de falla Navarro: desplazamientos izquierdos a lo largo del cinturón deformado del centro de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, (55), 71-100.
- Montero, W., & Rojas, W. (2014). Las fallas Purires y Picagres, y su relación con la secuencia sísmica de Puriscal de 1990. *Revista Geológica de América Central*, (50), 39-69.
- Montero, W., Rojas, W., & Linkimer, L. (2013). Neotectónica de las fallas Ochomogo y Capellades y su relación con el sistema de falla Aguacaliente, falda sur macizo Irazú-Turrialba, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, (48), 119-139.
- Montero, W., Soto, G. J., Alvarado, G. E., & Rojas, W. (2010). División del deslizamiento tectónico y transtensión en el macizo del volcán Poás (Costa Rica), basado en estudios neotectónicos y de sismicidad histórica. *Revista Geológica de América Central*, (43).
- Montero, W., Barahona, M., Rojas, W. y Taylor, M., (2007). Los sistemas de falla Aguacaliente y Río Azul y relevos compresivos asociados, Valle Central de Costa Rica.- *Rev. Geol. Amer. Centr.*, 33: 7-27.
- Montero, W., Denyer, P., Barquero, R., Alvarado, G., Cowan, H., Machette, M., Hallerm K & Dart, Richard., (1998). Map an database of Quaternary faults and folds in Costa Rica and its offshore regions. – Reporte preliminar de USGS.



- Montero, W., & Alvarado, G. E. (1995). El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 ( $M_s = 5,9$ ) y el contexto neotectónico de la región del volcán Irazú, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, (18).
- Muñoz, A. V. (1988). Tectonic patterns of the Panama Block deduced from seismicity, gravitational data and earthquake mechanisms: Implications to the seismic hazard. *Tectonophysics*, 154(3-4), 253-267.
- Neuberg, J.W., Tuffen, H., Collier, L., Green, D., Powell, T., Dingwell, D. (2006). The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 153, pp. 37-50.
- Obando, L. G. (2011). Estratigrafía y tectónica de la parte noreste de la hoja Dota (1: 50 000), Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, (44), 71-82.
- Ohminato, T., Chouet, B. A., Dawson, P., & Kedar, S. (1998). Waveform inversion of very long period impulsive signals associated with magmatic injection beneath Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 23839-23862.
- Omori, F. (1912). CHAPTER I. GENERAL CONSIDERATIONS (THE ERUPTIONS AND EARTHQUAKES OF THE ASAMA-YAMA). *Bulletin of the Imperial Earthquake Investigation Committee*, 6(1), 1-16.
- Omori, F. (1911). Report in the observation of pulsatory oscillations in Japan, *Bull. Imp. Earthquake Inv. Comm.*, 5 (1), 109-137.
- Ottmøller, L., Michalek, J., Christensen, J. M., Baadshaug, U., Halpaap, F., Natvik, Ø., ... & Oye, V. (2021). UiB-NORSAR EIDA node: Integration of seismological data in Norway. *Seismological Research Letters*, 92(3), 1491-1500.
- Paniagua, S., SALAZAR, L., Kussmaul, S., Monge, A., BURGOS, A., & FERNANDEZ, M. (1993). Amenaza y estimación económica básica de la vulnerabilidad material asociada al volcán Irazú-Cordillera Central, Costa Rica.-109 págs. *Inf. técn, Secc. Vulcanología, Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica.*
- Patanè, D., Di Grazia, G., Cannata, A., Montalto, P., Boschi, E. (2008). The shallow magma pathway geometry at Mt. Etna volcano. *Geochem. Geophys. Geosyst*, doi: 10.1029/2008GC002131.
- Protti, M., Giendel, F., & McNally, K. (1995). Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica.
- Quintero, R., & Kissling, E. (2001). An improved P-wave velocity reference model for Costa Rica. *Geofísica Internacional*, 40(1), 3-19.
- Ramírez, R., Cordero, C., & Alvarado, G. E. (2013). Variaciones y características en los cambios de nivel de la laguna cratérica del volcán Irazú (1965-2012), Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, (48), 141-157.
- Roca P., A.E., (2018). Medición de pequeñas perturbaciones de velocidad sísmica para el Volcán de Pacaya, Guatemala, utilizando ruido sísmico ambiental. Tesis de licenciatura. Universidad de San Carlos de Guatemala.



- Rutherford, M. J., & Hill, P. M. (1993). Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B11), 19667-19685.
- Sakuyama, M. (1984). Magma mixing and magma plumbing systems in island arcs. *Bulletin Volcanologique*, 47, 685-703.
- Salazar, G., Obando, L. & Mora, R., (1992). Acueducto Metropolitano, tramo embalse el Llano-Río Navarro (Costa Rica): Un sitio bajo amenaza, *Costa Rica.- Rev. Geol. Amér. Central.*, 14: 85 - 96.
- Salazar, L., (2011). Evaluación de las Amenazas naturales que podrían afectar la Micro cuenca del Río Juco, Orosi, Paraíso, Cartago, Costa Rica.- 109 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de M.Sc.].
- Sassa, K (1936). Micro-seismometric study on eruptions of the volcano Aso, *Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ.*, 19 (1), 11-56.
- Sequeira-Arguedas, J. (2021). Geología, geomorfología y ocurrencia de deslizamientos en la cuenca alta del Río Virilla, Costa Rica. *Revista Geográfica De América Central*, 1(66), 343 - 370. <https://doi.org/10.15359/rgac.66-1.12>
- Shaw, H.R., Chouet, B., (1991). Fractal hierarchies of magma transport in Hawaii and critical self-organization of tremor. *J. Geophys. Res.*, 96, pp. 10,191-10,207
- Soto, G., (1988). Estructuras volcano-tectónicas del volcán Turrialba, Costa Rica, *América Central. – V Congr. Geol. Chileno Actas III (I):* 163-175.
- Soto, G., (2012). Preparación de mapas y peligros volcánicos y restricción de uso de suelo de la tierra en el Volcán Turrialba. Informe FUNDEVI, UCR. 188p.
- Špičák, A., Hanuš, V., & Vaněk, J. (2005). Source region of volcanism and seismicity pattern beneath Central American volcanoes. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 149-172.
- Udias, A., y Mezcua, J. (1997). Libro: “Fundamentos de Geofísica”
- Uhira, K., Yamasato, H., Takeo, M. (1994). Source mechanism of seismic waves excited by pyroclastic flows at Unzen volcano, Japan. *J. Geophys. Res.*, 99, 17757-17773.
- Van Wyk de Vries, B. & Merle, O., (1998): Extension induced by volcanic loading in regional strike-slip zones. *Geology*, 26: 983-98.
- Vannucchi, P., Morgan, J. P., & Balestrieri, M. L. (2016). Subduction erosion, and the de-construction of continental crust: The Central America case and its global implications. *Gondwana Research*, 40, 184-198.
- Vannucchi, P., Morgan, J.P., (2019). Overview of the Tectonics and Geodynamics of Costa Rica. *Intelligent Systems Reference Library*, pp. 1–12. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-02156-0\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-319-02156-0_1).
- Villegas A., R.J. (2019). Caso de estudio de fuentes sísmicas y estructura cortical en volcanes activos: Volcán Irazú (Costa Rica). Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. [PhD Tesis]

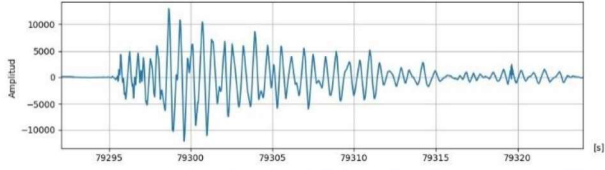
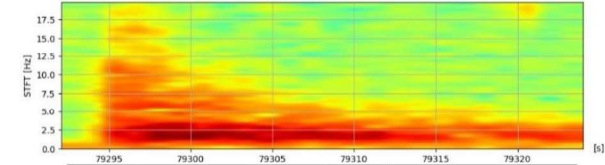
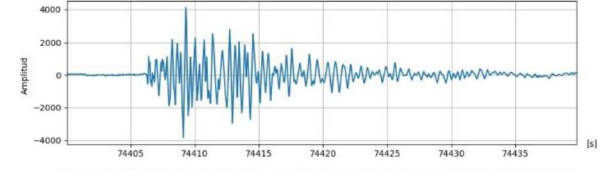
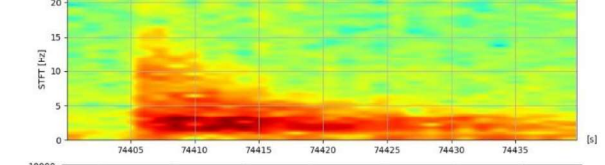
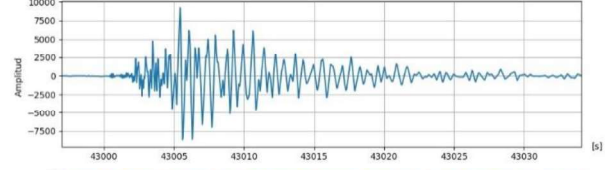
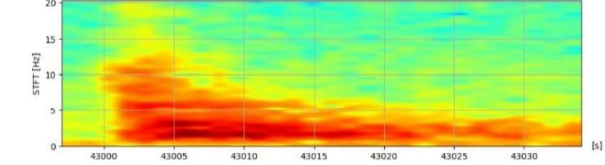
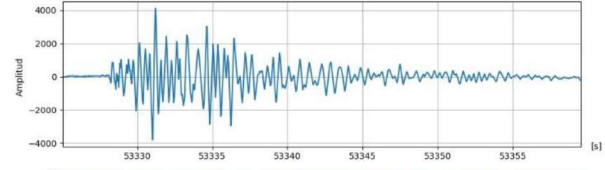
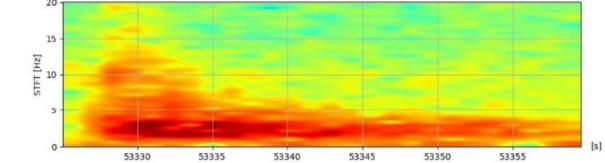


- Villegas A., R.J. Carniel, R., Petrinovic, I.A., Balbis, C. (2022). Clusters of long-period (LP) seismic events recorded during 34 days at the Irazú volcano: What are they telling us?. *Journal of South American Earth Sciences*, 104030, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104030>.
- Villegas A., R.J., Petrinovic, I.A., Carniel, R. (2019). S-wave velocity zones at the Irazú Volcano (Costa Rica). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 90, Pages 314-324, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.021>.
- Walther, C.H., Bialas, J., Flueh, E.R., (2000). Crustal structure of the Cocos Ridge off Costa Rica-preliminary results from a seismic wide-angle experiment, EOS, Trans. Am. geophys. Un., Fall Meet. Suppl., 81, Abstract T11A-03.
- Wassermann, J., 2012. *Volcano Seismology*, IASPEI New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2), 2nd Edition. Potsdam : Deutsches GeoForschungszentrum GFZ, Potsdam, Ch. 13, pp. 1–77, DOI:10.2312/GFZ.NMSOP-2\_ch13.
- Weyl, R. (1980). *Geology of central America*.
- Woodward & Clyde. (1993). A preliminary evaluation of earthquake and volcanic hazards significant to the major population centers of the Valle Central, Costa Rica.
- Wörner, G., & Schmincke, H. U. (1984). Petrogenesis of the zoned Laacher See tephra. *Journal of Petrology*, 25(4), 836-851.
- Wörner, G., & Wright, T. L. (1984). Evidence for magma mixing within the Laacher See magma chamber (East Eifel, Germany). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22(3-4), 301-327.
- Zobin, Vyacheslav. (2022). *Volcano Seismology: An Introduction*. 10.1007/978-1-0716-1705-2\_607.

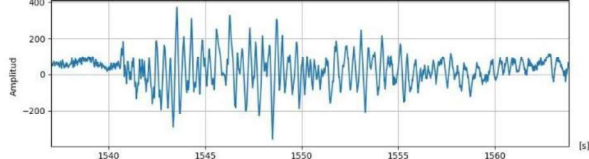
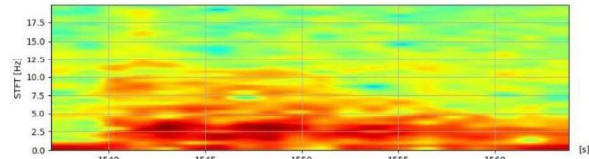
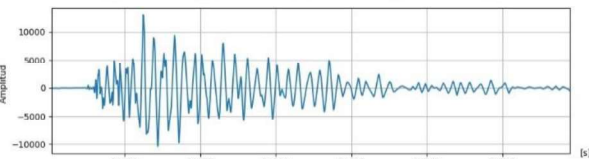
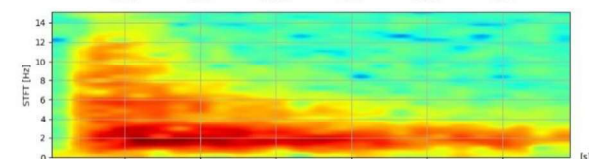
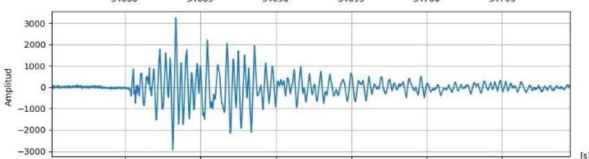
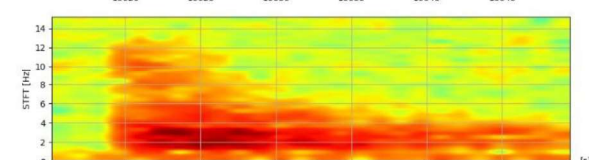

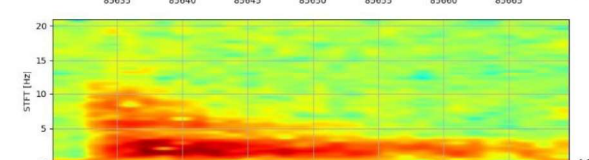
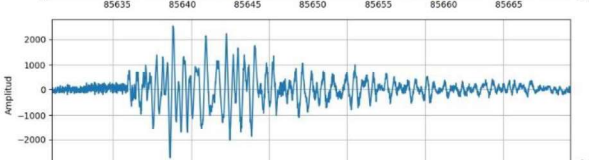
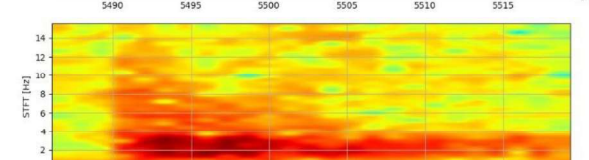


8. ANEXO

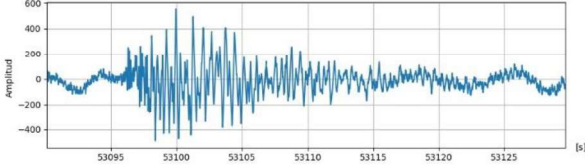
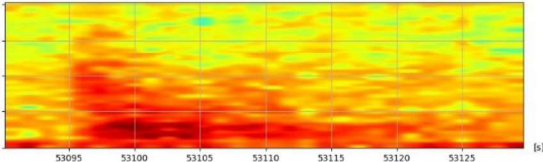
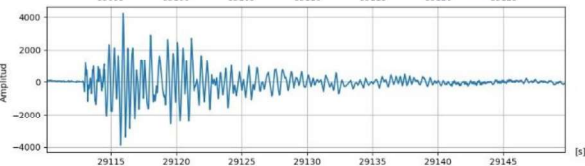
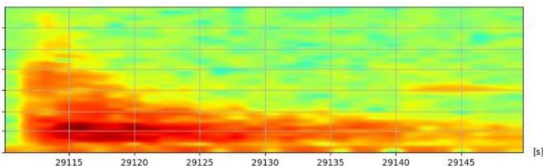
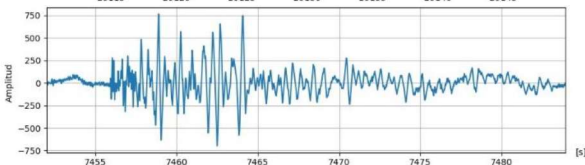
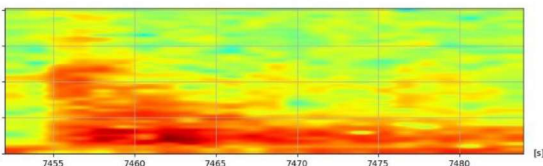
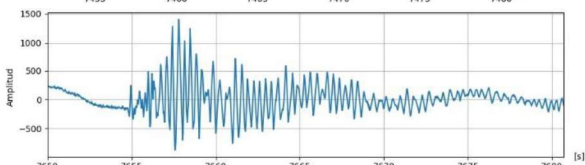
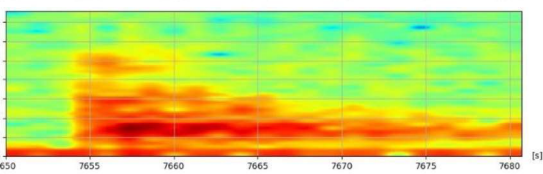
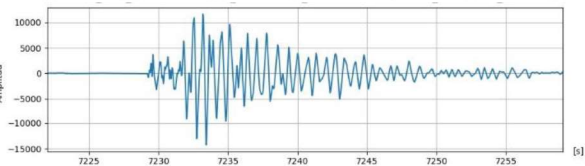
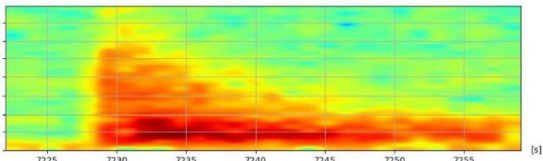
8.1. ANEXO I

<b>Eventos Largo Período (LP)</b>			
<b>a. Grupo 1</b>			
Día Juliano	Fecha	Hora UTC	Señal
106	16/04/2013	22:01:34	 
107	17/04/2013	20:40:05	 
109	19/04/2013	11:56:40	 
110	20/04/2013	14:48:48	 



112	22/04/2013	00:25:40	 
		09:37:58	 
113	23/04/2013	04:37:00	 
114	24/04/2013	23:47:13	 
116	26/04/2013	01:31:30	 



117	27/04/2013	14:44:55	 
120	30/04/2013	08:05:13	 
122	02/05/2013	02:04:15	 
		02:07:34	 
123	03/05/2013	02:00:28	 



		21:13:38	
126	06/05/2013	01:58:15	
127	07/05/2013	01:59:20	
129	09/05/2013	12:27:39	
130	10/05/2013	06:18:46	





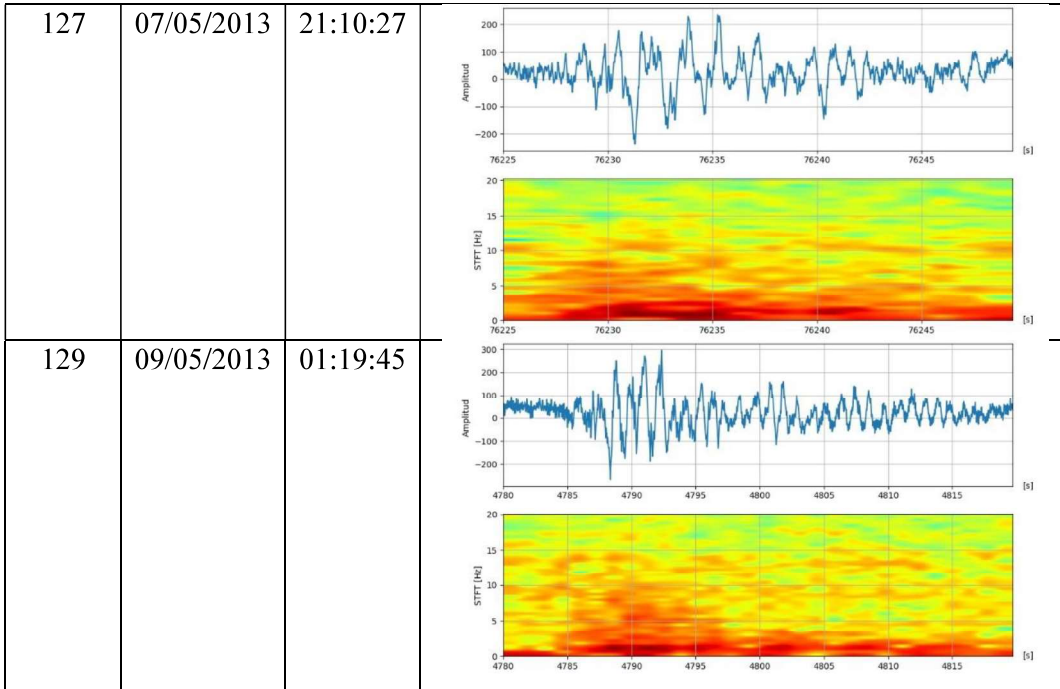
131	11/05/2013	15:49:04	
132	12/05/2013	19:20:48	
133	13/05/2013	16:22:53	
135	15/05/2013	07:46:15	
			<b>b. Grupo 2</b>
110	20/04/2013	14:49:35	



112	22/04/2013	00:25:40	
116	26/04/2013	01:32:37	
125	05/05/2013	04:44:32	
126	06/05/2013	10:08:10	
<b>c. Grupo 3</b>			
113	23/04/2013	01:08:00	



		01:37:30	
		02:00:51	
		00:08:21	
125	05/05/2013	06:29:10	
126	06/05/2013	10:08:12	





8.2. ANEXO II

<b>Eventos Híbridos (HYB)</b>			
<b>a. Grupo 1</b>			
Día Juliano	Fecha	Hora UTC	Señal
108	18/04/2013	01:28:10	 
		06:43:30	 
110	20/04/2013	04:10:40	 
112	22/04/2013	20:36:45	 



		11:04:10	
116	26/04/2013	21:34:18	
118	28/04/2013	10:24:45	
120	30/04/2013	12:28:45	



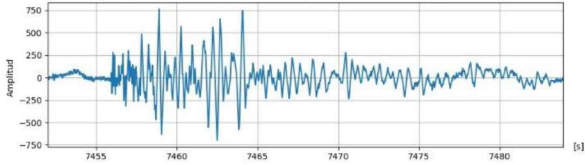
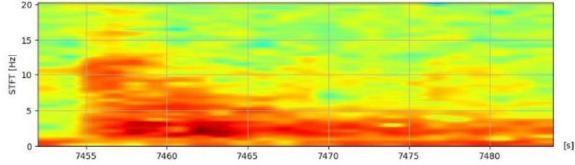
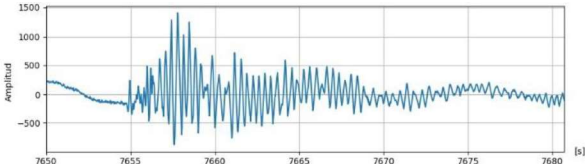
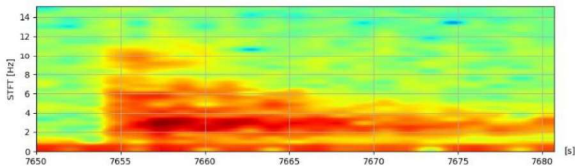
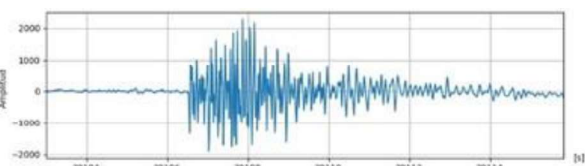
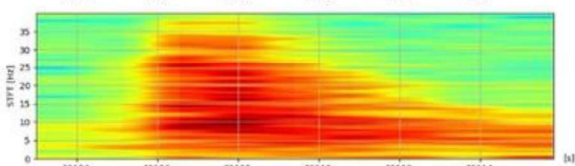
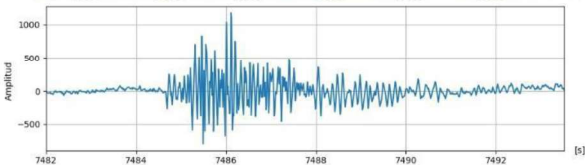
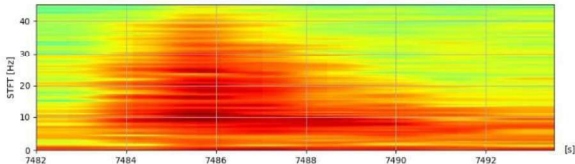
121	01/05/2013	03:22:40	
			<b>b. Grupo 2</b>
103	13/04/2013	16:52:30	
107	17/04/2013	06:06:01	
110	20/04/2013	16:35:44	



115	16/04/2013	01:39:45	
		04:51:08	
117	27/04/2013	06:53:18	
119	29/04/2013	20:11:10	





122	02/05/2013	02:04:15	 
		02:07:34	 
		10:51:46	 
123	03/05/2013	02:04:44	 



**c. Grupo 3**

107	17/04/2013	13:39:31	
108	18/04/2013	07:39:52	
		07:56:53	
114	24/04/2013	16:10:35	



115	25/04/2013	01:39:45	
117	27/04/2013	14:44:55	
119	29/04/2013	02:38:20	
122	02/05/2013	10:46:03	



		10:56:12	
		20:23:24	
132	12/05/2013	10:08:07	
		17:52:29	
133	13/05/2013	03:40:04	



8.3. ANEXO III

<b>Tremores</b>			
Día Juliano	Fecha	Hora UTC	Señal
103	13/04/2013	03:23:40	
105	15/04/2013	03:34:05	
		20:45:50	
107	17/04/2013	20:15:40	



108	18/04/2013	01:28:10	
		04:35:00	
		10:38:10	
109	19/04/2013	07:18:40	



110	20/04/2013	19:29:50	
111	21/04/2013	06:40:23	
112	22/04/2013	07:00:13	
		08:42:50	



115	25/04/2013	16:02:08	
116	26/04/2013	17:35:42	
117	27/04/2013	04:00:41	
120	30/04/2013	11:14:32	





122	02/05/2013	02:05:25	 
		09:37:10	 
		09:40:27	 
125	05/05/2013	15:29:15	 
126	06/05/201	10:54:10	 



128	08/05/201	15:18:40	
130	10/05/201	22:39:30	
133	13/05/201	00:51:28	
		05:58:00	



### 8.4. ANEXO IV

**Tabla 1:** *Parámetros de localización de los eventos encontrados. Se tienen las coordenadas espaciales, temporales, y su valor de magnitud. #: número del evento. Error Lat.: error en latitud en km. Error Lon.: error en longitud en km. Error Prof.: error en profundidad en km.*

#	Localización								
	Fecha	Tiempo origen (UTC)	Latitud	Error Lat.	Longitud	Error Lon.	Profundidad	Error Prof.	RMS
1	13/4/2013	03:23:05,60	8,673	23,9	-82,370	28,3	0,0	11,3	0,2
2	13/4/2013	14:40:47,20	9,979	1,9	-83,797	1,2	7,3	2,7	0,2
3	13/4/2013	17:29:38,70	10,114	31,4	-85,100	5,7	8,9	7,3	0,2
4	13/4/2013	20:53:43,70	9,685	13,7	-83,925	7,4	33,3	14,7	0,2
5	14/4/2013	04:38:39,20	9,992	27,6	-83,939	18,7	31,8	13,2	0,4
6	15/4/2013	06:44:42,90	9,807	3,4	-84,048	2,8	1,1	1,9	0,1
7	15/4/2013	08:30:01,7	10,484	11,6	-84,401	6,2	65,8	16,7	0,1
8	15/4/2013	22:37:11,6	10,021	9,1	-83,811	4,1	25,6	2,00	0,1
9	16/4/2013	07:38:20,8	9,448	21,2	-84,411	13,9	41,7	32,9	0,2
10	16/4/2013	09:45:30,9	9,644	5,6	-83,858	3,9	25,5	8,3	0,1
11	16/4/2013	18:28:51,2	9,797	6,5	-84,291	3,5	25,7	7,2	0,1
12	17/4/2013	02:33:56,6	9,799	16,5	-83,772	5,7	84,2	5,00	0,0
13	18/4/2013	06:48:41,5	9,753	2,9	-83,743	2,1	11,5	7,9	0,1
14	19/4/2013	05:37:29,9	10,060	14,2	-83,887	6,6	17,3	10,4	0,2
15	19/4/2013	06:54:08	9,359	5,4	-84,139	10,2	16,9	3,5	0,2
16	20/4/2013	02:29:08,5	10,161	17,2	-82,928	9,00	43,0	0,00	0,2
17	20/4/2013	06:38:53,2	9,777	10,3	-84,002	6,00	25,4	7,5	0,2
18	20/4/2013	16:35:42,2	10,030	8,3	-83,890	5,1	9,00	9,1	0,4
19	21/4/2013	01:16:27,6	9,880	2,5	-83,946	2,3	7,8	3,3	0,1
20	21/4/2013	06:40:09,6	9,640	19,9	-83,846	16,00	85,3	9,5	0,2
21	21/4/2013	10:58:09,7	9,914	8,9	-83,772	5,3	9,8	12,2	0,3
22	21/4/2013	14:16:07,9	9,865	3,6	-83,947	3,2	7,6	6,3	0,2
23	22/4/2013	04:08:51,8	9,816	4,8	-84,014	4,3	8,9	10,8	0,2
24	22/4/2013	06:08:27,1	9,998	5,00	-83,988	3,9	11,2	6,1	0,3
25	23/4/2013	01:44:04,8	9,800	4,00	-83,974	6,5	0,8	8,2	0,3
26	23/4/2013	04:03:52,1	9,688	7,00	-84,180	5,00	24,5	8,6	0,1
27	23/4/2013	07:15:45,1	9,541	14,9	-84,236	13,2	37,7	15,5	0,3
28	24/4/2013	07:35:32,5	10,029	13,9	-83,199	2,5	17,4	3,1	0,2
29	24/4/2013	11:32:12,3	10,144	6,9	-83,838	3,3	16,4	8,4	0,2
30	25/4/2013	13:48:55,4	9,746	3,4	-83,918	3,4	10,3	8,00	0,2
31	25/4/2013	16:49:0,4	10,150	4,2	-84,027	6,8	0,0	8,4	0,3
32	26/4/2013	13:21:28,9	9,713	2,6	-83,956	4,7	7,6	2,00	0,1
33	27/4/2013	05:47:03,8	9,856	8,7	-84,033	7,3	11,0	13,7	0,3
34	27/4/2013	06:53:16,5	9,993	1,6	-83,768	1,1	9,5	1,8	0,1
35	27/4/2013	07:30:11,3	9,747	2,8	-83,906	2,6	10,6	6,4	0,1
36	27/4/2013	12:14:26,9	9,145	3,5	-84,231	7,00	42,2	1,5	0,1
37	27/4/2013	23:7:29,7	9,332	9,1	-84,180	11,9	44,8	13,7	0,1
38	28/4/2013	09:37:36,4	9,796	4,00	-84,014	3,5	11,4	8,3	0,2
39	28/4/2013	23:13:35,4	9,690	10,4	-84,097	6,8	86,1	3,8	0,1
40	29/4/2013	02:38:15,5	9,723	3,1	-83,928	2,6	12,3	6,4	0,1
41	29/4/2013	03:38:11,3	10,010	1,5	-83,865	1,2	0,0	2,6	0,2
42	29/4/2013	05:55:15,9	9,703	3,1	-83,939	3,4	14,4	6,00	0,1
43	30/4/2013	06:26:28,9	9,853	2,6	-83,884	3,3	3,2	7,7	0,2
44	1/5/2013	0:28:23,7	9,778	7,7	-83,990	4,00	0,0	7,3	0,1
45	1/5/2013	01:42:58,4	9,846	10,00	-83,976	7,2	22,1	9,00	0,1
46	1/5/2013	05:48:50,4	9,713	6,3	-83,948	5,1	20,2	8,2	0,2
47	1/5/2013	08:09:25,5	9,794	4,4	-84,008	3,6	14,4	5,2	0,1
48	2/5/2013	09:02:32,6	9,081	3,8	-83,926	6,9	46,2	18,00	0,1
49	2/5/2013	19:51:13,1	9,705	4,5	-83,951	6,1	15,5	8,00	0,1
50	3/5/2013	01:19:12	9,735	3,5	-83,992	3,1	10,2	9,6	0,1
51	3/5/2013	05:18:20,5	9,609	13,8	-84,271	10,9	46,6	10,2	0,2
52	3/5/2013	08:34:21,2	9,915	5,4	-83,629	3,5	19,0	5,7	0,2
53	4/5/2013	06:44:29,1	9,717	6,1	-83,996	7,6	13,9	9,6	0,1
54	4/5/2013	08:28:38,2	9,565	9,8	-84,186	8,1	51,00	7,1	0,1
55	4/5/2013	11:29:13	9,731	7,4	-83,923	3,6	21,8	9,4	0,1



56	4/5/2013	17:21:52,2	9,476	6,2	-84,022	6,00	34,1	10,3	0,1
57	5/5/2013	04:27:27,4	9,732	5,1	-83,907	10,00	21,3	7,5	0,1
58	5/5/2013	09:04:38,8	9,808	2,8	-84,016	2,4	9,4	5,8	0,1
59	5/5/2013	11:10:25,6	9,544	6,5	-83,812	5,3	28,3	13,5	0,1
60	5/5/2013	21:57:38,5	9,825	3,3	-84,034	2,6	10,1	5,6	0,1
61	6/5/2013	09:57:48,9	9,770	2,1	-83,848	2,7	9,4	4,9	0,1
62	7/5/2013	03:51:20,8	9,444	34,5	-83,910	27,9	66,2	36,3	0,4
63	7/5/2013	10:26:26,2	9,797	2,7	-84,028	2,4	7,1	2,1	0,1
64	8/5/2013	23:04:53,1	9,719	3,00	-83,915	2,9	13,6	6,00	0,1
65	9/5/2013	09:25:56,4	9,479	14,2	-83,927	11,6	62,9	14,4	0,1
66	9/5/2013	22:31:56	9,841	5,4	-83,932	3,3	14,6	4,9	0,2
67	10/5/2013	06:57:35,9	9,794	3,5	-84,021	3,1	7,2	2,7	0,1
68	10/5/2013	09:31:55,5	9,712	3,1	-83,923	5,6	11,5	10,6	0,1
69	10/5/2013	12:49:32,5	9,868	2,5	-83,908	3,4	9,7	3,9	0,1
70	11/5/2013	01:29:11,3	9,667	8,5	-84,264	6,7	5,7	3,00	0,1
71	11/5/2013	06:11:58,1	9,682	5,3	-83,867	2,9	0,5	7,00	0,1
72	11/5/2013	08:33:46,4	9,815	5,6	-84,214	6,7	31,9	10,6	0,1
73	11/5/2013	10:02:33,3	9,970	13,6	-83,704	6,4	15,8	7,3	0,2
74	11/5/2013	20:37:44	9,487	27,7	-84,224	23,00	47,1	26,6	0,4
75	12/5/2013	02:53:46,5	9,973	1,5	-83,799	0,9	9,9	1,8	0,1
76	12/5/2013	10:08:06,4	9,993	3,00	-83,838	2,1	2,5	7,6	0,3
77	12/5/2013	17:29:38,2	10,103	8,00	-83,927	4,2	12,2	12,7	0,2
78	13/5/2013	00:54:56,8	10,005	2,4	-83,862	2,1	3,3	3,2	0,3
79	13/5/2013	03:40:03,4	9,990	3,2	-83,852	2,7	5,0	3,7	0,4
80	13/5/2013	04:54:32,9	9,500	9,8	-84,062	8,00	57,3	8,6	0,1
81	13/5/2013	05:12:02,7	9,982	2,8	-83,842	2,1	2,5	3,4	0,4
82	13/5/2013	09:44:29,3	9,470	2,8	-83,710	4,7	30,2	9,8	0,1
83	13/5/2013	11:10:04,2	9,807	3,8	-84,031	3,2	7,1	3,9	0,2
84	13/5/2013	21:11:10,5	9,959	1,00	-83,814	0,9	4,5	2,3	0,2
85	13/5/2013	23:15:20,7	9,733	4,4	-83,885	3,6	14,4	7,4	0,2
86	15/5/2013	07:56:46,8	9,437	12,6	-84,048	11,5	41,8	19,3	0,2
87	15/5/2013	12:24:44	9,980	2,3	-83,807	1,5	8,6	2,7	0,2
88	16/5/2013	06:52:56,2	9,788	6,00	-84,021	7,9	0,0	8,2	0,3
89	16/5/2013	12:19:24,5	9,725	3,5	-83,901	3,1	13,9	6,7	0,1
90	16/5/2013	17:54:12,8	9,752	5,4	-83,834	4,1	16,3	8,4	0,2





## *Agradecimientos*

*Tal como comienza la tesis, algo que alguna vez fue un sueño, hoy se vuelve realidad. Hoy se cumple ese deseo de una Coni chiquita, de poder estudiar sobre la tierra, sobre sus “colores, formas y movimientos”. Todo este camino no hubiera sido posible sin una gran cantidad de gente sosteniéndome la mano en cada tropezón y celebrando cada logro. Soy una fiel creyente que, sin mi tan bella red de contención, este camino no hubiera sido igual.*

*Mi mayor agradecimiento es hacia mi mamá... A este preciado vínculo de dos, solo quien nos conozca sabe lo difícil que fueron las cosas. Sin embargo, siempre estuvimos las dos para lo bueno, para lo no tan bueno, para lo malo. Siempre una refugiándose en la otra. Mi mamá quien fue sostén, lugar seguro y, calma. Y, a quién le debo todo lo soy. Quien siempre me dijo que mi mayor herramienta iba a ser estudiar, que el estudio iba a ser el legado que ella me iba a dejar al partir. Y qué legado. A mi mamá que fue mi hombro para llorar y para reír durante toda mi vida. Quien estuvo, está y... siempre está.*

*Y a mis abues que me regalan tiempo y me hacen viajar en él. Mi abuela... el ser humano más bueno que existe en este mundo. Qué hubiera sido sin sus velitas prendidas en cada examen. Mi abuela, la de corazón enorme y de los abrazos más lindos. Su compañía siempre, en los logros, en las tristezas. Siempre firme, siempre en pie. De los amores más grandes que me dio la vida. Quién siempre me enseñó el arte de perseverar. Y mi abuelo... el de los consejos sabios, de experiencias compartidas. Quien me enseñó que la vida a veces no es como uno quiere, pero se sigue adelante. Quién siempre me esperaba para escuchar a dónde fui en cada viaje de campo. Quién viajó conmigo por fotos. Quién me hizo gustar la fotografía. Mi abuelo, el duro según todos, pero el más lleno de amor cuando se permite ser.*

*Mis tíos... Seba y Vero, Paulo e Ingrid. Gracias por celebrar mis logros, por pequeños que fueran, y por su inagotable ánimo cuando las dificultades se presentaban, han sido (y son) un regalo invaluable. Gracias a la compañía y escucha chilena de Boris, que siempre encontró la manera de acortar distancias. A Ceci, quien estuvo para apoyar cada una de mis ocurrencias siempre. A mis primxs, tías abuelas, a toda la familia que acompañó y hoy celebra conmigo. A todos y cada uno de ustedes, quienes aportaron y acompañaron de alguna u otra forma en esta etapa tan linda.*

*La vida me permitió conocer gente hermosa que me acompañó en este camino, amistades tan sanas y genuinas, que todo fue mucho más fácil gracias a ellos. Y si bien dicen que uno no elige la familia, si elige a sus amigos que son su segunda familia, y honestamente tengo el honor de tener a los mejores.*

*Mis amigas de la secundaria: Leti, Maru, Rocío y Valen. Las amo con todo mi corazón y soy muy feliz de tenerlas en mi vida. Gracias por cada risa, cada llanto, por simplemente estar ahí. El llamarlas amigas les queda chico, ya son familia para mí.*

*Mis amis de la facu, quienes se volvieron muy importantes. Quienes tuvieron siempre disponible la escucha, y la compañía, con mates de por medio. Quienes me salvaron la vida y el corazón, una infinidad de veces. A todos mis amis, muchas gracias. Todos los días le agradezco a la vida, el tenerlos en la mía.*

*Y no puedo dejar de hablar de amigos y familia sin mencionar a mis 4 compañeritos de 4 patas, quienes me acompañaron en todos los días y noches de estudio. Que se bancaron risas, y llantos. Mi vida sin sus patitas siguiéndome por la casa, no sería la mismo.*

*Y agradecer también a la gente que formo parte en algún momento, a la que forma parte hoy, y a todos los vínculos que acompañan el día a día. A mis futuros colegas, y a toda la gente que me llevo de este bello camino universitario.*



*En un abrir y cerrar de ojos me encuentro en este momento de tanta plenitud, y me recuerda a que cuando comencé a pensar en la idea de mi trabajo final, no me imaginé que fuese a ser un proceso de tanto disfrute. Todo esto es gracias a quienes me acompañaron y guiaron en este proceso, por ello es que les debo un gran agradecimiento a mi directora y codirectora de este trabajo, Raquel y Marianela. Quienes me enseñaron a manejar la resiliencia y la paciencia en las cosas de la vida. Que permitieron que el ámbito de trabajo sea un lugar tranquilo, de confianza, y de compartir. Quienes me enseñaron no solo de sismología, sino de la vida en general, y me abrieron las puertas de su casa en más de una ocasión. Cómo fiel creyente del destino que soy, doy fe que la vida tuvo todos sus motivos por ponerme junto a ellas en este camino. Un camino de altibajos, de la vida que está en constante cambio, pero que sin lugar a duda sin ellas este proceso no hubiera sido igual.*

*Un agradecimiento a Laura Godoy, quién ayudo en este trabajo, y quién ante cualquier consulta siempre estuvo muy predispuesta en colaborar en lo que fuera necesario. A Silvina Nacif quien colaboró con sus opiniones, y quien abrió también las puertas de su oficina para mí. A toda la gente del Instituto Geofísico - Sismológico Ing. Volponi, quienes me permitieron desarrollar mi trabajo final ahí. Y, un especial agradecimiento a Patricia Martínez, quién por allá en el 2019 donde todo estaba gris, me ayudó a salir adelante y confió en mí.*

*Por último, y con el corazón rebosante de gratitud, celebro el haber podido acceder a una educación pública, laica y de calidad.*

*Gracias a todos, todas y todes, por acompañarme en esta carrera que me trajo tantas emociones, que me permitió conocer tantos lugares, superar obstáculos y reencontrarme conmigo misma en innumerables ocasiones.*

*Considero que este logro es también de ustedes, quienes me ayudaron a mantenerme en pie.*