

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

CARACTERIZACIÓN A LARGO PLAZO DE LA EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE ENJAMBRES SÍSMICOS EN LA ZONA DE LA ISLA DE LA PLATA, MANABÍ-ECUADOR

**TRABAJO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA
GEÓLOGA**

OPCIÓN: ARTÍCULO ACADÉMICO

VERÓNICA ISABEL ACOSTA VERA

veronica.acosta@epn.edu.ec

verisacostav@hotmail.com

DIRECTOR: MSc. SANDRO VACA ARIAS

svaca@igepn.edu.ec

Quito, julio 2021

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Verónica Isabel Acosta Vera, bajo mi supervisión.

MSc. Sandro Vaca A.

DIRECTOR DE PROYECTO

DECLARACIÓN

Yo, Verónica Isabel Acosta Vera, declaro bajo juramento que el trabajo aquí presente es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ninguna calificación profesional para la obtención del título de ingeniero o de ninguna índole académica; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la ley de propiedad intelectual fijada por parte de la Escuela Politécnica Nacional en su reglamento y normativa institucional vigente, cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondiente a este trabajo a dicha institución.

Verónica Isabel Acosta Vera

DEDICATORIA

*A mis padres
y mi hija por ser mi motor,
fuerza e inspiración*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradezco a Dios por permitirme cumplir una meta más en mi vida. A mis padres por ser mis primeros maestros, por enseñarme valores, por su dedicación, sus consejos y su apoyo; sin ellos no habría llegado a ser quien soy. Agradezco, a la Escuela Politécnica Nacional por abrirme las puertas de sus aulas; por ser mi segundo hogar, en su seno conocí la verdadera amistad. A Bienestar Social por su ayuda desde inicios de mi carrera, a cada uno de mis profesores por sus enseñanzas y consejos que recibí con mucho cariño desde prepo. A las autoridades del Instituto Geofísico por permitirme desarrollar mi tema de tesis en el área de sismología. A mi director de tesis Msc. Sandro Vaca por sus consejos y palabras de aliento, porque además de cumplir con su rol de tutor es un buen amigo. A los miembros del tribunal Dra. Mónica Segovia y Dr. Mario Ruiz por sus consejos para mejorar mi trabajo. A Paul Jarrín por su ayuda con información necesaria para mi tesis. A mis Hnos. porque siempre estuvieron ahí para mí, a Teresa por ser mi segunda mamá, por apoyarme siempre en esta nueva aventura llamada Universidad. A mi Hija Isabel porque con su sonrisa, me da la fuerza para seguir luchando día a día, a Oswaldo por darme un regalo maravilloso y su apoyo incondicional. Agradezco a la sra. Elsie Salazar, la Federación Libertaria Internacionalista PANGEA y cada una de las personas que estuvieron detrás de la campaña solidaria, por todo el apoyo brindado para sobrellevar mejor esta situación pandémica. A la Familia Ordoñez Calero por tener fé en mí y permitirme obtener este logro, gracias por cuidar de mí y de mi familia, a la Sra. Irene agradezco mucho sus palabras y sus consejos para soportar las adversidades de la vida. Finalmente, quiero agradecer a todos mis amigos, una pieza importante en mi vida, quienes estuvieron siempre apoyándome, gracias por sus palabras y su amistad.

CONTENIDO

CERTIFICACIÓN	I
DECLARACIÓN	II
DEDICATORIA	III
AGRADECIMIENTOS	IV
CONTENIDO	VI
ÍNDICE DE FIGURAS	VIII
ÍNDICE DE TABLAS	IX
RESUMEN	X
ABSTRACT	XI
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 Conceptos	1
1.2.1 Modelo friccional de la rocas	1
1.2.2 Acoplamiento intersísmico (ISC)	4
1.3 Tectónica de la margen ecuatoriana	5
1.3.1 Procesos asísmicos en la margen ecuatoriana	7
PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN	8
1.4 Objetivo general	8
1.5 Objetivos específicos	8
1.6 Hipótesis	9
2 MARCO TEÓRICO	10
2.1 Localización de la zona de estudio	10
2.1.1 Sismicidad histórica de la margen central	11
2.1.2 Sismicidad instrumental	14
2.2 Estudios anteriores	15
2.2.1 Terrazas marinas	15
2.2.2 Enjambres sísmicos y SSEs, alrededor de la ZIP	15
2.2.3 Eventos asísmicos posteriores al terremoto de Pedernales 2016	19

3	METODOLOGÍA Y RESULTADOS	21
3.1	Correlación cruzada de formas de onda	21
3.2	Localización de eventos sísmicos	23
3.2.1	Principales ondas sísmicas	23
3.2.2	Técnica de localización de eventos sísmicos	26
3.3	Mecanismos focales (MF)	26
3.3.1	Método de las polaridades del primer movimiento	27
3.3.2	Método por inversión de formas de onda	29
3.4	Procesamiento de datos y resultados de la estación OTAV	30
3.4.1	Obtención de familias mediante correlación cruzada	30
3.4.2	Localización hipocentral de sismos detectados en la estación OTAV . . .	34
3.4.3	Mecanismos focales de eventos pertenecientes a familias con origen en la ZIP	37
3.5	Procesamiento de datos y resultados de la estación ISPT	39
3.5.1	Correlación cruzada aplicada en la estación ISPT	40
4	DISCUSIÓN	43
5	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	51
5.1	Conclusiones	51
5.2	Recomendaciones	52
	BIBLIOGRAFÍA	53
	ANEXOS	I
	Anexo 1	I
	Anexo 2	III
	Anexo 3	XXXI
	Anexo 4	XXXIX
	Anexo 5	XLIV

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura. 1.1	Respuesta friccional a cambios abruptos de la velocidad de deslizamiento	2
Figura. 1.2	Representación esquemática del experimento de la ley friccional entre dos cuerpos.	2
Figura. 1.3	Modelo esquemático de la zona sismogénica en un límite de placa convergente	3
Figura. 1.4	Mapa de acoplamiento intersísmico a lo largo de la margen noroccidental de América del Sur	6
Figura. 1.5	Modelo del índice de acoplamiento intersísmico de Chlieh et al. (2014) .	7
Figura. 2.1	Ubicación de la zona de estudio	10
Figura. 2.2	Ubicación de asperidades en el margen centro-norte de la margen de Ecuador	11
Figura. 2.3	Mapa de los principales sismos históricos tsunamigénicos del margen del Ecuador	12
Figura. 2.4	Ocurrencia sísmica en la región de la Isla de la Plata.	16
Figura. 2.5	Representación del deslizamiento en agosto de 2010 bajo la Isla de la Plata	18
Figura. 3.1	Representación gráfica de un sismo	24
Figura. 3.2	Representación esquemática de las ondas primarias y secundarias . . .	25
Figura. 3.3	Representación de la geometría de una falla	27
Figura. 3.4	Representación de mecanismos focales	28
Figura. 3.5	Representación de un sismograma (convolución)	30
Figura. 3.6	Ejemplo de familia y template para la estación OTAV	31
Figura. 3.7	Escaneo de templates en una señal continua	32
Figura. 3.8	Histogramas de ocurrencia de familias determinadas en los registros de la estación OTAV, para el período 2002-2019	33
Figura. 3.9	Modelo de velocidades iasp91	35
Figura. 3.10	Ejemplo del repicado de fases P y S	35
Figura. 3.11	Localización de eventos sísmicos	36
Figura. 3.12	Mecanismos focales para la ZIP	38
Figura. 3.13	Ejemplo de una solución determinada por el método MECAVEL	39
Figura. 3.14	Histograma total de la estación ISPT	41
Figura. 3.15	Mapa sísmico 2011	42
Figura. 4.1	Mapa de sismos históricos a partir de 1900 en el margen del Ecuador . .	43

Figura. 4.2	Histogramas del número de sismos identificados en las estaciones . . .	45
Figura. 4.3	Registro diario del tamaño de archivos en la estación ISPT	46
Figura. 4.4	Relación de la sismicidad con las series de tiempo (GPS)	47
Figura. 4.5	Eventos sísmicos para el periodo septiembre-diciembre de 2015	48

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla. 1	Tabla de familias en común de las estaciones OTAV e ISPT	49
----------	--	----

RESUMEN

La margen central del Ecuador, específicamente la zona de la Isla de la Plata (ZIP) localizada entre las latitudes 1.7°S y 0.9°S y las longitudes 81.4°W y 80.4°W , es un área de alto índice de acoplamiento intersísmico con importantes liberaciones de deformación a partir de procesos asísmicos (Sismos lentos, SSEs por las siglas de Slow Slip Events). Estos SSEs se han asociado a la ocurrencia de secuencias de enjambres sísmicos; como los ocurridos en los años 2005, 2010, 2013. En este estudio se realiza un tratamiento de datos sísmicos de dos estaciones (OTAV, ISPT) en ventanas de largo plazo con el objetivo de entender mejor el comportamiento de la ZIP. El análisis de los datos ha permitido definir que la ZIP se ha visto afectada por al menos 7 enjambres sísmicos en un periodo de 14 años (2002-2015), implicando una recurrencia de ~ 2 años. Adicionalmente, se determinó que posterior al terremoto ocurrido en Pedernales en abril de 2016, se generó un alto nivel de sismicidad, debido a un reajuste de la zona alrededor del área de ruptura del terremoto. Se identificó que una importante parte de la sismicidad con fuente en la ZIP se encuentra organizada en familias, lo que indica fuentes y procesos de ruptura similares, los cuales son inducidos por los SSEs. La relocalización y mecanismos de la fuente sugieren, que la sismicidad se encuentra mayormente distribuida hacia el sur de la zona fuertemente acoplada y ocurre en la interfaz. Como un aporte al monitoreo de SSEs en la ZIP, se sugiere el uso de templates o patrones definidos en el proceso de correlación cruzada que podrían ser utilizados para una determinación temprana de la ocurrencia de SSEs, mediante el escaneo de formas de ondas sobre las señales continuas. A pesar del avance del conocimiento acerca del comportamiento de la ZIP, aún no se ha llegado a determinar las características friccionales de la misma para conocer por qué una zona altamente acoplada, disipa mayormente la deformación acumulada de manera asísmica. Esta incertidumbre conlleva a no descartar la generación de terremotos con efectos destructivos en la margen central del Ecuador.

Palabras claves: Isla de la Plata, procesos asísmicos, acoplamiento intersísmico, correlación cruzada, localización, mecanismos focales.

ABSTRACT

The central margin of Ecuador, specifically La Plata Island Zone (ZIP), located between latitudes 1.7°S and 0.9°S and longitudes 81.4°W and 80.4°W , is a high interseismic coupling index area, with strong deformation which is released mainly aseismically (Slow Slip Events, SSEs). These, SSEs are associated to the occurrence of seismic swarms; such as those reported in 2005, 2010, 2013. In this study, seismic data of two stations (OTAV, ISPT) is processed in long-term windows in order to better understand the behavior of the ZIP. The data analysis allows to define that the ZIP has been affected at least by 7 seismic swarms in a period of 14 years (2002-2015), resulting in a ~ 2 years recurrence for swarm episodes. In addition, it was determined that after the Pedernales earthquake in April/2016, a large number of seismic events was generated, due to a readjustment of the stress around the rupture area of the 2016 earthquake. Cross correlation technics show that the seismicity from ZIP, is clustered in families of similar events, suggesting they share similar sources and rupture processes. The relocation and focal mechanisms show that sources are mainly located southward of the highly coupled zone and belong to the interface. As a contribution for the monitoring of SSEs in ZIP, the use of cross correlation and the defined templates, allows an early detection of SSEs. Despite the advance of knowledge about the behavior of the ZIP, it has not yet been determined their frictional characteristics, in order to know why a highly coupled zone is, how it dissipates most of the cumulative aseismic deformation. This uncertainty leads to do not dismiss the generation of earthquakes with destructive effects in the central margin of Ecuador.

Keywords: La Plata Island, aseismic process, interseismic coupling, cross correlation, location, focal mechanism.

CARACTERIZACIÓN A LARGO PLAZO DE LA EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE ENJAMBRES SÍSMICOS EN LA ZONA DE LA ISLA DE LA PLATA, MANABÍ-ECUADOR

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

Durante las últimas décadas los modelos geodésicos, a partir de la alta precisión que se tienen con las observaciones GPS, han permitido definir que en las zonas de subducción, el acoplamiento intersísmico (ISC, por sus siglas en inglés) es heterogéneo tanto a lo largo del rumbo(*rake*), como de la pendiente (*dip*) de la interfaz (e.g., Chlieh et al., 2011; Métois et al., 2012; Villegas-Lanza et al., 2016). En algunas zonas el ISC es muy alto, en cuyo caso la deformación acumulada puede ser liberada de manera súbita con la generación de grandes terremotos, como en el caso del terremoto de Pedernales de 2016 (i.e., Nocquet et al., 2017). En el otro extremo están las zonas con acoplamiento bajo a nulo, en cuyo caso, las áreas se deslizan a la velocidad de la placa convergente y mayormente por *creeping* (e.g., Scholz, 1998; Chlieh et al., 2008; Perfettini et al., 2010). Entre estos dos extremos existen zonas con valores intermedios de ISC, que son detectadas por los GPS y podrían ser el resultado de una contribución del conjunto de sectores de fuerte y bajo acople, o también de liberaciones continuas de la deformación a través de procesos asísmicos discretos. La explicación a estas condiciones de acoplamiento heterogéneo está dada por las características y variaciones friccionales existentes en la superficie de contacto o interfaz (Scholz, 1998).

1.2. Conceptos

1.2.1. Modelo friccional de la rocas

Brace and Byerlee (1966) mediante experimentos de laboratorio, en los cuales se simulaba condiciones a profundidades someras de la corteza (≤ 25 km), demostraron que las superficies de una falla acumulan deformación por un período de tiempo y en un momento dado, estas se deslizan de manera súbita a través de un plano (falla). Estas observaciones, denominadas *Stick-Slip* (*stick* corresponde al período de acumulación de esfuerzos en la roca y *slip* al movimiento co-sísmico o terremoto). Años más tarde Scholz (1998), también basado en experimentos controlados, demostró que las propiedades como la resistencia, fragilidad y ductilidad juegan un rol secundario, respecto al régimen friccional, que gobierna el experimento.

Es así, que en un esquema (Figura 1.1) de un bloque moviéndose sobre otro se tiene que, con un incremento brusco de la velocidad t_1 , se produce un incremento de la fricción de magnitud a . Hasta antes de alcanzar el punto más alto en t_1 , el deslizamiento d ocurre de manera lenta y estable. A partir del punto t_1 , existe una caída de la fricción de valor b , produciéndose una aceleración del desplazamiento, provocando una caída de la fricción en una cantidad b , hasta llegar al punto t_2 (Figura 1.1). Esta caída de fricción puede desencadenar en un terremoto. A partir de t_2 , la fricción se recupera (se incrementa nuevamente), según un desplazamiento lento. Esto se conoce como *rate/state-variable friction law* (Scholz, 1998).

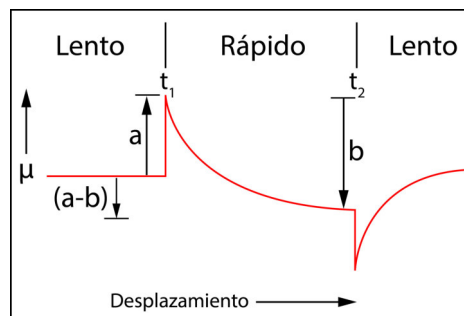
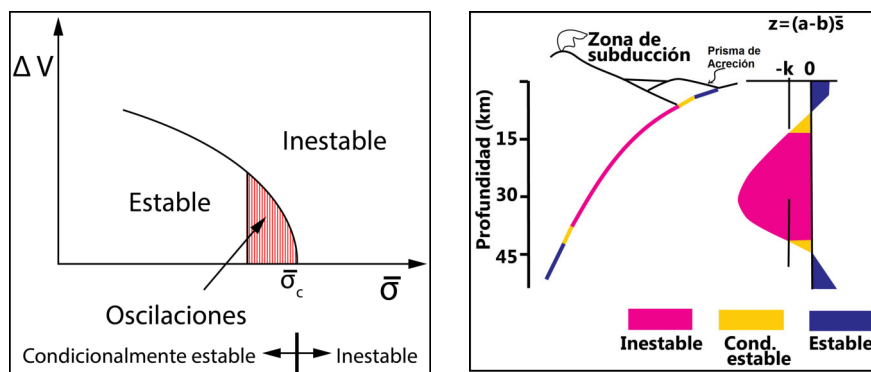


Figura 1.1: **Respuesta friccional a cambios abruptos de la velocidad de deslizamiento.** Modificado de (Scholz, 1998)

La Figura 1.2 presenta un esquema del experimento de la ley friccional entre dos cuerpos, junto con un modelo con los estilos sísmicos y las variaciones de los parámetros de estabilidad friccional en zonas de subducción.



(a) Diagrama

(b) Modelo

Figura 1.2: **Representación esquemática del experimento de la ley friccional entre dos cuerpos.** **a)** Diagrama de los regímenes de estabilidad del sistema "stick-slip", en el cual se observa la variación de esfuerzos normal en función de la velocidad. **b)** Modelo de estabilidad friccional y estilos sísmicos para fallas corticales e interfaces de zonas de subducción en función de la profundidad. Modificado de Scholz (1998).

La Figura 1.2a muestra un diagrama de los regímenes de estabilidad del sistema "stick-slip", en el cual se observa la variación del esfuerzo normal σ en función de la velocidad ΔV ; donde, σ_c representa el esfuerzo normal crítico necesario para producir dicho cambio. La Figura 1.2a indica que, si $\sigma \geq \sigma_c$, el deslizamiento es inestable bajo carga cuasi-estática. En el régimen condicionalmente estable ($\sigma < \sigma_c$), el deslizamiento es estable bajo carga cuasi-estática pero puede volverse inestable bajo carga dinámica si se imprime un salto de velocidad mayor a ΔV . En la región estrecha en la bifurcación, el deslizamiento ocurre por un movimiento oscilatorio autosostenible (Scholz, 1998). La Figura 1.2b presenta el modelo de estabilidad para fallas corticales e interfaces de zonas de subducción. De manera particular, para las zonas de subducción, se observan tres sectores con diferentes comportamientos. Estas zonas están amplificadas en un modelo esquemático de la zona sismogénica en un límite de placa convergente (Figura 1.3.)

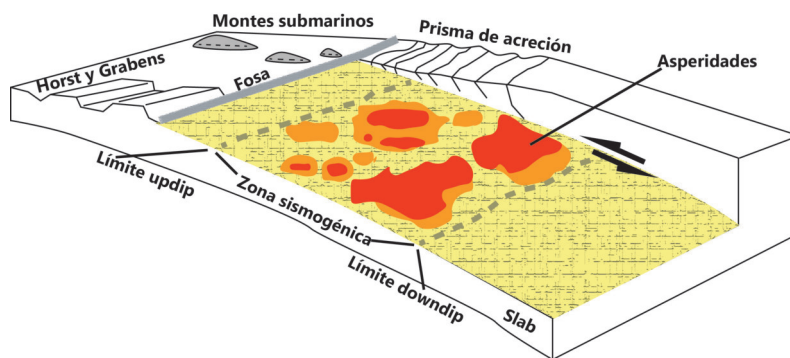


Figura 1.3: **Modelo esquemático de la zona sismogénica en un límite de placa convergente.** Las áreas rojas corresponden a las zonas con deslizamiento inestables donde se generan rupturas someras, la zona amarilla punteada representa la zona estable, mientras que las áreas condicionalmente estables son representadas con color naranja. Modificado de Dixon et al. (2007).

1. **Límite updip:** Es la zona de transición superior que se encuentra en la base del prisma de acreción. En esta área hay presencia de sedimentos no consolidados provenientes del fondo marino (Byrne et al., 1988; Scholz, 1998) (Figura 1.3). Los márgenes activos (subducción) poseen prismas de acreción de tamaño variable, pudiendo llegar a profundidades de hasta 10 km. También la profundidad de la zona de transición, depende de la cantidad de sedimentos acumulados por causa de arrastre que genera la placa subductante (Scholz, 1998).
2. **Límite downdip:** Corresponde a la zona de transición inferior de la zona de interplaca, ocurre a altas profundidades de hasta 45 km en las zonas de subducción (Scholz, 1998) (Figura 1.3). El límite downdip está controlado principalmente por el gradiente geotérmico,

el mismo que se encuentra a temperaturas de hasta $\sim 450^{\circ}\text{C}$. (Byrne et al., 1988; Scholz, 1998).

3. **La zona sismogénica:** Es el área donde se generan principalmente los sismos, de allí su nombre, esta se encuentra entre los límites *updip* y *downdip*. Adicionalmente, en esta zona observan 2 sectores:

- La zona estable somera, que en la Figura 1.3, se representa en forma punteada color amarillo, marca la zona del prisma acrecional y se compone principalmente de sedimentos suaves, sobre todo provenientes de procesos erosivos en el continente y transportados por el *slab*. Esta zona se considera estable, dominada por *creeping*, por lo que no se espera acumulación de esfuerzos (Vaca et al., 2018).
- La zona de inestabilidad más somera, constituye un área condicionalmente estable (zona color amarillo punteado + parches naranja). A mayor profundidad se tiene un dominio de “asperidades” (en color rojo), que es la región mayormente acoplada e inestable y donde se generan los grandes sismos de subducción, como los ocurridos en la margen Colombo-Ecuatoriana en 1906 (Mw 8.5-8.8, Kanamori and McNally, 1982; Mendoza and Dewey, 1984; Beck and Ruff, 1984), Sumatra en 2004 (Mw 9.1, Ammon et al., 2005; Lay et al., 2005; Piatanesi and Lorito, 2007), Tohoku en 2011 (Mw 9.0, Okada et al., 2011; Uchida and Matsuzawa, 2013; Katakami et al., 2018), entre otros. (Figura 1.3).

4. Finalmente, a profundidades mayores a ~ 45 km se encuentra la zona estable profunda, por el aumento de temperatura ($> \sim 450^{\circ}\text{C}$), las rocas basálticas se vuelven plásticas por lo que no se tiene sismos con fuente en la interfaz bajo estas profundidades (Figura 1.3).

1.2.2. Acoplamiento intersísmico (ISC)

El acoplamiento intersísmico (ISC por sus siglas en inglés) Kanamori (1972), mide la interacción mecánica entre dos bloques durante el periodo intersísmico. La variación del ISC influye en la acumulación de momento sísmico y por ende en la magnitud de los eventos. En el caso específico de las zonas de subducción, el ISC tiene efecto sobre los esfuerzos intraplaca alrededor de la margen (Christensen and Ruff, 1988; Schwartz and Rokosky, 2007). Este coeficiente de acoplamiento varía entre 0 y 1 , donde un valor 0 se puede asociar a una zona estable no acoplada, mientras un valor de 1 a una zona inestable totalmente acoplada o bloqueada (Scholz, 1998).

La presencia de rasgos topográficos como crestas, horts, montes submarinos y fallas de graben en la placa de subducción, son capaces de modificar las condiciones friccionales de la interfaz. Algunos autores afirman que, estas heterogeneidades podrían aumentar la fricción en la interfaz, aumentando el grado de acoplamiento de la zona (Cloos, 1992), en cuyo caso se habla de asperidad (Figura 1.3); otros autores, por el contrario indican que la entrada de rasgos topográficos como, montes submarinos, van a fracturar las rocas de la placa cabalgante permitiendo el ingreso de fluidos y el aumento de la presión hidrostática, promoviendo un comportamiento estable. Estas áreas pueden comportarse como barreras, implicando que una ruptura no se propaga dentro de una zona contigua (Cloos, 1992; Kanamori, 1994). Adicionalmente una asperidad aumentará fuertemente la erosión tectónica en la interfaz de placa, generando deformaciones sobre la placa superior como levantamiento y subsidencia, además de los diversos movimientos verticales a lo largo del margen de subducción (Lallemand, 1999; Pedoja et al., 2006b). Generalmente, asperidades como dorsales y montes submarinos son consideradas “asperidades fuertes” debido que estas incrementan el acoplamiento por su relieve positivo y la resistencia que estas presentan para la subducción (Cloos, 1992).

Otros factores que también influyen en el grado de acoplamiento son: el material, edad de la placa, temperatura, presencia de fluidos, entre otros (Ruff and Kanamori, 1980; Scholz and Campos, 1995).

1.3. Tectónica de la margen ecuatoriana

La tectónica del Ecuador está dominada por la convergencia oblicua de placa oceánica de Nazca con una dirección N 83° E a una velocidad de ~ 56 mm/año (Trenkamp et al., 2002; Kendrick et al., 2003), respecto a la parte estable de Sud-América. La margen noroccidental de América del Sur presenta un acoplamiento intersísmico muy heterogéneo como se observa en la Figura 1.4.

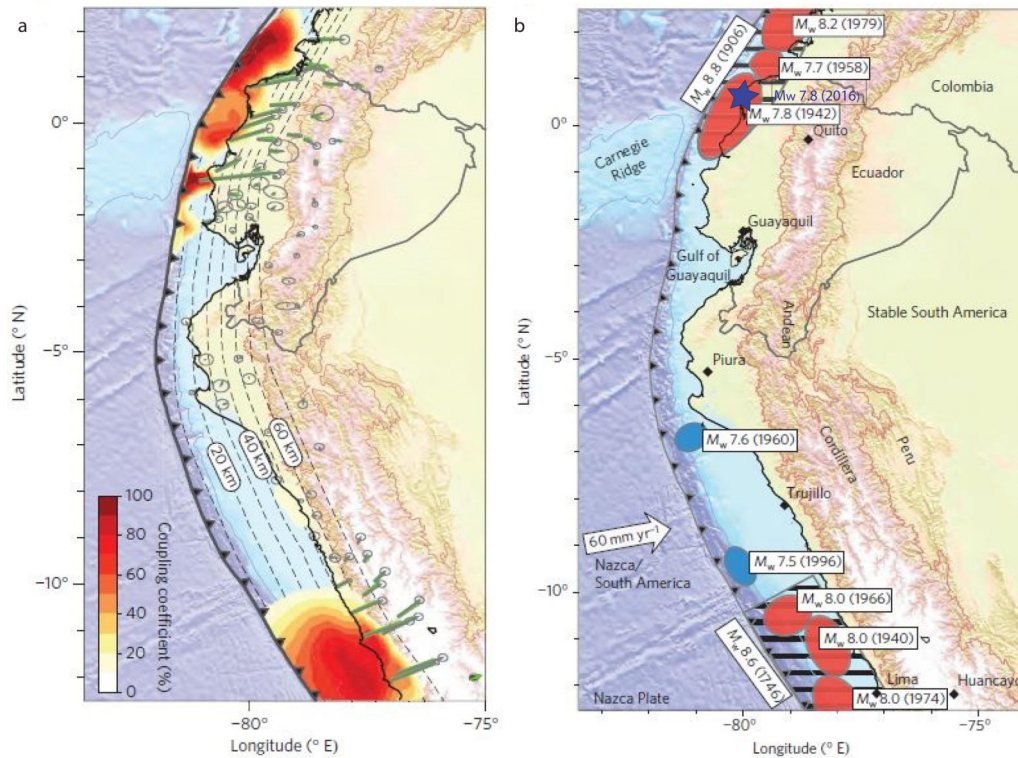


Figura 1.4: **Mapa de acoplamiento intersísmico a lo largo de la margen noroccidental de América del Sur**, la figura muestra el modelo de distribución espacial del acoplamiento intersísmico propuesto por Nocquet et al. (2014), a lo largo de la interfaz del margen de subducción entre las latitudes 2° Norte y 12° Sur. Los parches de color indican el grado de acoplamiento de la zona según la escala de color, las flechas verdes muestran las velocidades de GPS obtenidas en el modelo realizado por Nocquet et al. (2014), las líneas negras punteadas representan los contornos de profundidad (km) de la interfaz. **b)** Mapa de principales áreas de ruptura y terremotos históricos a lo largo del margen de Ecuador-Norte de Perú. Las elipses rojas y zonas rayadas indican las áreas de sismos con magnitudes ≥ 7 desde 1900 y de los megaterremotos ≥ 8.5 respectivamente, mientras que las elipses azules indican fuentes de sismos tsunamigénicos. La estrella de color azul indica el epicentro del terremoto de Pedernales del 2016. Modificado de Nocquet et al. (2014).

Los modelos de ISC (Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014), en base a observaciones GPS definen 3 zonas: 1) Una zona altamente acoplada de la margen al norte de Ecuador y sur de Colombia, 2) Una región transicional de alto acople en la parte central de la margen ecuatoriana alrededor de la Isla de la Plata (zona de estudio) y una zona poco acoplada hacia el sur de Ecuador y norte de Perú (Figura 1.4 y Figura 1.5) (Vallée et al., 2013; Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014; Rolandone et al., 2018; Segovia et al., 2018).

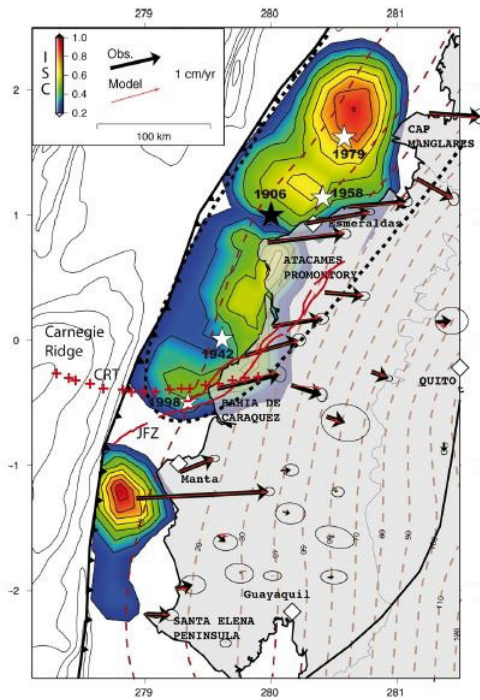


Figura 1.5: **Modelo del índice de acoplamiento intersísmico del margen centro-norte de Ecuador.** Las flechas rojas (modelo) y negras (observaciones) representan los resultados del análisis de los datos de GPS propuestos por Chlieh et al. (2014), las elipses negras representan las elipses de error, las líneas rojas punteadas representan contornos iso-profundidades de 10 km del techo del slab Font et al. (2013), el contorno negro punteado representa el área de ruptura del megaterremoto de 1906, Toponimia: CRT=Cordillera de Carnegie track, JFZ= Jama Fault Zone, PGMZ= Punta Galera-Mompiche Zone. Tomado de Chlieh et al. (2014).

Los valores altos de ISC, del centro y norte de la margen, son evidenciados por la ocurrencia de los grandes terremotos históricos, los cuales han tenido magnitudes $M_w \geq 7$ (1906, M_w 8.5-8.8; 1942 M_w 7.8; 1958, M_w 7.7; 1979, M_w 8.1, 1998, M_w 7.2) y el reciente terremoto de Pedernales (M_w 7.8) en 2016 como se observa en la Figura 1.5 (Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984; Nocquet et al., 2014; Ye et al., 2016; Nocquet et al., 2017; Yoshimoto et al., 2017).

1.3.1. Procesos asísmicos en la margen ecuatoriana

Las observaciones a través de GPS han permitido el reconocimiento de un estilo de liberación de momento sísmico (Obara et al., 2004; Vallée et al., 2013; Kano et al., 2018), conocido como sismos lentos (SSE por sus siglas en inglés). Los SSEs son episodios de deslizamiento sobre una falla los cuales no irradian energía sísmica y tienen duraciones de días, semanas o meses (Schwartz and Rokosky, 2007; Hirose et al., 2014).

Estudios (e.g. Hirose et al., 2014; Vallée et al., 2013; Segovia et al., 2018; Vaca et al., 2018) muestran que con la ocurrencia de SSEs se ha evidenciado la presencia de señales sísmicas tales como tremor no volcánico, eventos de baja o muy baja frecuencia y enjambres sísmicos. Aun no está clara la génesis de los SSE, sin embargo se sabe que estos eventos pueden liberar deformación e influir en la génesis de los grandes terremotos de subducción (Villegas-Lanza et al., 2016; Vaca et al., 2018), de ahí la importancia de su estudio.

Estudios sismo-geodésicos han definido al menos dos zonas que generan eventos lentos (recurrentes) en la margen del Ecuador. 1) “Zona de Punta Galera-Mompiche (PGMZ)” se encuentra frente a la provincia de Esmeraldas y se caracteriza por ser una región de bajo acoplamiento que separa dos zonas fuertemente acopladas según el modelo de Chlieh et al. (2014), con la ocurrencia periódica (aproximadamente cada 2 años) de SSEs acompañados de enjambres sísmicos (Rolandone et al., 2018; Vaca et al., 2018). 2) La zona de la Isla de la Plata (ZIP), **motivo de este estudio**, ha experimentado algunos episodios de SSEs (Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015; Segovia et al., 2018) y se ha reconocido algunas características de la sismicidad asociada (Vaca et al., 2009; Vallée et al., 2013; Segovia et al., 2018), sin embargo no existe un estudio exhaustivo a largo plazo de estas secuencias y cómo este estilo de liberación de momento sísmico influye en la estimación del peligro sísmico en Ecuador.

PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN

¿Cuál es la distribución espacio temporal a largo plazo de la sismicidad en la zona de la Isla de la Plata y cuáles son los mecanismos de liberación del momento sísmico?

1.4. Objetivo general

Caracterizar la evolución espacio-temporal, a largo plazo, de los procesos sísmicos y asísmicos en la zona de la Isla de la Plata (ZIP).

1.5. Objetivos específicos

- Caracterizar el comportamiento de los enjambres sísmicos con fuente en ZIP a largo plazo.
- Ubicar espacialmente las asperidades a partir de la localización de los eventos o grupos de eventos sísmicos con fuente en la ZIP.
- Determinar las variaciones espacio-temporales de la sismicidad de la zona de la Isla de la Plata.

- Definir los mecanismos de ruptura característicos para la ZIP, a partir de modelización de formas de onda.
- Comparar los resultados de este trabajo con los obtenidos por Vallée et al. (2013) y Segovia et al. (2018).

1.6. Hipótesis

La zona de la Isla de la Plata es un área de fuerte acople delimitada por otras de bajo ISC. Estas zonas de baja sismicidad que rodean la zona de alto ISC de Isla de la Plata, relajan la deformación acumulada y reducen la posibilidad de ocurrencia de grandes terremotos.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Localización de la zona de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada alrededor de la Isla de la Plata (posteriormente referida únicamente como ZIP). Para los objetivos de este estudio se la enmarca entre las latitudes 1.7° S y 0.9° S y las longitudes 81.4° W y 80.4° W, como se observa en la Figura 2.1.

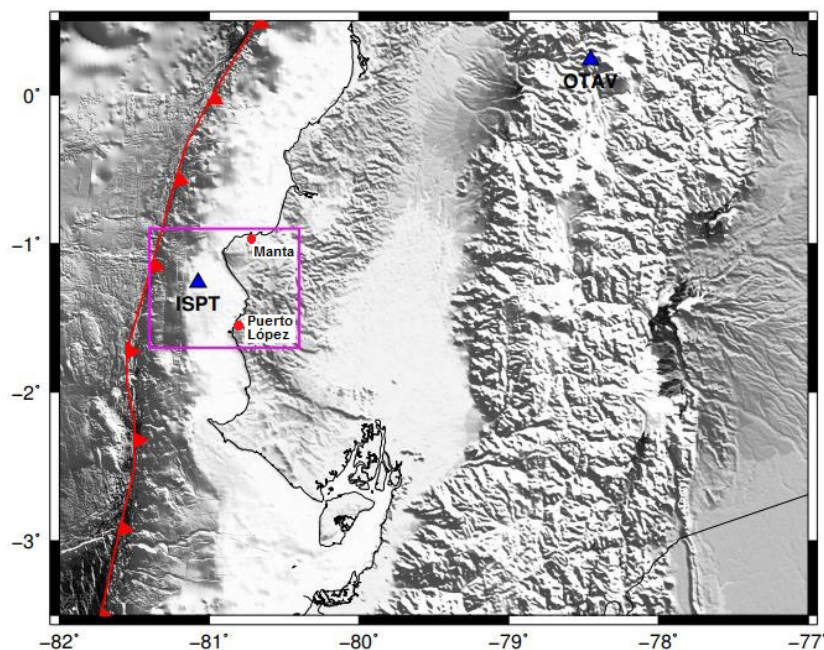


Figura 2.1: **Mapa de la localización de la zona de estudio.** El recuadro color magenta indica la localización de la zona de estudio ubicada en la margen central del Ecuador, los triángulos azules indican los sitios de las estaciones utilizadas para este estudio, los círculos rojos muestran las ubicaciones de los cantones Puerto López y Manta.

La zona de estudio se encuentra mayormente localizada costa afuera, frente a los cantones Puerto López y Manta, pertenecientes a la provincia de Manabí.

Como se observa en Figura 2.2, la ZIP es una zona altamente acoplada (ISC entre $\sim 60\%$ y $\sim 90\%$) de forma aproximadamente circular, con un diámetro de ~ 50 km y a profundidades menores a 15 km (Chlieh et al., 2014; Segovia et al., 2018). Fuera de esta región, se tiene un bajo ISC (menor a 30%) (Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014; Vaca et al., 2018). La sismicidad en el área está caracterizada por la generación de frecuentes enjambres sísmicos de magnitudes bajas a moderadas (Segovia et al., 2009; Vaca et al., 2009; Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015; Vaca et al., 2018), sincrónicos con la ocurrencia de eventos de deslizamientos

lentos (SSEs) (Vallée et al., 2013; Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014; Jarrín, 2015; Segovia et al., 2018). Aun cuando la ZIP muestra un elevado grado de acoplamiento, no se ha reportado sismos históricos de importancia. Los datos instrumentales (locales y mundiales) solo han registrado sismos de magnitudes alrededor de Mw 6.0 (i.e., IG-EPN, NEIC, Global CMT), por lo que la falta de sismos de gran magnitud en esta asperidad es un enigma (Jarrín, 2015; Chlieh et al., 2014).

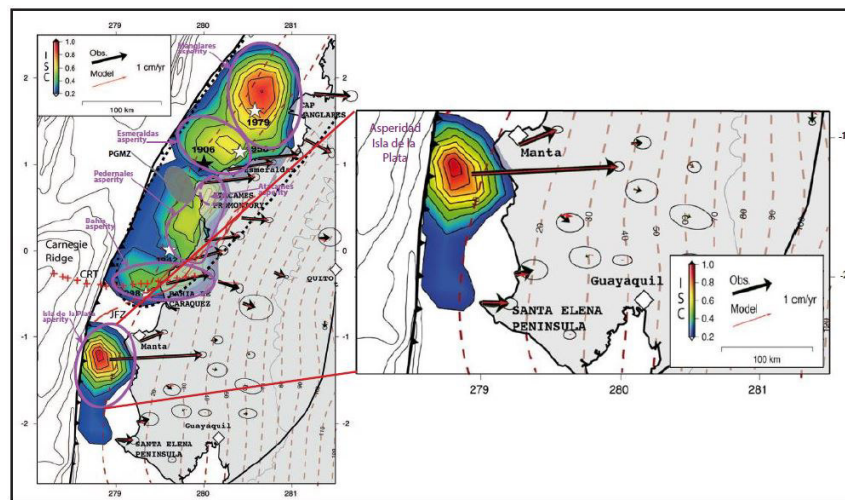


Figura 2.2: **Ubicación de asperidades en el margen centro-norte de Ecuador.** El modelo del índice de acoplamiento intersísmico muestra la localización de las principales asperidades a lo largo de la margen ecuatoriana. Las flechas rojas (modelo) y negras (observaciones) representan los resultados del análisis de los datos de GPS. Las elipses negras representan las elipses de error, las elipses magenta muestran la extensión espacial de las principales asperidades a lo largo de la margen central y norte del Ecuador Chlieh et al. (2014). Las líneas rojas punteadas representan contornos iso-profundidades de 10 km del techo del slab Font et al. (2013), el contorno negro punteado representa el área de ruptura del megaterremoto de 1906, Toponimia: CRT=Cordillera de Carnegie track, JFZ= Jama Fault Zone, PGMZ= Punta Galera-Mompiche Zone . Modificado de Chlieh et al. (2014)

Aunque durante los últimos años se ha avanzado en los estudios de la sismicidad en la Isla de la Plata, aún permanecen varias interrogantes alrededor del comportamiento sísmico y geodésico de esta zona.

2.1.1. Sismicidad histórica de la margen central

En la margen del Ecuador se han registrado varios sismos significativos con características tsunamigénicas, algunos de ellos causaron severos daños a las localidades cercanas. Sin embargo, la zona de la Isla de la Plata no registra sismos importantes como se observa en la Figura 2.3.

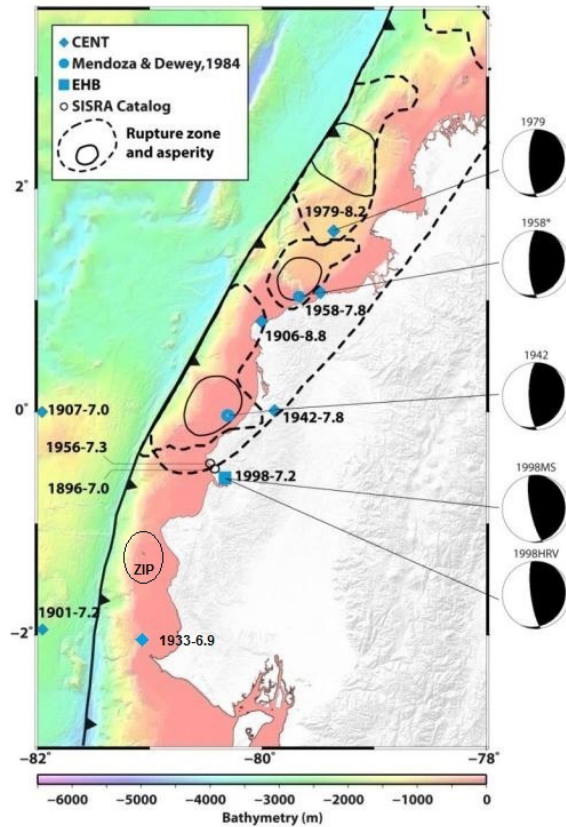


Figura 2.3: **Mapa batimétrico de los principales sismos históricos tsunamigénicos del margen del Ecuador.** Las localizaciones de los epicentros pertenecen a los catálogos SISRA representados mediante círculos blancos, Centennial, Mendoza y Dewey 1984, y EHB mediante rombos, círculos y cuadrados azules respectivamente. Las líneas punteadas indican las zonas de rupturas de los sismos de 1906, 1942, 1958, 1979 y las zonas circulares indican la presencia de asperidad en la zona. Los mecanismos focales indican el movimiento de ruptura de los sismos. Toponimia: ZIP=Zona Isla de la Plata. Modificado de (Segovia, 2016).

Uno de los primeros eventos sísmicos importantes que se registraron en la margen fue el ocurrido en 1906 entre la latitud 1°N y longitud 80°W con una magnitud $M_w \sim 8.8$. Este evento generó una gran liberación de deformación, correspondiente a un momento sísmico estimado de $M_0 = 200 \cdot 10^{20}$ Nm. Se conoce que este evento provocó una ruptura de ~ 500 km a lo largo del margen (Kanamori and McNally, 1982). Además, dio origen a un tsunami con características destructivas en la zona costera de Ecuador - Colombia, los cuales provocaron grandes pérdidas humanas y materiales (Espinoza, 1992). De acuerdo a la literatura se sugiere que, la zona de ruptura generada por el terremoto de 1906 fue reactivada parcialmente por eventos mas pequeños ocurridos en los años 1942, 1958 y 1979 descritos a continuación.

El 2 de octubre de 1933 frente a las costas de Santa Elena entre la latitud 2.044°S y longitud

81.099°W, se generó un sismo con una magnitud de 6.9 a una profundidad de 35 km (Engdahl and Villaseñor, 2002), este evento sísmico provocó un tsunami que afectó zonas aledañas al epicentro generando olas con amplitudes entre 2 - 2.5 m y provocando inundaciones en las costas ecuatorianas (Espinoza, 1992). Este evento sísmico es poco conocido en el Ecuador debido a la falta de instrumentación sísmológica para aquel entonces.

El 14 de mayo de 1942 se generó un sismo que sacudió a la provincia de Manabí. Este evento de magnitud 7.8 se localizó en la latitud 0.025°S y 79.95°W a una profundidad de 20 km (Kanamori and McNally, 1982; Mendoza and Dewey, 1984). Se estima que este evento provocó una liberación de deformación correspondiente a un momento sísmico de $M_0 = 6 - 8 \cdot 10^{20}$ Nm causando daños en las provincias de Manabí, Guayas, Los Ríos, Esmeraldas. Además de ser sentido en todo el Ecuador y en poblaciones fronterizas de Colombia, se reportó ~300 muertos y cuantiosas pérdidas materiales (Theurer et al., 2017)

El 19 de enero de 1958, un evento sísmico cerca de la zona de Esmeraldas con características tsunamigénicas de magnitud 7.8 se localizó entre la latitud 0.985°N y 79.492°W a una profundidad de ~20 km (Mendoza and Dewey, 1984; Engdahl and Villaseñor, 2002). La liberación de energía de este sismo fue alrededor de $M_0 = 2.8 - 5.2 \cdot 10^{20}$ Nm. La ruptura de este sismo fue de ~50 km (Beck and Ruff, 1984). Este sismo produjo un tsunami con olas de hasta 5 m en la costa norte de Ecuador. Este fuerte sismo generó severos daños y pérdidas humanas en la ciudad de Esmeraldas. Los efectos del sismo se extendieron hasta las localidades cercanas a la zona fronteriza Ecuador-Colombia (Espinoza, 1992).

El 12 de diciembre de 1979, un terremoto de magnitud 8.2 ocurrió en la zona fronteriza Ecuador-Colombia entre la latitud 1.6°N y longitud 79.36 °W a una profundidad ~24 km (Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984; Mendoza and Dewey, 1984; Engdahl and Villaseñor, 2002). Este evento que se originó al sur de Colombia provocó una ruptura de 240 km hacia el noreste a lo largo de la costa colombiana. La liberación de momento sísmicos a causa de este terremoto fue $M_0 = 29 \cdot 10^{20}$ Nm, que corresponde a un 15 % del momento sísmico del megaterremoto de 1906 (Kanamori and McNally, 1982) por lo que se considera a este evento como uno de los más significativos en la margen Colombo-Ecuatoriana. Este sismo generó daños importantes en la margen de subducción Colombo-Ecuatoriana, e infraestructuras en territorio colombiano (Espinoza, 1992).

El 4 de agosto de 1998 se generó un sismo de magnitud de Mw 7.2 entre la latitud 0.5°S y la longitud 80.4°W a una profundidad de 33 km que sacudió la zona de Bahía de Caráquez. A pesar que este sismo no produjo tsunami, se registró un retroceso del mar 30 minutos después de registrado el evento (Segovia, 2001). El sismo de Bahía, como se conoce este evento, tuvo una intensidad sísmica de VII, que generó graves consecuencias en el cantón Sucre (Manabí), Canoa, San Vicente, y otras localidades cercanas al epicentro (Segovia, 2001).

Adicionalmente, en la Figura 2.3 se muestran otros sismos importantes ocurridos al sur de la margen en los años 1901 Mw=7.2, 1907 Mw=7, ubicados en la antefosa según el catálogo Centennial (Engdahl and Villaseñor, 2002) y los sismos 1896 Mw=7 y 1956 Mw=7.3 reportados en el catálogo SISRA, similar al sismo de 1933 no se conocen reportes de daños de estos eventos.

2.1.2. Sismicidad instrumental

Los registros sísmicos obtenidos por la RENSIG (Red Nacional de Sismógrafos del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional) desde la década de los 90's (Font et al., 2013), a través de las primeras estaciones sísmicas instaladas en la costa ecuatoriana han permitido conocer la sismicidad relacionada a la margen (Segovia, 2001). Segovia (2001), definió zonas de enjambres y gaps sísmicos, las cuales presentan formas de donas y semidonas, las cuales limitan regiones altamente activas.

De acuerdo a la información de la RENSIG la actividad sísmica del margen se presenta con dos patrones de distribución espacio-temporal:

1. Ocurrencia de enjambres sísmicos como los sucedidos en las zonas de Jama, Punta Galera, Isla de la Plata. (Font et al., 2013; Vaca et al., 2018; Vallée et al., 2013; Chlieh et al., 2014).
2. Secuencias de sismos (réplicas) a partir de un desencadenante principal (e.g Sismo de Manta 1998 y Sismo de Pedernales 2016) (Font et al., 2013; Vaca et al., 2009; Nocquet et al., 2017; Segovia et al., 2018).

Siguiendo la definición de Holtkamp and Brudzinski (2011), un enjambre sísmico se caracteriza por el incremento de la tasa de sismicidad de una zona determinada sin que exista un evento principal desencadenante.

En la margen ecuatoriana, varios estudios han registrado la presencia de procesos asísmicos (SSE), los que han ocurrido de manera sincrónica con enjambres. Estos enjambres pueden estar ligados a la ruptura o activación de áreas específicas (Isla de la Plata, Bahía, Pedernales, Atacames, Esmeraldas, Manglares) de diferentes tamaños, como se ilustra en la Figura 1.3, de los cuales, al menos 4 han generado terremotos destructivos en los dos últimos siglos (Chlieh et al., 2014).

2.2. Estudios anteriores

2.2.1. Terrazas marinas

La Isla de la Plata forma parte de un segmento de terrazas marinas a lo largo del Arco Talara desde los 6.5°S a 1°N. Varios estudios (e.g. Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2006b) mencionan al menos tres áreas principales con presencia de terrazas marinas en la costa de Ecuador: Santa Elena en el Sur, Esmeraldas en el norte y en la parte central en la Península de Manta y en la Isla de la Plata. De las cuales, las terrazas más altas se ubican en la región de Manta, las mismas que alcanzan cotas hasta 360 ± 10 msnm. Mientras que en la Isla de la Plata la máxima altura es 170 ± 10 msnm. Las rocas que constituyen la Isla de la Plata están formadas principalmente de basaltos y doleritas de la Formación Piñón (Cantalamessa and Celma, 2004; Pedoja et al., 2006a; Collot et al., 2017), relacionado principalmente con el levantamiento tectónico costero en los últimos 500 ka debido a la subducción de la Cordillera asísmica de Carnegie (Schnürle et al., 1998; Gutscher et al., 1999; Cantalamessa and Celma, 2004; Pedoja et al., 2006b,a). En base a mediciones radiométricas se estima que la ZIP presenta una tasa de levantamiento promedio de 3 a 5 cm/a durante los últimos 300 ka (Cantalamessa and Celma, 2004; Pedoja et al., 2006a).

2.2.2. Enjambres sísmicos y SSEs, alrededor de la ZIP

Estudios anteriores (e.g. Segovia, 2001; Vaca et al., 2009; Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015; Segovia et al., 2018), muestran que la zona de la Isla de la Plata se ha visto afectada por varias crisis sísmicas en los años, 1996, 1998, 2002, 2005, 2010, 2013, 2016, siendo las más relevantes las ocurridas en los años 1998, 2005, 2010, 2013 debido al número de eventos sísmicos y la cantidad de energía liberada por los mismos (Vaca et al., 2009; Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015; Segovia et al., 2018) Figura 2.4 (sin considerar el sismo de Bahía de 1998, que se encuentra en la parte norte de la zona). Para los enjambres de 2005, 2010 y 2013 se muestra una relación sincrónica con la presencia de SSEs, según lo evidencian los datos geodésicos (Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015; Segovia et al., 2018).

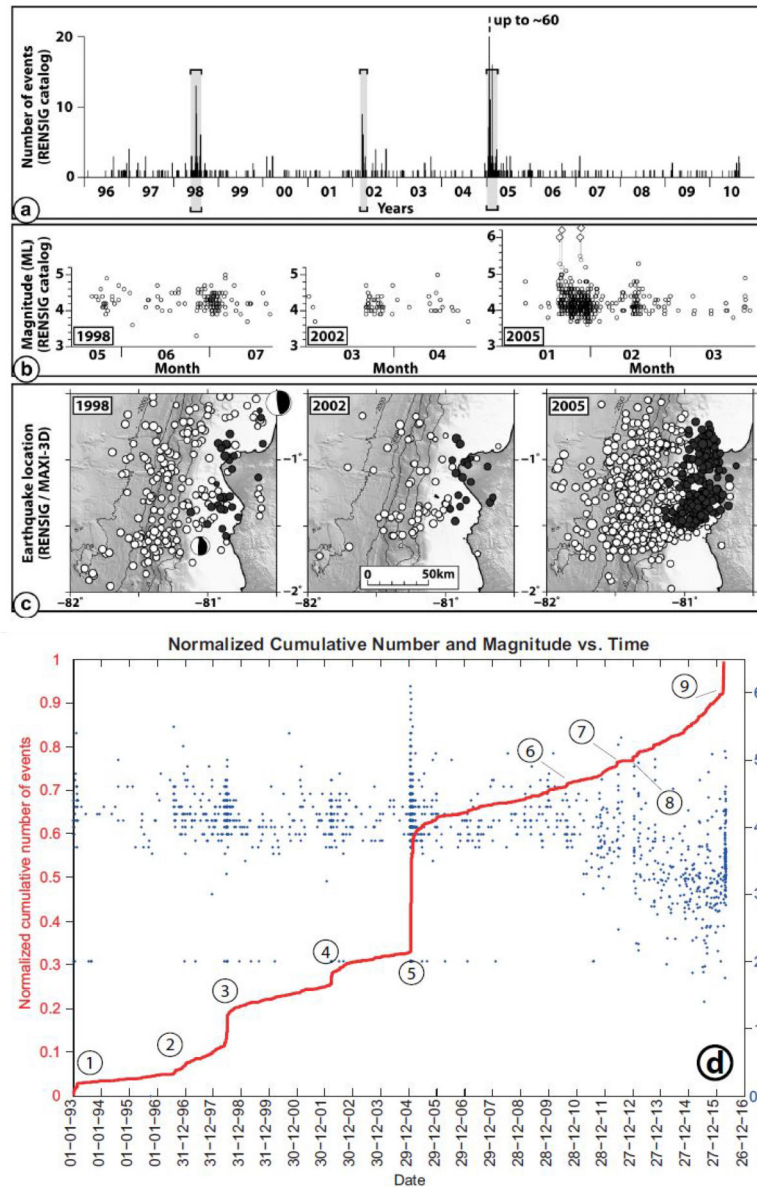


Figura 2.4: **Ocurrencia sísmica en la región de la Isla de la Plata (1998, 2002, 2005).** (a) Histograma de ocurrencia de enjambres sísmicos desde 1996 al 2010. (b) Diagrama Magnitud Vs Tiempo para los tres principales enjambres (1998, 2002, 2005). (c) Localizaciones epicentrales de sismos, círculos blancos localizaciones obtenidos de (RENSIG) y círculos grises muestran las re-localización en un modelos 3-D del catálogo (MAXI-3D; Font et al. (2013)). (a, b, c. Tomado de Vallée et al. (2013)). (d) Número acumulativo de eventos alrededor de la Isla de la Plata desde 1993, los números marcan los enjambres sísmicos locales pero también incluyen algunas crisis sísmicas de la región (Segovia, 2016).

Enjambre sísmico de 1998: De acuerdo con Segovia (2001), entre los meses de mayo y julio de 1998 la zona de la Isla de la Plata tuvo una importante actividad sísmica (3 en la Figura 2.4d), iniciada 3 meses antes del sismo de Bahía Mw 7.1, que ocurrió en el 4 de agosto del mismo año; el enjambre sísmico en la zona de Puerto López como se lo denominó Segovia (2001) duró hasta 3 semanas antes del terremoto. Esta actividad sísmica fue considerada,

posteriormente, como un fenómeno precursor al terremoto (Segovia, 2001).

Enjambre sísmico de 2005: Vaca et al. (2009), reporta la ocurrencia de enjambres sísmicos entre los meses de enero y mayo de 2005 en la zona de la Isla de la Plata (5 en la Figura 2.4d), el cual se caracteriza por la ocurrencia de 4 eventos sísmicos con $M_w \sim 6$, 15 eventos sísmicos con $M_w \geq 5$ y alrededor de 470 eventos con M_w entre 4 y 4.9. Según Vaca et al. (2009), estos eventos sísmicos forman (espacialmente) una alineación paralela a la fosa (Vaca et al., 2009), extendiéndose en un área ~ 50 km de longitud, ~ 30 km de ancho y en profundidad estos se localizan en la zona de interplaca (Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015), sin embargo hay que considerar que para el estudio realizado por Vaca et al. (2009) la densidad de la red sísmica era muy pobre por lo cual el rango de error presentado en la re-localización de los eventos es discutible.

Esta crisis sísmica también fue detectada por estaciones de la red mundial y los varios de los eventos fueron tratados por varias agencias (i.e., National Earthquakes Information Center, NEIC; Global Centroid Moment Tensor, Global CMT). Este enjambre se interpreta como la ruptura de una o varias asperidades alrededor de la Isla de la Plata (Vaca et al., 2009), misma que es representada por Sage et al. (2006) como *seamounts* subducidos en el flanco sur de la Cordillera de Carnegie. Adicionalmente, un estudio posterior realizado por Jarrín (2015) muestra la existencia de un SSE durante la ocurrencia del enjambre sísmico, el cual produjo una liberación de energía (mayormente asísmica) equivalente a un terremoto de $M_w 7.3$ (Holtkamp et al., 2011; Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015).

Enjambre sísmico de 2010: Vallée et al. (2013) reportó una crisis sísmica en agosto de 2010 bajo la Isla de la Plata a una profundidad inferida de 10 km y que se asoció a un SSE detectado claramente en la componente este de la serie de tiempo del GPS de la Isla de la Plata a finales de mes (6 en la Figura 2.4d). La estación geodésica permanente ISPT localizada en la Isla de la Plata registró el 26 de agosto un desplazamiento brusco hacia la fosa de ~ 2 cm, y un movimiento vertical de ~ 1 cm, este movimiento fue decreciendo a partir del 30 de agosto por unos pocos días. El SSE tuvo lugar en la parte más somera del *downdip* con un radio de 6 a 13 km bajo la Isla de la Plata y fue acompañado de incremento en la sismicidad local, registrándose más de 650 eventos, de los cuáles más de 50 de ellos tuvieron magnitudes entre 1.8 y 4.1 (Vallée et al., 2013). Durante este mismo periodo, el desplazamiento observado en las estaciones geodésicas (más cercanas) CHIS y PTEC no fue importante, lo que hace pensar

en una relativa baja magnitud equivalente (Vallée et al., 2013) (Figura 2.5). Según Chlieh et al. (2014), el SSE produjo una liberación de deformación equivalente a un momento sísmico $M_0 = 1.8 \cdot 10^{18}$ Nm que corresponde a un terremoto de $M_w = 6.0 - 6.3$ (Vallée et al., 2013; Chlieh et al., 2014).

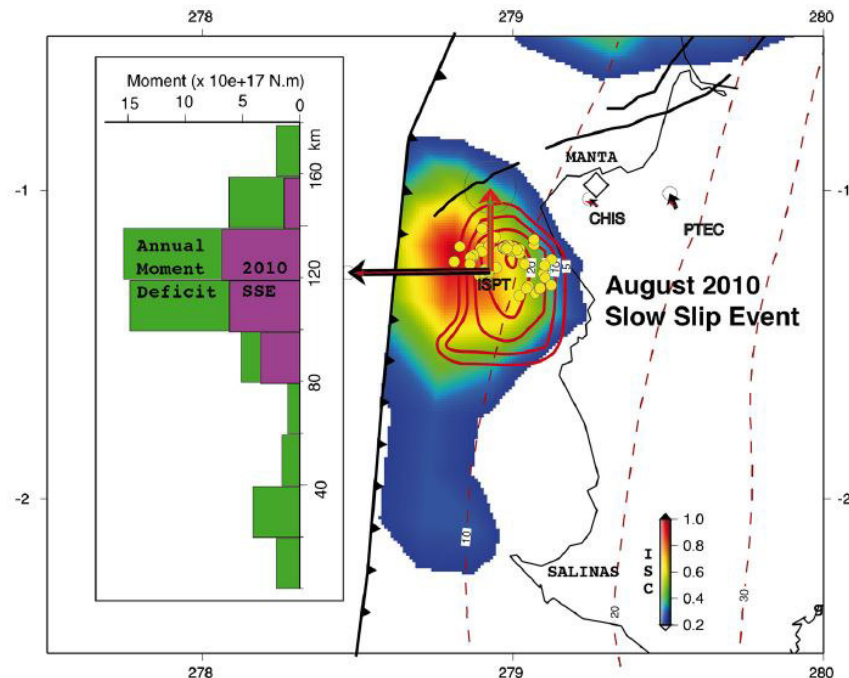


Figura 2.5: **Representación de deslizamiento en agosto de 2010 bajo la Isla de la Plata.** El área color amarillo y rojo indica la zona de mayor acoplamiento intersísmico, mientras que las zonas azules indican zonas de bajo acoplamiento. Las flechas rojas y negras representan el desplazamiento horizontal de 2 cm y el desplazamiento vertical de 1 cm medidos mediante la estación GPS ISPT. Las líneas de contorno rojas indican la distribución del deslizamiento del SSE representadas cada 5 mm, los puntos amarillos representan una re-localización de la microsismicidad reportada por Vallée et al. (2013). El momento geodésico encontrado de $M_0 \sim 1.8 \cdot 10^{18}$ Nm equivalente a un sismo de $M_w = 6.0 - 6.3$. El diagrama de barras muestra una comparación de las variaciones a lo largo del rumbo del déficit del momento intersísmico anual representado en color verde y el momento geodésico del SSE representado en color purpura. Tomado de Chlieh et al. (2014)

Por otro lado, Vallée et al. (2013) y Chlieh et al. (2014) realizaron mediciones de la energía sísmica liberada determinando que el SSE equivale a 6 meses del déficit de momento anual, que corresponde del 10 al 20 % del déficit de momento entre 2005 y 2010 el cual no es suficiente para liberar todo el momento acumulado en la asperidad (ver Figura 2.5), por tanto, esta asperidad podría llegar a generar sismos más grandes que $M_w 7$ (Vallée et al., 2013; Segovia, 2016).

Enjambre sísmico de 2013: En Enero de 2013 durante el experimento OSISEC (Segovia et al., 2018) reportaron un enjambre sísmico que estuvo acompañado de un evento de deslizamiento lento (Segovia et al., 2018) (8 en la Figura 2.4b). Los eventos sísmicos fueron detectados mediante el algoritmo STA/LTA, obteniéndose ~ 3900 localizaciones para los eventos sísmicos en toda la zona (marina y terrestre) estos sismos ocurrieron entre junio de 2011 y enero de 2013; de los cuales, solo el $\sim 20\%$ están asociados a enjambres sísmicos con epicentro en el antearco marino mientras que el porcentaje restante surge como sismicidad de fondo (Segovia et al., 2018). Una primera crisis sísmica ocurrió en junio de 2012 y solo produjo el $\sim 2\%$ de los eventos alcanzando la mayor magnitud Mw 4.7. Un segundo enjambre ocurrió en enero de 2013, tuvo una duración de 2 semanas y produjo el $\sim 18\%$ del total de los eventos, siendo la mayor magnitud 4.5.

Simultáneamente durante el enjambre sísmico se produjo un gran cambio en la dirección y velocidad de movimiento en la serie de tiempo (transitoria) de siete estaciones GPS, lo que sugiere la presencia de un SSE en la interfaz (Segovia, 2016; Segovia et al., 2018). Segovia et al. (2018) explica mediante inversión de series de tiempo de GPS, que la ruptura se dio en dos parches a lo largo de la interfaz. Donde el segundo parche libera aproximadamente el 80% del momento total (Mw 6.3) y dado de manera coetánea con el enjambre sísmico.

La sismicidad al sur y este de la Isla de la Plata está organizada en grupos estrechos y elongados con tendencia $N40^\circ$ y al norte de la Isla tienen una tendencia $N110^\circ$ entre 10 y 15 km de profundidad, lugar donde la asperidad alcanza un ISC entre 50% y 80% (Segovia et al., 2018; Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014; Collot et al., 2017).

2.2.3. Eventos asísmicos posteriores al terremoto de Pedernales 2016

El sismo ocurrido en la zona de subducción ecuatoriana el 16 de abril de 2016 de con Mw 7.8, conocido como Terremoto de Pedernales, ha sido uno de los eventos más grandes reportados en el margen de subducción Ecuador-Colombia. Este sismo se localiza (Lat: 0.35, Lon: -80.17) a 45 km al este de la fosa y a 20 km de la ciudad de Pedernales, a una profundidad ~ 20 km (Nocquet et al., 2017; Mothes et al., 2018). El área de ruptura tuvo una longitud de más de 100 km de largo por 50 km de ancho (Nocquet et al., 2017) y un deslizamiento co-sísmico de 1 a 7 m. Según los modelos, el sismo se propagó desde el norte hacia el sur. La ruptura coincide con una zona de fuerte acoplamiento intersísmico; sin embargo, un área de 50×50 km² quedó intacta hacia el sur y otra de menor tamaño en la parte norte. Esta última se rompió debido

a réplicas que desencadenaron *afterslips* con deslizamientos máximos de 0.15 a 0.4 m con momentos liberados equivalentes a M_w 6.7 - 6.9 (IG-EPN).

Por otro lado, Rolandone et al. (2018) sugiere que el sismo del 2016 también desencadenó un evento de deslizamiento lento, frente a Jama (0.5°S , 80.7°W), a ~ 100 km de la zona de ruptura a una profundidad ~ 10 km, produciendo deslizamientos máximos entre 0.4 - 0.8 con momento liberado equivalente a $M_w = 6.7$ a 6.8. Este SSE fue relacionado en espacio y tiempo con una importante micro-sismicidad la cual tuvo una duración de 3 semanas. Rolandone et al. (2018) también reporta un SSE 8 meses antes del sismo de Pedernales, que tuvo una duración de ~ 2 meses y un deslizamiento de 0.2 m a una profundidad ~ 55 km. Este episodio habría liberado una magnitud de momento equivalente a M_w 6.7.

3. METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Varios estudios han sido efectuados sobre la zona de la Isla de la Plata, sin embargo, estos estudios solo han mostrado una parte dentro del continuo temporal de la evolución tectónica de la zona. Esto debido a que se da información de ventanas temporales discretas de relativa corta duración (enjambres sísmicos específicos, i.e., Vaca et al., 2009; Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015; Segovia et al., 2018). En este trabajo, con el uso de diferentes metodologías, se presenta una caracterización de la evolución espacio temporal, a largo plazo, de la sismicidad localizada alrededor de la zona de la Isla de la Plata, basados en registros de datos continuos de varios años.

Para cumplir con el objetivo mencionado, se ha incluido metodologías tales como correlación cruzada (CC), localización e inversión de formas de onda, aplicadas sobre datos de la Red Sísmica Nacional del Instituto Geofísico (RENSIG) y la estación OTAV de la red mundial (GNS/IRIS, <http://ds.iris.edu/mda/IU/OTAV/>).

3.1. Correlación cruzada de formas de onda

Según Bendat and Piersol (2011), la correlación cruzada (CC) de dos funciones mide el grado de interdependencia o similitud que existe entre ellas. Este grado de similitud viene dado por el coeficiente de correlación definido como (Ecuación 3.1):

$$r = \frac{\Sigma(x_i - \bar{x}_i)(x_j - \bar{x}_j)}{\sqrt{\Sigma(x_i - \bar{x}_i)^2 \Sigma(x_j - \bar{x}_j)^2}}$$

Ecuación 3.1

Donde, r corresponde al coeficiente de correlación y varía en un rango entre -1 y 1. Un valor de $r = 1$ indica que existe un 100 % de coincidencia entre las dos funciones (la una se sobrepone exactamente a la segunda); en el otro extremo, si $r = -1$ se indica que la correlación es 100 % negativa, es decir se tiene funciones iguales pero invertidas la una respecto de la otra. Un valor de $r = 0$ implica que no existe ningún tipo de correlación entre las funciones, indicando total independencia de las mismas.

Para este estudio, se debe entender que las funciones, a las que se hace referencia, son series de tiempo de señales sísmicas o sismogramas.

Los valores de coeficiente de correlación (similitud) de los pares de señales comparados son ordenados en una la matriz de correlación, según se muestra en la siguiente matriz (Ecuación 3.2).

$$\begin{bmatrix} 1 & r_{12} & r_{13} & \dots & r_{1n} \\ r_{21} & 1 & r_{23} & \dots & r_{2n} \\ r_{31} & r_{32} & 1 & \dots & r_{3n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n1} & r_{n2} & r_{n3} & \dots & 1 \end{bmatrix}$$

Ecuación 3.2

Nota: Debido a que los valores de r_{i_esimo,j_esimo} son iguales a los valores de r_{j_esimo,i_esimo} , solo se necesita analizar la parte superior (o en su defecto la inferior) a la diagonal de la matriz.

Si r_{ij} es mayor o igual a un umbral definido, entonces las señales se consideran similares y son agrupadas en una misma familia.

La CC es una herramienta de mucho uso en estudios sísmicos, ya que permite por ejemplo, la detección de periodicidad en la ocurrencia de eventos sísmicos, medición del tiempo de retraso de las señales, predicción de señales de magnitudes bajas en ruido, localización y caracterización de procesos en la fuente (Bendat and Piersol, 2011). De manera particular, en este trabajo la CC facilita el agrupamiento de señales sísmicas con formas de onda similares, en lo que se denomina "familias" de eventos. Una familia, al compartir valores altos de correlación entre sus miembros, es un indicativo de que los eventos tienen una fuente similar (espacial y tipo de ruptura) de generación.

En este estudio, para el análisis de CC se usa datos de dos estaciones sísmicas que se muestran en la Figura 2.1:

- La primera, la estación OTAV (cerca de la ciudad de Otavalo), que aunque se ubica a ~340 km de distancia respecto de la zona de estudio, las condiciones de instalación de su instrumentación, hace que los sismogramas tengan una buena relación de señal/ruido (s/r). Esto permite un análisis para magnitudes relativamente bajas. Gracias a que la estación se instaló a inicios de los 2000's, se puede extender el análisis a un período de tiempo relativamente amplio (desde 2002 a la actualidad).

- La segunda estación ISPT, perteneciente a la Red Nacional de Sismógrafos (RENSIG). Fue instalada en la Isla de la Plata (frente a las costas de Manabí) en 2009, debido a la fuerte actividad sísmica ocurrida en la ZIP en el 2005. Esta estación aporta con información del campo cercano, pudiendo realizar análisis sobre eventos de más baja magnitud ($M_w \sim 2$). ISPT es una estación multiparamétrica que, además de un sismómetro cuenta con un GPS y un acelerómetro.

3.2. Localización de eventos sísmicos

Antes de hablar de localización, es prudente introducir las definiciones de ondas sísmicas, las mismas que son las encargadas de llevar la información necesaria para calcular los diferentes parámetros de un terremoto; entre los que se encuentra la determinación del sitio donde se originó un sismo (localización hipocentral).

3.2.1. Principales ondas sísmicas

Los datos utilizados para la localización de eventos sísmicos son usualmente provenientes de sismogramas registrados por las estaciones sísmicas (Lomax et al., 2009). Los sismogramas no son más que series de tiempo que describen las vibraciones del suelo del sitio donde se encuentra instalada una estación sísmica. Las vibraciones del suelo son el resultado de la propagación de ondas elásticas que viajan por el interior de la Tierra y que provienen de diferentes fuentes, sean estas naturales o artificiales. Entonces, desde este punto de vista en un sismograma, se puede identificar señales generadas por terremotos y ruido. El ruido tiene su origen, justamente en las vibraciones en la superficie y sub-superficie terrestre provocadas por fuentes como: Actividad humana, viento, océano, automóviles, maquinaria, etc (Aki and Richards, 2002).

Cuando ocurre un terremoto, se generan varios tipos de ondas sísmicas. Estas ondas viajan en todas las direcciones a través del medio (i.e, interior de la Tierra), a diferentes velocidades (Udias and Buforn, 2017). Los arribos de las ondas son registrados por las estaciones de monitoreo ubicadas en sitios muy cerca de la superficie terrestre, como se observa en la Figura 3.1. A estos arribos, en las series de tiempo (sismogramas), se los conoce como fases.

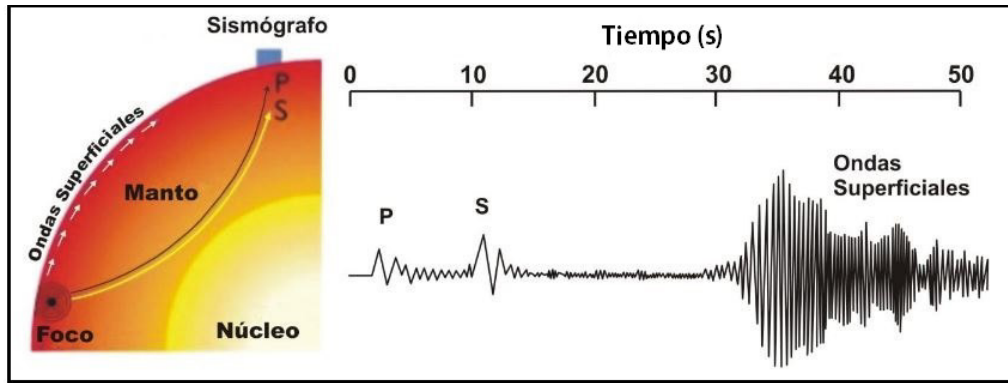


Figura 3.1: **Representación gráfica de un sismo, donde se observa las fases primarias, secundarias y superficiales** . Modificado de inpres.gob.ar.

Principalmente existen dos (2) tipos de ondas sísmicas:

1. Ondas de Cuerpo, que son aquellas que se propagan a través del interior de la Tierra.

Estas ondas a su vez se subdividen en:

- Ondas Primarias (P) u ondas compresionales, denominadas de esta manera por ser ondas mas rápidas y por ende, las primeras en arribar desde una fuente a las diferentes estaciones. Se caracterizan por presentar movimientos de compresión y dilatación del medio (Figura 3.2a), en la dirección de su propagación. Tienen la capacidad de atravesar materiales sólidos y líquidos.
- Ondas Secundarias (S) u ondas de cizalla, denominadas así por ser las segundas ondas en arribar a las estaciones sísmica después de las ondas P. Son generadas por movimientos perpendiculares a la dirección de propagación (Figura 3.2b). Estas ondas no se propagan en medios líquidos debido a que los líquidos no soportan esfuerzos de corte.

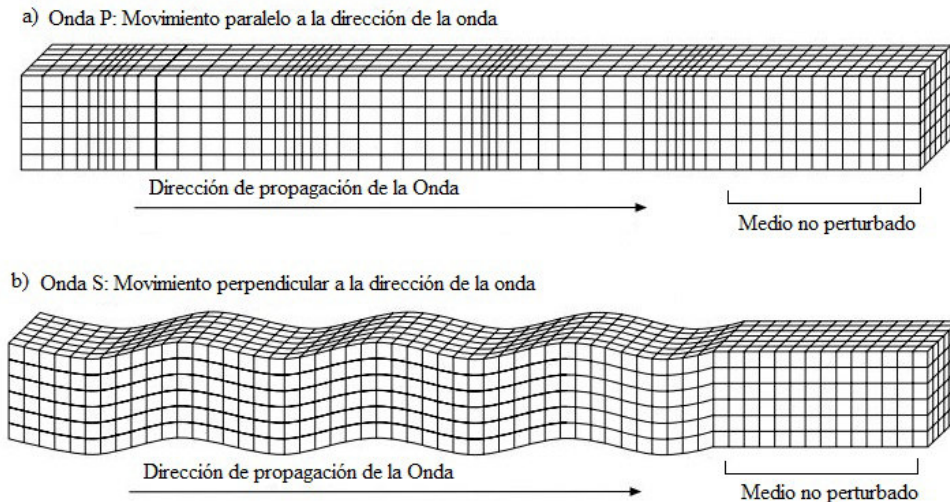


Figura 3.2: **Representación esquemática de las ondas primarias y secundarias.** Modificado de Stein and Wysession (2003)

2. Ondas de Superficie, conocidas de esta manera ya que su propagación se da por la parte más externa de la Tierra. Una característica de estas ondas es que su amplitud disminuye a medida que aumenta la profundidad. Las ondas superficiales se dividen en dos tipos: Ondas Love y Ondas Rayleigh (Stein and Wysession, 2003), nombres asignados en honor a sus descubridores.

Una correcta identificación de los tiempos de llegada (fases) de las ondas P y S representan el paso más importante en la localización de un sismo. Adicionalmente, la determinación de la polaridad (dirección de movimiento del primer arribo) ayuda a la determinación del mecanismo de ruptura o mecanismo focal, que es una representación bidimensional de la geometría y movimiento de falla al momento de la ruptura.

La localización de un evento sísmico está dado por la posición espacial (latitud, longitud y profundidad), de lo que se conoce como foco o hipocentro, además del tiempo de origen de la ocurrencia del sismo (Lomax et al., 2009; Karasözen and Karasözen, 2020). La distribución geográfica y densidad de las estaciones alrededor de la fuente va a incidir en la calidad de la localización. Las diferencias en distancias de las estaciones sísmicas con respecto al hipocentro, implica que las fases tendrán diferentes tiempos de arribo en cada una de ellas (Buffoni et al., 2009) y son justamente estas diferencias de tiempo de los arribos los que permiten la localización de un terremoto.

Nota: La proyección en superficie del **hipocentro** se conoce como **epicentro**.

3.2.2. Técnica de localización de eventos sísmicos

Existen varias técnicas para la localización hipocentral de terremotos mediante el análisis de formas de ondas. Para este trabajo se utilizó la técnica de mínimos cuadrados, que consiste en la minimización del error existente entre los tiempos de arribo de las fases en las estaciones sísmicas (observaciones) y los tiempos teóricos de llegada calculados mediante un modelo de velocidad determinado.

Estimación no-lineal mediante mínimos cuadrados

En 1912 se introdujo el método Gauss-Newton para la resolución de problemas de localización hipocentral de eventos sísmicos. Este método se basa en una aproximación lineal iterativa al problema no lineal, mediante la aplicación de mínimos cuadrados ponderados. Para la obtención de la solución se minimiza la suma de los cuadrados de los residuos generados entre los tiempos de arribo observados y los tiempos de arribo calculados (teóricos) para un grupo de estaciones. El método formula una relación lineal entre los parámetros y los datos; además, asume una componente de error aleatorio que corresponde a desviaciones de los datos con respecto al modelo (Lee et al., 1981).

Es importante considerar dos problemas comunes que se pueden generar en el cálculo de los parámetros hipocentrales de un sismo; primero, un error sistemático en la observación del tiempo de arribo de las fases sísmicas y por otra parte el modelo de velocidad de carácter unidimensional extrapolado a tres dimensiones utilizado en el análisis (Waldhauser, 2001).

3.3. Mecanismos focales (MF)

Los mecanismos focales conocidos como "*beachball*", son la representación en dos dimensiones de la geometría de una falla. Asumiendo que la falla es una superficie planar, sobre la cual ocurrió un movimiento relativo de un bloque respecto a otro durante un terremoto, la geometría de la falla es descrita en términos de orientación del plano de falla y la dirección del deslizamiento a lo largo del plano de falla durante el sismo (Stein and Wysession, 2003).

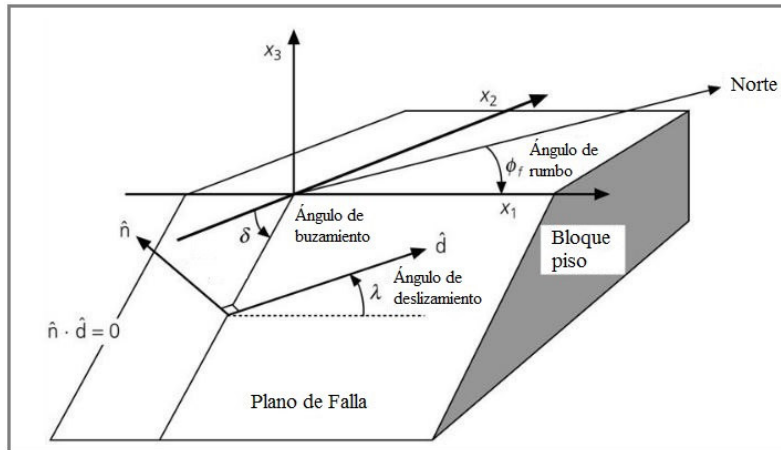


Figura 3.3: **Representación de la geometría de una falla.** Modificado de Stein and Wysession (2003)

La Figura 3.3, muestra de manera general la geometría de una falla y su movimiento. El plano de falla es ortogonal al vector \hat{n} que separa el bloque piso (*Foot wall block*) del bloque techo (*hanging wall block*; no mostrado), el vector deslizamiento \hat{d} describe el sentido del movimiento del bloque móvil respecto del bloque pie. Los vectores x_1 , x_2 y x_3 representan los ejes de coordenadas sobre los cuales se orienta el plano de falla (generalmente referido al norte y horizontal respecto a la superficie de la Tierra). La orientación de los planos de falla está determinado por los ángulos:

- Rumbo o *strike* (Φ_f), es medido desde el norte en sentido horario.
- Ángulo de inclinación de la falla o *dip* (δ), medido desde el eje x_2 con un valor $\leq 90^\circ$.
- Ángulo de deslizamiento o *slip* (λ), es medido entre el eje x_1 y el vector \hat{d} con valores entre -180 a 180 (Stein and Wysession, 2003).

En la actualidad, existen varios métodos para la determinación de mecanismos focales de un evento sísmico. Entre los más usados se encuentran, los basados en las polaridades. Este método toma en cuenta la dirección del movimiento del primer arribo de las ondas P, registrados en los sismogramas. Otros métodos utilizan inversión de formas de onda, que se basa en la comparación de los patrones de radiación de las ondas P de las observaciones (sismogramas), con un modelo teórico (Buforn, 1994).

3.3.1. Método de las polaridades del primer movimiento

El método de polaridades es el más sencillo y se basa en el ploteo de la dirección (arriba o abajo) del primer movimiento de las ondas P. El ploteo se lo realiza en una proyección estereográfica que define áreas, separadas por dos planos nodales, de los cuales uno de

ellos corresponde al plano de falla y el otro a un plano auxiliar, perpendicular al anterior. Por convención se colorea las áreas que representan zonas de compresión e indican que el primer movimiento de las ondas P son positivos o hacia arriba; por el contrario, las áreas blancas representan zonas de dilatación e indican que el primer movimiento de las ondas P son negativos o hacia abajo (Buforn, 1994).

Como se observa en la Figura 3.4a, b. Los mecanismos focales son obtenidos a partir de los resultados del análisis de las formas de ondas extraídas en las distintas estaciones sismológicas, y varía según el mecanismo de ruptura de la falla indicado por la polaridad del primer movimiento de arribo de la onda P (Figura 3.4c) a las estaciones sísmicas (Stein and Wysession, 2003; Udias and Buforn, 2017).

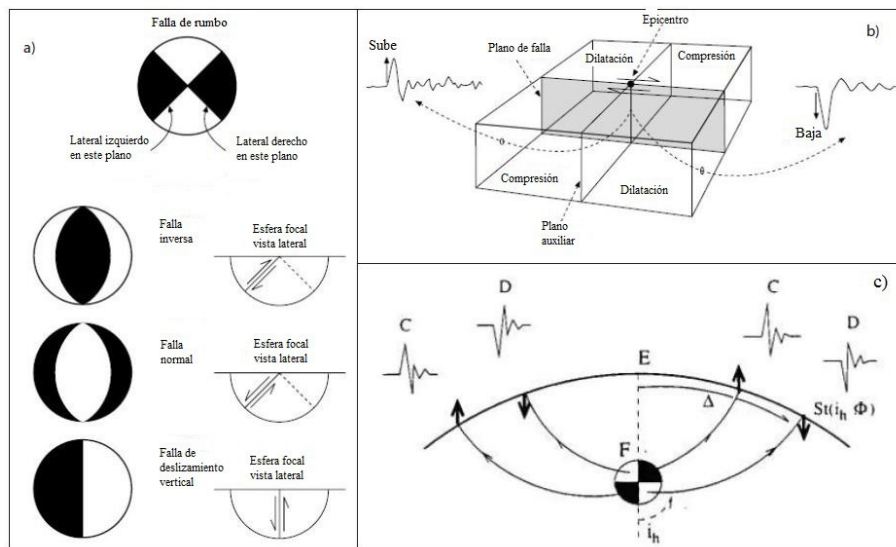


Figura 3.4: a) **Representación de las esferas focales** según el movimiento de la falla. b) Definición de los planos nodales que separan las regiones con movimientos compresionales y dilatacionales producidos en el plano de falla. c) Representación del primer movimiento de arribo de la onda P observado en los sismogramas de las distintas estaciones sismológicas. Tomado de Stein and Wysession (2003)

Cuando se produce un sismo, las ondas viajan definiendo una trayectoria desde la fuente hasta las estaciones sísmicas. Las ondas P (las primeras en llegar) son parte de la energía liberada por el sismo y son registradas por las estaciones en forma de sismogramas. Desde este punto de vista, se debe tomar en cuenta, que para poder resolver los mecanismos focales es necesario conocer:

1. El **azimut** Φ , definido como ángulo formado por la dirección del rayo con el norte geográfico, medido en sentido horario entre el foco y la estación.

2. El **ángulo de incidencia** i_h , que es el ángulo formado por el rayo que sale de la fuente y medido desde la vertical. El cálculo de este ángulo se lo realiza en función de la estructura interna de la Tierra (Figura 3.4c) (Buforn, 1994).

Mediante el método de los primeros arribos, se representa los diferentes tipos de movimientos de los planos de falla. La diferencia es reflejada en la proyección estereográfica, es decir en las zonas (compresión y dilatación) que definan las observaciones de los primeros arribos; por ejemplo para una ruptura de deslizamiento con planos verticales y movimiento de rumbo, los primeros arribos definirán dos zonas de compresión y dos de dilatación, como se observa en la parte superior de la Figura 3.4a, pero en otros casos como en fallas inversas, normales o de deslizamiento vertical, se muestra 3 o 2 zonas (Figura 3.4a, inferior) (Stein and Wysession, 2003). Se debe notar que la metodología no permite definir con certeza, cuál de los dos corresponde al plano sobre el que se produjo el deslizamiento.

La principal desventaja para el uso de este método es que se necesita, un alto número de observaciones y una buena distribución espacial de estaciones (distancia y cobertura). Por otro lado el ángulo de incidencia es sensible a variaciones de profundidad. Una de las ventajas de la técnica radica en que es aplicable en eventos de baja magnitud (Buforn, 1994), por ejemplo $M \leq 4$.

3.3.2. Método por inversión de formas de onda

Este método se basa en la comparación de formas de onda observadas, con sus respectivas formas de ondas teóricas o sintéticas. El análisis mediante inversión de formas de ondas también puede proporcionar información más precisa de la profundidad focal de los terremotos (Stein and Wysession, 2003).

Para obtener las formas de ondas sintéticas es necesario considerar, que un sismograma es el resultado de la combinación del movimiento en la fuente (Origen del terremoto), las modificaciones de la ondas en su propagación por las estructuras de la Tierra y la respuesta del instrumento de registro (sensor+digitalizador). Por tanto, el sismograma resulta entonces de la convolución de estos factores (en función del tiempo) (Buforn, 1994; Stein and Wysession, 2003) (Figura 3.5).

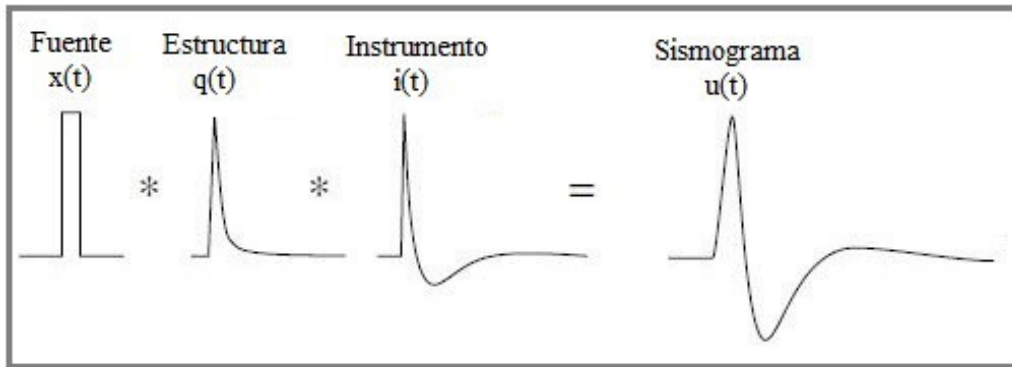


Figura 3.5: **Representación de un sismograma $u(t)$ como función de:** La fuente $x(t)$, estructuras $q(t)$, instrumento $i(t)$. $x(t)$ represente la contribución de la fuente del sismo en función del tiempo, $q(t)$ de la estructura e $i(t)$ del instrumento. Modificado de Stein and Wysession (2003).

Las ventajas de este método son que requiere de un menor número de observaciones, se puede emplear en situaciones de una relativa baja cobertura azimutal de las estaciones de monitoreo y provee información de la profundidad y tamaño del evento (Momento sísmico y magnitud). Mientras que la principal desventaja es la dificultad de obtener soluciones para terremotos de magnitudes pequeñas (Ej. $M < 4.0$) (Stein and Wysession, 2003).

3.4. Procesamiento de datos y resultados de la estación OTAV

A inicios del año 2000, el consorcio IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) instaló la estación OTAV cerca de la ciudad de Otavalo y fue una de las dos primeras estaciones de la Red Mundial instaladas en Ecuador. Según Vaca et al. (2018), a pesar que la estación OTAV se encuentra alejada de la margen, las características de instalación de la misma dan como resultado una relación (s/r) apropiada, obteniéndose señales claras aún para eventos de magnitudes relativamente bajas. De acuerdo a lo previamente mencionado se utilizó las formas de onda registradas por esta estación, la misma que ha sido de gran utilidad, proveyendo de información relevante en el desarrollo de este estudio.

3.4.1. Obtención de familias mediante correlación cruzada

- **Extracción de formas de ondas a partir de señales en continuo de la estación OTAV**
En esta primera parte del trabajo se extrajo las formas de onda de las señales continuas correspondientes a la zona de la Isla de la Plata (latitudes 1.7°S y 0.9°S , longitudes 81.4°W y 80.4°W) registrados en la estación OTAV en el periodo 2002 - 2019.
- **Obtención de familias de eventos y templates**
En esta etapa se aplica un proceso de correlación cruzada a los pares de formas de

ondas extraídas previamente de sismos localizados en la ZIP. Para la comparación, las formas de onda fueron pre-filtradas en un rango de frecuencias entre 2 - 5 Hz. Como resultado de la correlación, se obtiene la matriz de coeficientes de correlación, la cual permite agrupar las señales tratadas en grupos o familias de eventos, que cumplen con un mínimo valor de similitud (umbral de correlación), que para este caso fue de 0.9.

A partir de la correlación y después de la comparación de 163 señales, se obtuvieron 64 familias con números de eventos entre 2 y 7 en cada una. En este trabajo solo se consideró las familias que contenían más de tres (3) eventos, condición bajo la cual, el número de familias se redujo a 19.

Para cada una de las familias obtenidas, se aplica una técnica de *stacking* entre los miembros de cada familia; esto es la suma de las señales para obtener un patrón o *template*, como se observa en el ejemplo de la Figura 3.6.

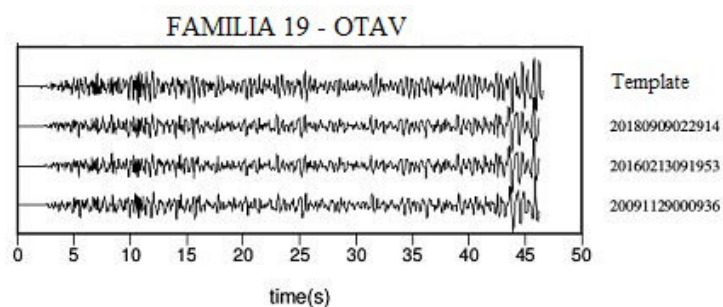


Figura 3.6: **Ejemplo de *stacking*** de la familia 19 estación OTAV con su respectivo template. Los resultados obtenidos para el resto de familias se encuentran incluidos en el ANEXO 1.

– **Proceso de escaneo y búsqueda de eventos en las señales continuas**

El proceso de escaneo consiste en pasar el patrón, determinado en la etapa previa para cada una de las familias, a lo largo de las señales continuas (Figura 3.7), con el objetivo de extraer señales similares a las del patrón y que no fueron identificadas en la etapa anterior. Para este proceso, también se aplica un filtro de frecuencias y un umbral de correlación que permitan maximizar el reconocimiento de eventos pertenecientes a una misma familia.

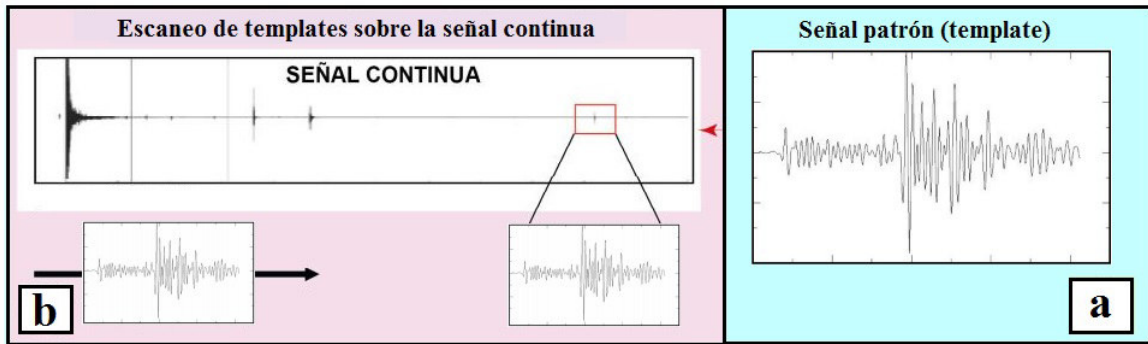


Figura 3.7: **Descripción gráfica del proceso de escaneo** de plantillas sobre una señal continua. a) Template o patrón generado a partir de eventos de una misma familia. b) El patrón se desliza sobre la señal continua para obtener formas de onda similares.

Para la estación OTAV el proceso de escaneo se realizó para el periodo del 2002-2019 con un umbral de correlación de 0.55, este valor fué obtenido mediante un ensayo de prueba y error con la finalidad de maximizar la recuperación de las señales posibles debido a la distancia que existe entre la estación OTAV y la zona de estudio (340 km). En el proceso se recuperaron un total de 272 eventos repartidos en las diferentes familias y los cuales están representados en histogramas en la Figura 3.8.

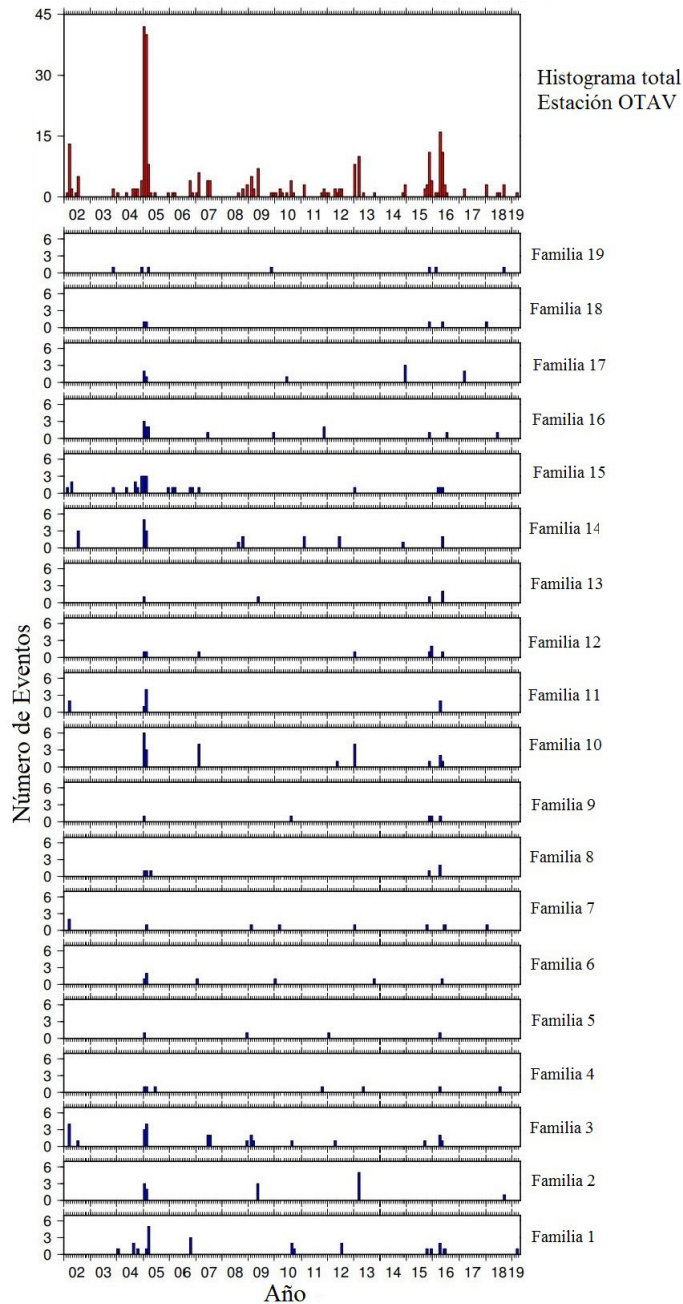


Figura 3.8: **Histogramas de ocurrencia de familias** determinadas en los registros de la estación OTAV, para el período 2002-2019

En los histogramas (de cada familia y total) se observan picos en el año 2005, correspondientes al enjambre sísmico de ese año reportados por Vaca et al. (2009) y Jarrín (2015) . Adicionalmente, el histograma total muestra picos de sismicidad en los años 2010 y 2013, que corresponden a los enjambres reportados por Vallée et al. (2013) y Segovia et al. (2018) respectivamente, también se nota picos para los años 2002 y 2015.

3.4.2. Localización hipocentral de sismos detectados en la estación OTAV

La localización obtenida proporciona los parámetros básicos de un evento sísmico tales como: hipocentro (X, Y, Z), el tiempo de origen y el cálculo de una o varios tipos de magnitudes.

La localización hipocentral de algunos de los eventos de las familias obtenidos en la estación OTAV fueron realizados mediante el software SeisComp3 (SC3). SC3 es un paquete de programas ampliamente usado en sismología para la adquisición, procesamiento, distribución y análisis interactivo de datos sísmicos, desarrollado por el programa GEOFON de Helmholtz Center Postdam (Alemania) GFZ German Research Center for Geosciences y Gempa GmbH (<https://www.gempa.de>).

El programa SeisComp3 fue diseñado inicialmente como una herramienta de procesamiento de datos en tiempo real para la detección, ubicación de eventos, además de un fácil acceso a información relevante sobre estaciones, formas de onda y terremotos recientes a través de la red. El paquete comprende una serie de módulos, que se ejecutan de manera independiente e interactúan entre sí a través de un sistema de mensajería eficiente (<https://www.gempa.de>). De esta manera SC3 se convierte en una herramienta útil en investigaciones sismológicas para el monitoreo de terremotos.

En este trabajo se utilizó el módulo "scolv", que es la principal herramienta interactiva para revisar los parámetros de eventos sísmicos tales como: picado, ubicación, profundidad, tiempo de origen, magnitudes, entre otros (<https://www.seiscomp.de>).

La localización de eventos se la realizó con el uso del algoritmo LOCSAT (implementado en el módulo scolv), que utiliza un método de cálculo no lineal Bratt and Bache (1988). El modelo de velocidad usado fue el iasp91 (Kennett and Engdahl, 1991).

La figura 3.9 muestra el modelo global de velocidades iasp91, el cual proporciona datos de las velocidades de las ondas P y S. Es notorio que las velocidades varían con la profundidad y la estructura del interior de la Tierra, este modelo además muestra que la estructura de la Tierra no es uniforme y que presenta varios límites donde se encuentran las principales discontinuidades.

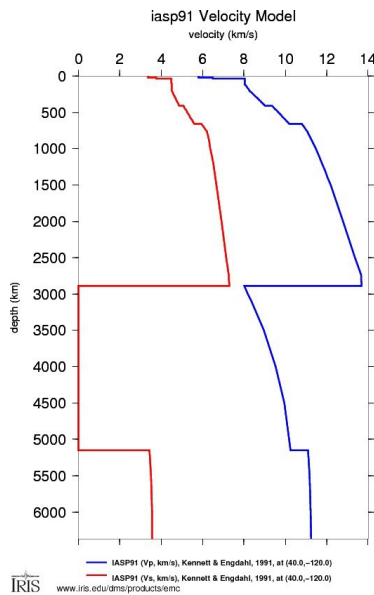


Figura 3.9: **Modelo de velocidades iasp91**. La línea azul representa el modelado de la velocidad de la onda P y la línea roja representa el modelado de la velocidad de la onda S (Kennett and Engdahl, 1991).

En el presente estudio, se realizó una revisión de los arribos de fases (P y S) sobre los sismogramas, privilegiando las lecturas en las señales de estaciones cercanas, respecto de la zona de estudio. Los sismos de interés son los pertenecientes a las familias con fuente en la ZIP, de los cuales se re-calculó la localización hipocentral y magnitud.

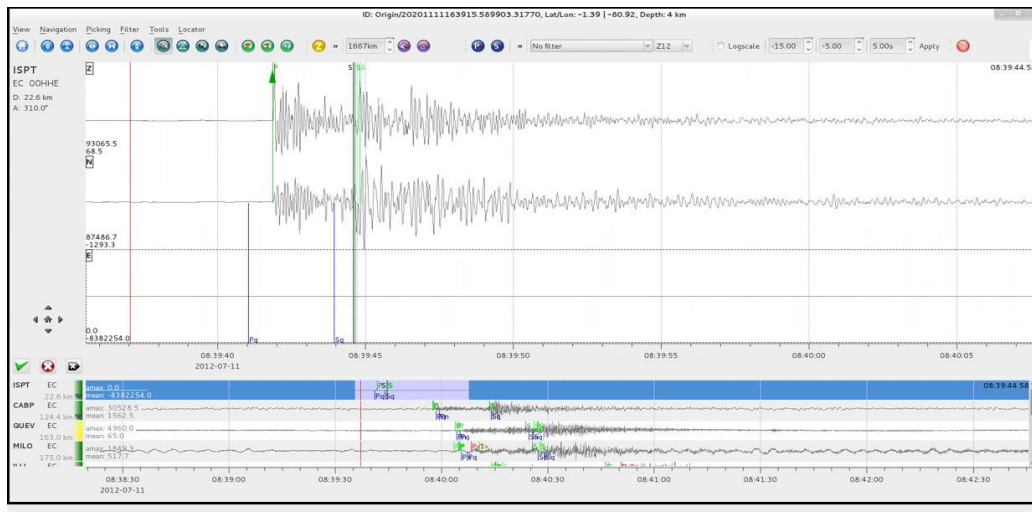


Figura 3.10: **Ejemplo del repicado de fases P y S** de un evento perteneciente a la ZIP en el año 2012 usando el módulo "scolv" del paquete SC3.

La Figura 3.10 muestra un ejemplo del repicado de las fases P y S de un evento del año 2012. Para este trabajo se re-localizaron un total de 48 eventos entre los años 2012 y 2016 pertenecientes a la ZIP, que forman parte de las familias identificadas mediante CC en la estación OTAV. Los eventos relocalizados tuvieron una media de magnitud y profundidad de

3.5 y 7 km respectivamente.

RMS: Uno de los parámetros más usados para cuantificar la calidad de una localización es el RMS (Ecuación 3.3) (*Root Mean Square*). Mientras menor sea el valor del RMS, mayor confianza se tiene en la estimación de la localización.

$$RMS = \sqrt{\sum[W * (t_{obs} - t_{cal})]^2}$$

Ecuación 3.3

En la Ecuación 3.3, W representa el valor de la incertidumbre asignado al tiempo observado en una estación; $t_{obs} - t_{cal}$ es la diferencia entre el tiempo observado y el tiempo calculado (teórico) para una estación.

Para este estudio los eventos re-localizados tuvieron una media de RMS= 0.71 con relación a la localización inicial con RMS=0.85. El menor valor de RMS, obtenido en este estudio, es un indicativo de una mejora en el cálculo hipocentral, como se observa en la Figura 3.11.

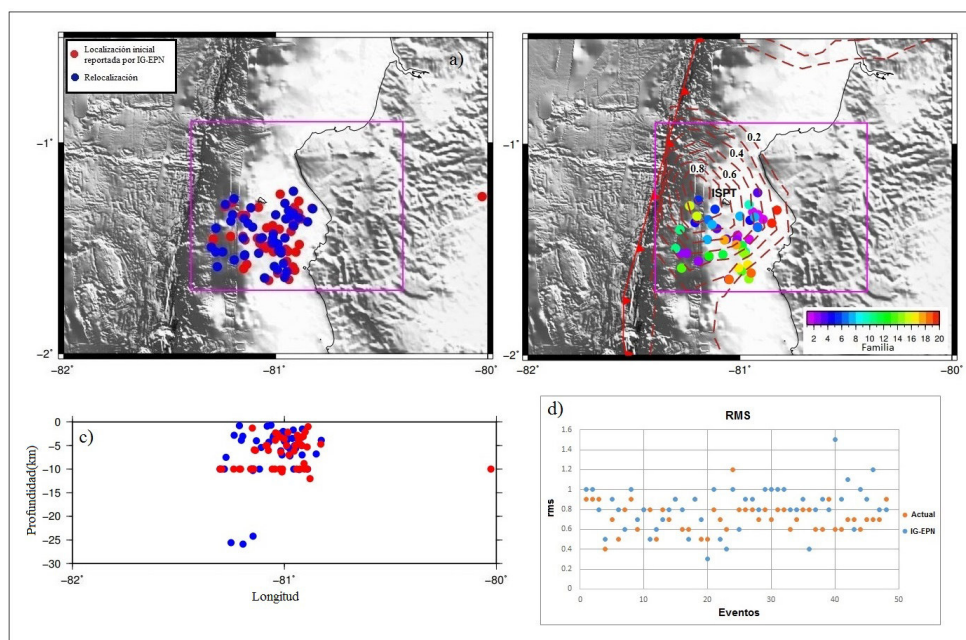


Figura 3.11: **Localización hipocentral** de eventos sísmicos. **a)** Localizaciones iniciales (IG-EPN) vs. relocalización realizados en este trabajo. **b)** Distribución espacial de los eventos relocalizados en este trabajo, las líneas de contornos corresponden a los valores de ISC propuestos por (Chlieh et al., 2014) para la ZIP. Los eventos de diferentes familias obtenidas en la estación OTAV, se representan según la escala de colores. **c)** Gráfico de la proyección de los eventos en profundidad. **d)** Gráfico de rms de la localización inicial (puntos azules) vs relocalización realizada en este trabajo (puntos anaranjados).

En la Figura 3.11a se observa las localizaciones reportadas inicialmente por el IG-EPN comparadas con las localizaciones realizadas en este trabajo, ambas localizaciones se obtuvieron mediante el software SC3 y el modelo de velocidad iasp91. En la Figura 3.11b, se observa la distribución espacial de los eventos re-localizados para cada familia de la estación OTAV. Las líneas de contornos corresponden a los valores de acoplamiento intersísmico en la zona, reportado por Chlieh et al. (2014). Adicionalmente se puede observar que estos eventos se suscriben a la parte medianamente acoplada del sur de la ZIP. También en la Figura 3.11c muestra la proyección de los eventos en profundidad, donde se observa constreñimiento de las relocalizaciones realizadas en este trabajo, que a su vez se complementa con las comparaciones de RMS graficados en la Figura 3.11d mostrando que existe una mejora en las relocalizaciones realizadas.

3.4.3. Mecanismos focales de eventos pertenecientes a familias con origen en la ZIP

SOFTWARE MECAVEL

MECAVEL es un algoritmo, desarrollado por Martin Vallée y ha sido utilizado en varios estudios, para el cálculo de mecanismos focales y otros parámetros de sismos regionales de magnitud moderada. El método permite la obtención de: mecanismos focales (doble cupla), momento sísmico, magnitud, valor de profundidad mejorada, junto con un modelo de velocidad 1D que representa al medio entre las estaciones y el hipocentro (Mercier de Lépinay et al., 2011; Grandin et al., 2017; Vaca et al., 2019).

El modelo de velocidad está parametrizado por una capa superficial de baja velocidad sobre una capa cortical con una profundidad variable del moho. La velocidad en la corteza puede variar entre 5.5 km/s y 6.7 km/s, y la profundidad del moho hasta 67 km. Las formas de ondas (teóricas) en el modelo de velocidad 1D, son generadas usando el método numérico discreto de Bouchon (1981) y la optimización es resuelta a través del algoritmo de *Neighborhood* de Sambridge (1999).

Dentro del proceso de pre-tratamiento de las señales, las formas de ondas (provenientes de estaciones de largo período) de las tres (3) componentes (norte, este y vertical) son corregidas instrumentalmente, integradas en desplazamiento y posteriormente filtradas en un rango de frecuencias bajas F_{c1} (pasa alto) y F_{c2} (pasa bajo). Donde, F_{c1} se elige por encima del ruido de baja frecuencia y F_{c2} no debe elegirse sobre la frecuencia de esquina (corner frequency) del sismo que se define como la frecuencia al inicio de la atenuación sísmica, el cual es

principalmente controlado por la precisión del modelo de velocidad 1D (Grandin et al., 2017; Vaca et al., 2019).

Para el caso de la ZIP, los valores de $Fc1$ y $Fc2$ fueron de 0.04 y 0.06 respectivamente, debido que las magnitudes de los eventos se ubicaban ~ 4 . Las formas de ondas a invertir son escogidas visualmente, considerando una cobertura azimutal aceptable y eliminando componentes con una pobre relación s/r.

Los mecanismos focales obtenidos se calcularon a partir de las formas de ondas de los sismos relocalizados inicialmente con el software SC3 con magnitud local (MLv) mayor a 4.

Un parámetro importante para discriminar la calidad del resultado de la inversión es el *misfit* (desajuste), el cual está relacionado con el grado de ajuste de las ondas observadas y las ondas sintéticas (teóricas). Posteriormente se asigna un grado de calidad (entre A-C) a la solución, en función del *misfit*, la cobertura azimutal y el número de estaciones (al menos una componente horizontal) usadas (Vaca et al., 2019). Se consideraron confiables las soluciones con calidad A, B.

Las Figuras 3.12 y Figura 3.13 muestran las soluciones de los mecanismos focales obtenidos mediante el método MECAVEL.

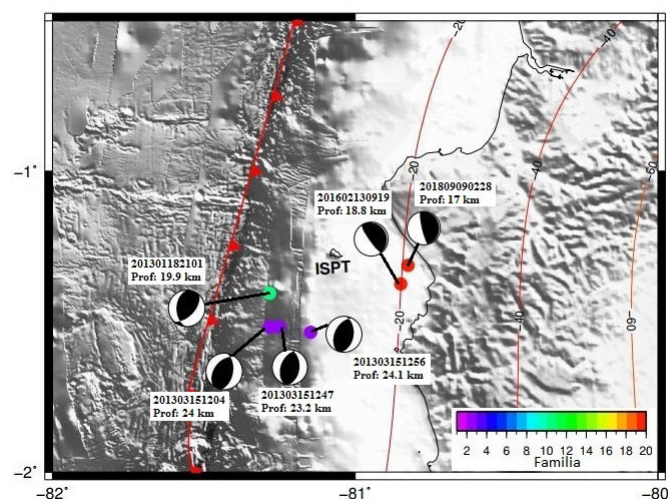


Figura 3.12: **Mecanismos focales para la ZIP**, en base a los sismos de las familias definidas en la estación OTAV, mediante el método MECAVEL (presente estudio 2002-2019), los círculos violetas indican la Familia F2, el círculo verde indica la Familia F10, y los círculos rojos indican la Familia F19. Las líneas de contornos corresponden las profundidades de la interface del slab Hayes et al. (2018).

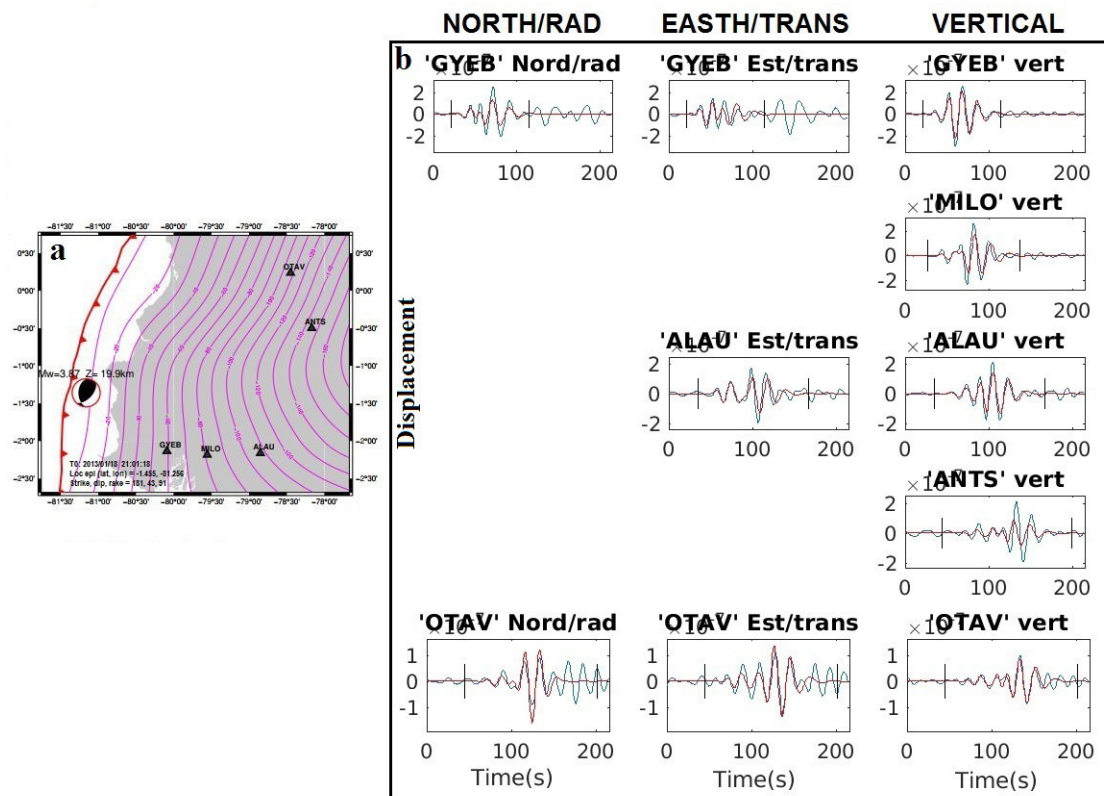


Figura 3.13: **Ejemplo de una solución determinada por el método mecavel** para la ZIP, en base a los sismos de las familias definidas en la estación OTAV (presente estudio 2002-2019), a) En el mapa se observa un evento de la familia 10 con los principales parámetros (mecanismo focal, magnitud de momento M_w y profundidad), ubicación de las estaciones utilizadas para la inversión. Los datos en el margen inferior izquierdo del mapa, muestra el tiempo de origen T_0 , ubicación del centroide y los ángulos (strike, dip, rake) del plano focal. b) Resultados de ajuste entre la forma de onda teórica (rojo) y observada (azul).

Los resultados de MF observados muestran un comportamiento principalmente inverso con dirección aproximadamente N-S. A pesar que las profundidades focales oscilan entre $\sim 14 - 24$ km y que el valor de los buzamientos son mayores a una fuente de interplaca. Se debe considerar que los parámetros focales son determinadas de manera aproximada, por lo cual se estima que los eventos son coherentes con una fuente en la interfaz. Los resultados restantes de las formas de ondas y la tabla de parámetros de los MF obtenidos se pueden observar en los ANEXO 4 y ANEXO 5 respectivamente.

3.5. Procesamiento de datos y resultados de la estación ISPT

La estación de la Isla de la Plata (ISPT), fue instalada dentro del marco del proyecto ADN (*Andes du Nord*), con participación de la Agencia Nacional de Investigación de Francia (ANR) y el IG-EPN. En este proyecto se instalaron nueve (9) estaciones multiparamétricas en la zona

costera del Ecuador, y están compuestas por sensores sísmicos de banda ancha, GPS y acelerógrafos (<https://www.igepn.edu.ec>). Esta estación ISPT está en funcionamiento desde finales de 2008.

3.5.1. Correlación cruzada aplicada en la estación ISPT

– Extracción de formas de ondas a partir de señales en continuo de la estación ISPT

Con la estación OTAV se obtiene la distribución temporal de la sismicidad para eventos de magnitud mayor a ~ 3.5 . La búsqueda de familias a partir de los datos de la estación ISPT, permite extender el análisis a menores magnitudes, aún cuando los datos se restringen a un período de tiempo más corto (solo a partir del 2009). La extracción de los eventos para la construcción de familias, se lo realizó de manera visual, para los períodos con mayor abundancia de sismicidad (enjambres) reportada para la ZIP por el IG-EPN. En este caso al tener eventos más cercanos, se escogió una ventana de corte de 45 s, asegurando la inclusión de las fases P y S de las señales.

– Obtención de familias de eventos y templates

Para esta segunda parte del trabajo, se aplicó correlación cruzada entre todos los pares de formas de ondas extraídas. Previamente, las señales fueron filtradas en un rango adecuado entre 3 - 11 Hz y se impuso un umbral de 70 % (debido a un mayor ruido de fondo) como valor mínimo, para la integración en familias. Después del tratamiento de datos con correlación cruzada, se obtuvieron un total de 524 familias con número entre 317 y 2 eventos. Sin embargo, al igual que en el caso de la estación OTAV, solo se toma en cuenta los grupos con tres (3) o más eventos, con lo cual se redujo el número de familias a 193.

Posteriormente, se aplicó un proceso "*stacking*" a los elementos de cada familia, para la obtención de *templates*, los mismos que se usan para el escaneo sobre las señales continuas.

– Proceso de scaneo y búsqueda de eventos en las señales continuas

En esta etapa del trabajo, se procedió a escanear los patrones obtenidos sobre las señales continuas, aplicando un filtro entre frecuencias de 3 y 11 Hz, además de un umbral de correlación de 60 % para la búsqueda de señales a lo largo de los sismogramas continuos disponibles para la estación ISPT.

Finalmente, posterior al proceso de scaneo y revisión de resultados se obtuvo un total de 2422 eventos, repartidos en las 193 familias. El número de sismos obtenidos se incrementó en casi 11 veces respecto de las 226 señales que se tenían inicialmente. La distribución temporal de la totalidad de los eventos se muestra en el histograma de la Figura 3.14. Los histogramas individuales de cada familia están presentados en el Anexo III.

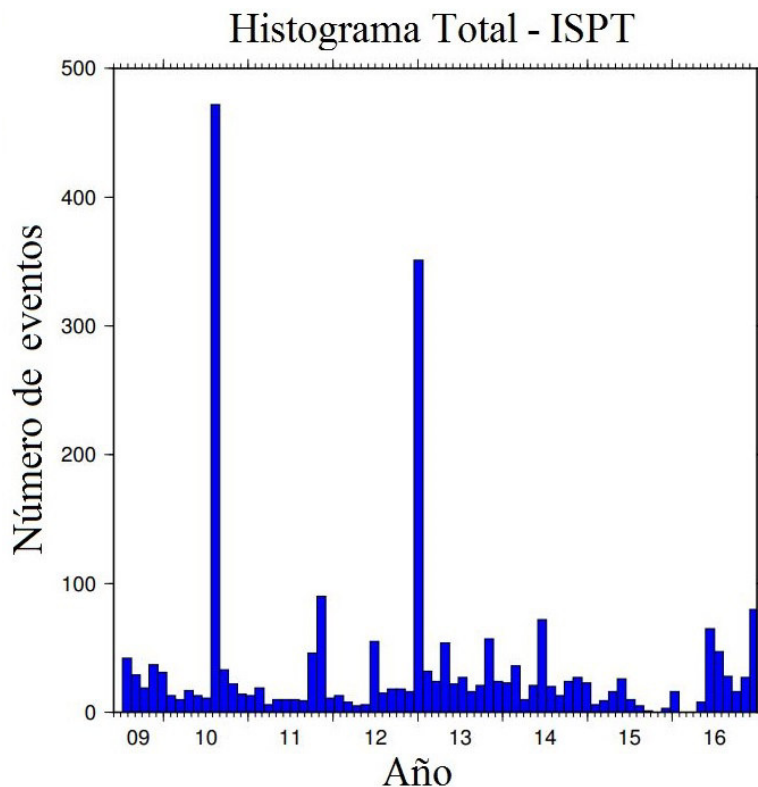


Figura 3.14: **Histograma total** de la ocurrencia de eventos sísmicos con registros de la estación ISPT, para el periodo 2009-2016.

En la Figura 3.14 se observan picos en agosto de 2010 y enero de 2013 similar a los reportados por (Vallée et al., 2013) y (Segovia et al., 2018) respectivamente. Adicionalmente se nota un pico en noviembre de 2011, en este periodo de tiempo se produjo una liberación de energía el 17 de noviembre debido a la ocurrencia de un sismo de Mw 6.0 según el informe sísmico anual del IG-EPN. Este evento se localizó costa afuera del cantón Puerto López con fuente en la Cordillera de Carnegie, como se muestra en el mapa de la Figura 3.15, se observa que hubo sismos también en la ZIP aunque en menor número. Los histogramas presentan eventos con magnitudes ≥ 4 registrados en 2011 (histograma superior) y un detalle del número de sismos en algunas fuentes, entre ellas la de Carnegie donde se registró esta secuencia (histograma inferior). La alta tasa

de sismicidad de magnitud baja e intermedia corroboran la sismicidad mostrada en la Figura 3.14 para el periodo 2011 en la ZIP obtenida en este trabajo.

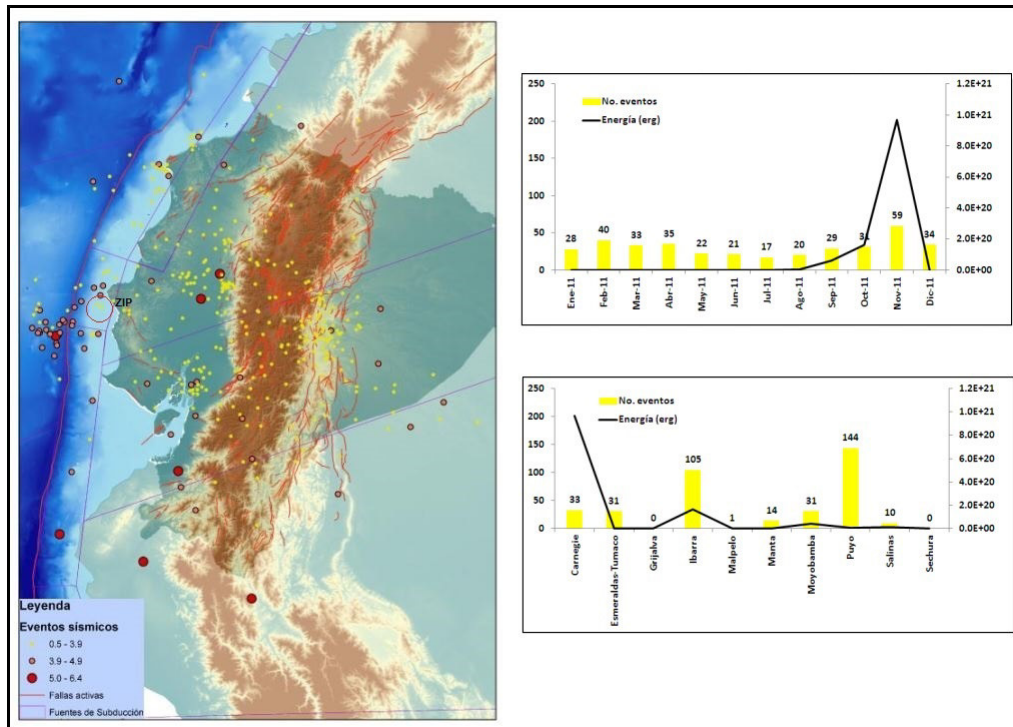


Figura 3.15: **Mapa sísmico 2011** con fuentes de subducción. Los puntos amarillos representan sismicidad con magnitudes menores (M_w 0.5-3.8), puntos anaranjados representan sismicidad con magnitud intermedia (M_w 3.9-4.9), puntos rojos indican sismos con M_w entre 5.0-6.4. Modificado de Instituto Geofísico-EPN (2011)

4. DISCUSIÓN

Cloos (1992), sugiere que altos batimétricos tienen un alto impacto en la sismicidad de las zonas de subducción y que estos rasgos morfológicos podrían funcionar como asperezas en las márgenes. La zona de la Isla de la Plata está siendo subducida por la Cordillera de Carnegie, que es un importante alto batimétrico en el contexto de la subducción ecuatoriana (Sallarès and Charvis, 2003; Graindorge et al., 2004). Por otro lado, los modelos de acoplamiento intersísmico (Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014), indican que la ZIP es una región aproximadamente circular de ~ 50 km de diámetro, de alto acoplamiento. La margen norte del Ecuador, también con presencia de áreas de fuerte acople, históricamente han sido la fuente de grandes terremotos (e.g. Esmeraldas, Pedernales) Figura 1.4b. A diferencia de la zona norte, en la ZIP, no se tiene registros de liberaciones súbitas de momento sísmico, por la ocurrencia de grandes sismos, como se muestra en la Figura 4.1. Estudios sobre períodos puntuales evidencian, que la ZIP se caracteriza más bien por la generación de secuencias de enjambres sísmicos, los cuales se ha visto, según indica la geodesia, están relacionados a la ocurrencia de SSEs (Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015; Segovia et al., 2018).

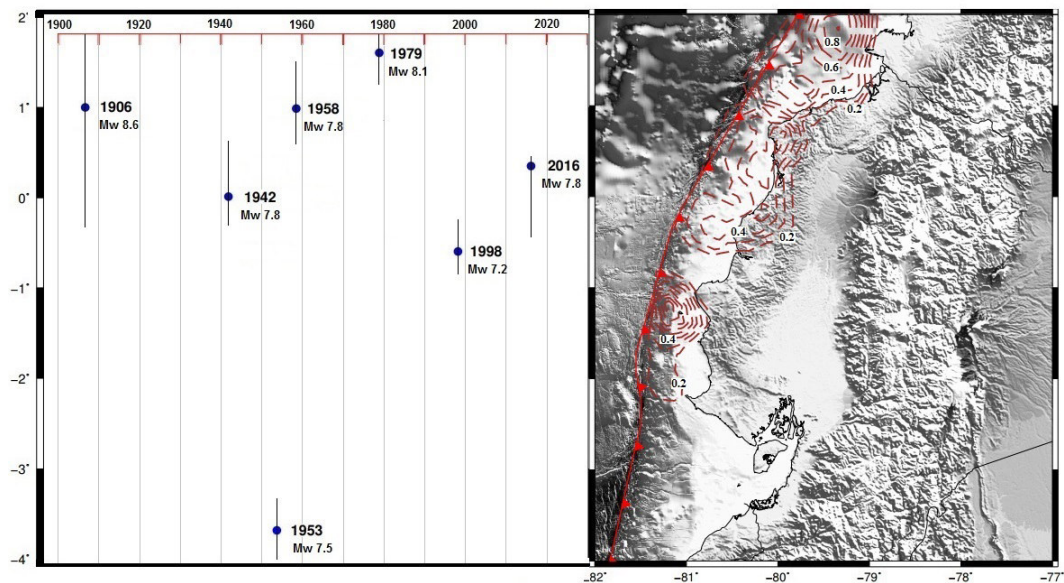


Figura 4.1: **Mapa de sismos históricos a partir de 1900 en el margen del Ecuador** entre las latitudes 2°N y 4°S. Los puntos indican la localización en latitud vs tiempo de los sismos ocurridos en el margen con Mw > 7. Las líneas en los puntos representan las proyecciones de las longitudes de rupturas generadas por dichos eventos; notar que las rupturas de los terremotos de 1906 y 1979, se extienden más al norte hasta la zona de Tumaco en Colombia. Los datos de los eventos históricos fueron obtenidos a partir del catálogo de Engdahl and Villaseñor (2002) y Nocquet et al. (2017). La longitud de las rupturas fueron calculadas a partir de las relaciones de Wells and Coppersmith (1994).

Estas características particulares de la subducción, frente a las costas de Manabí, han generado un gran interés dentro de la comunidad científica. Varios estudios de diferente índole han sido llevados a cabo. Entre estos se destacan:

- Geofísica marina, con el objetivo de definir tanto la batimetría, morfología y estructura de la Cordillera de Carnegie y su relación con la margen continental. (Sallarès and Charvis, 2003; Graindorge et al., 2004; Michaud et al., 2009).
- Geomorfología y dataciones de terrazas marinas de la Isla de la Plata y cabo San Lorenzo (Pedoja et al., 2006b), cuyo objetivo es el entendimiento de los levantamientos del piso marino y su relación con la entrada en subducción de la Cordillera de Carnegie.
- Sísmicos y geodésicos, que por un lado la sismología ha ayudado a definir el estilo de sismicidad dominante en la ZIP, el cual se caracteriza por secuencias tipo enjambre; por otro lado la geodesia ha establecido los modelos de acoplamiento de la margen ecuatoriana, observándose que alrededor de la ZIP se tiene un área altamente acoplada (Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014) y también ha permitido identificar la relación de ocurrencia de enjambres sísmicos con la de SSEs, al menos en tres estudios puntuales realizados (2005, 2010, 2013) (Vaca et al., 2009; Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015; Segovia et al., 2018).

Para contrastar con la visión de crisis sísmicas puntuales (y su relación con SSEs), este estudio se ha planteado como objetivo, dar una visión más amplia (a largo plazo) del comportamiento sísmico existente alrededor de la ZIP. Para esto se ha analizado las señales continuas de las estaciones de OTAV (2002 - 2019) y de ISPT (2009 - 2016). Dentro del período de tiempo estudiado se ha podido diferenciar en la estación OTAV pulsos sísmicos importantes en los años 2002, 2005, 2006-2007, 2009, 2010, 2013, 2015 y 2016 (Figura 4.2). En el período entre 2002 hasta 2015 (14 años), se ha contabilizado un total de 7 enjambres, lo que indica una recurrencia de 2 años para la ocurrencia de enjambres en la ZIP. Se debe notar que la sismicidad correspondiente a 2016, está relacionado con un cambio del estado de esfuerzos, de las zonas alrededor del área de ruptura del sismo de Pedernales, entre estas se incluye la ZIP, por lo que se puede considerar a la sismicidad en mención, como réplicas.

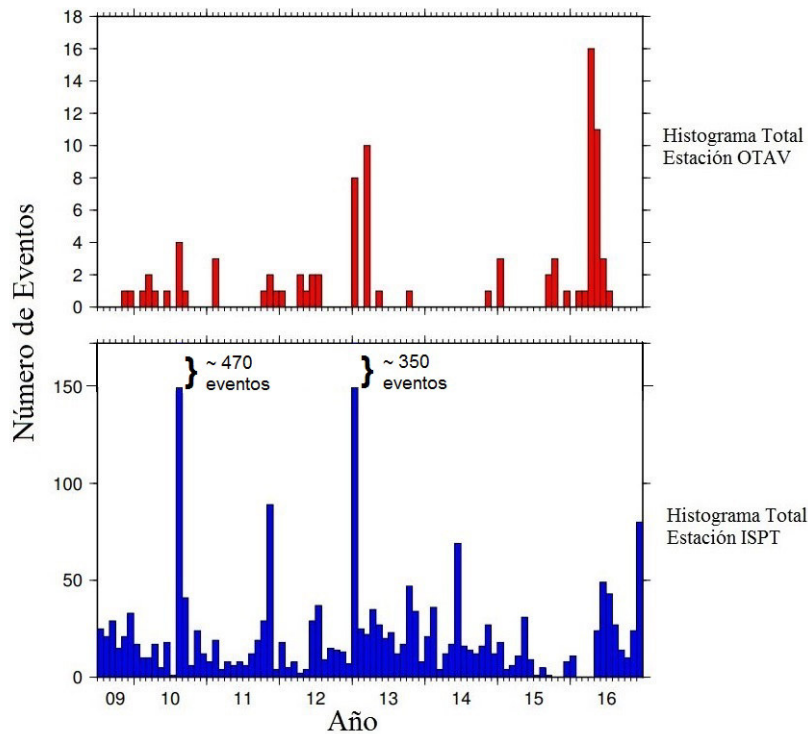


Figura 4.2: **Histogramas del número de sismos identificados en las estaciones OTAV (arriba) e ISPT (abajo), para el periodo 2009-2016.**

Durante el período que permite la comparación conjunta de la sismicidad en las estaciones OTAV e ISPT, se nota una coincidencia clara en la de ocurrencia de enjambres, para los años 2010 y 2013, como se observa en la Figura 4.2. Para estos dos episodios, se ve que en OTAV se registra un mayor número de eventos en el 2013 respecto al 2010, por el contrario en la estación ISPT esta relación es inversa, es decir un mayor número de sismos en el 2010. Esto se puede interpretar, que para el 2010 hubo un mayor número de eventos de baja magnitud, lo que podría indicar actividad en *patches* de menor tamaño respecto a lo ocurrido en 2013. Esta observación está respaldada por los histogramas individuales de familias (ANEXO 3), que indican que en la mayoría de casos, familias activadas en el 2010, no son activadas en el 2013, implicando rupturas de fuentes diferentes. En general, la modelación de las series de tiempo de los GPS asumen que el movimiento es en la interfaz.

Excepcionalmente, cuando asperezas de mayor tamaño parecen estar involucradas, darían como resultado secuencias con sismos de mayores magnitudes (i.e. $M_w \sim 6$), como es el caso del enjambre de 2005 (Vaca et al., 2009). En este episodio se ha estimado una liberación asísmica del momento equivalente a $M_w \sim 7.3$ (Jarrín, 2015).

Para el año 2015, ISPT tuvo problemas con la continuidad de los registros (Figura 4.3). Esta puede ser, la causa por la cuál, no se nota un pulso de actividad en la estación ISPT, tal como lo visto para la estación OTAV.

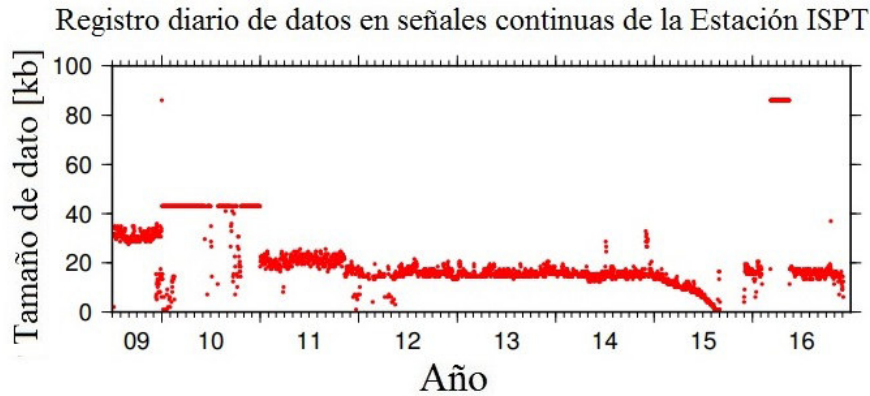


Figura 4.3: **Registro diario del tamaño de archivos sísmicos en la estación ISPT**

Como ya se mencionó, en el año 2016 se ve un pulso de actividad y una fuerte transitoria en los datos de la estación multiparamétrica de ISPT. Estas observaciones, son un indicativo de una alta liberación de esfuerzos en la ZIP. Esta liberación de deformación, probablemente afecte la periodicidad (~ 2 años) definida para las ZIP, en los años posteriores al terremoto de Pedernales. Es por ello, que es necesario realizar estudios que verifiquen si posterior al 2016, se mantiene o no la periodicidad en la recurrencia de los enjambres para esta zona.

Es importante indicar que los enjambres de 2005, 2010 y 2013 estudiados anteriormente estuvieron asociados con SSEs, los cuales tuvieron liberaciones de energía equivalentes a magnitudes de momento de $M_w \sim 7.3$, $M_w \sim 6.1$ y $M_w \sim 6.3$ respectivamente. En la Figura 4.4 se muestra las series de tiempo (GPS) de la estación ISPT asociadas, la cual indica la existencia de una relación entre la ocurrencia de enjambres sísmicos y la liberación de momento de manera asísmica. Esto permite concluir que los enjambres sísmicos identificados en este trabajo también estarían relacionados con SSEs como fue sugerido anteriormente por Vallée et al. (2013) y Segovia et al. (2018).

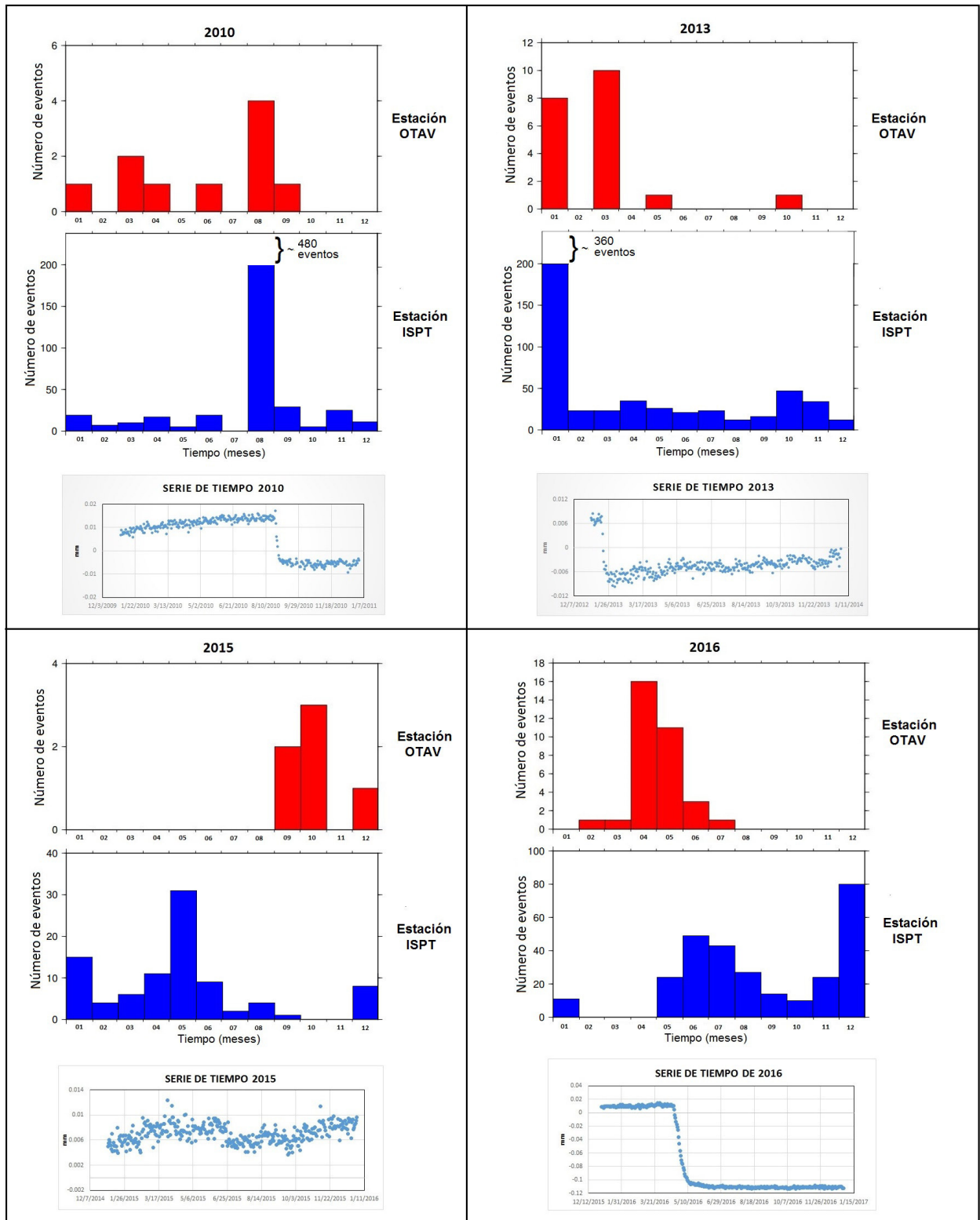


Figura 4.4: Relación de los resultados de sismicidad obtenidos con las estaciones OTAV e ISPT y las series de tiempo (GPS) para las componentes E-W de la estación ISPT en los periodos 2010, 2013, 2015 y 2016. El cambio brusco de pendiente (hacia abajo) indica una transitoria en la tendencia del movimiento.

Adicionalmente, se observa en las series de tiempo del año 2015 también se produjo un desplazamiento muy pequeño en la ZIP en los meses de junio y septiembre-octubre que se relaciona a los resultados obtenidos en el histograma. Estos eventos fueron registrados en la red sísmica del IG-EPN, y se encuentran ploteados en la Figura 4.5. Los histogramas de la estación ISPT no muestra esta relación con la estación OTAV y las series de tiempo (GPS), esto se puede justificar con la falta de continuidad de registros en la estación ISPT (Figura 4.3) mencionado anteriormente.

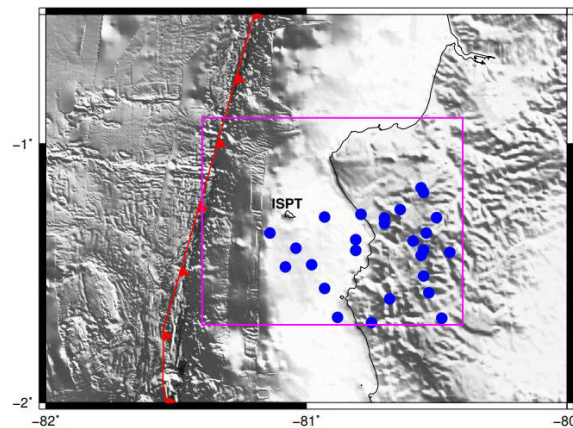


Figura 4.5: **Eventos sísmicos para el periodo Septiembre-Diciembre de 2015**

Puede ser que las pequeñas transitorias vistas en los datos GPS para el año 2015, se deba a un SSE de tamaño pequeño o a una fuente alejada de la estación ISPT. En la Figura 4.5 se observa que la mayoría de los sismos se concentran en los límites de la ZIP. Esto se corrobora con los resultados presentados en el informe anual del IG-EPN para el año 2015 (Instituto Geofísico-EPN, 2015), donde se registra una crisis sísmica entre la zona de Manta y Puerto Cayo, con eventos de magnitudes entre 4.22 y 4.31 localizados en la zona de interplaca, seguido de una segunda crisis sísmica en la antifosa.

Los templates (193) definidos mediante CC en la estación ISPT, constituyen una suerte de huellas digitales de la ocurrencia de enjambres sísmicos y estos a su vez marcadores indirectos de episodios asísmicos. Los datos GPS son un medio directo de identificación de SSEs, sin embargo, debido a: 1) la lenta evolución de las transitorias, 2) los niveles de detectabilidad y 3) correcciones que se deben realizar a estos datos; la identificación a través de la geodesia es tardía. Como alternativa se podría usar los templates (identificados), los cuales a través de procesos de CC, han mostrado un alto grado de eficacia en la detección de enjambres y por ende ser indicadores indirectos, que ayuden en el reconocimiento temprano de la presencia de SSEs. Esto se puede lograr con la automatización del algoritmo de

“escaneo”, el mismo que siendo corrido diariamente, sobre los sismogramas registrados por la estación ISPT, ayuden a identificar incrementos anómalos (sobre la sismicidad de base) del números de sismos (enjambre) con fuente en la ZIP.

Adicionalmente, algunas de las familias de eventos obtenidos de los registros de la estación OTAV, coinciden con algunas familias obtenidas de los registros de la estación ISPT como se observa en la Tabla 1.

Tabla 1: Tabla de familias en común de los registros de las estaciones OTAV e ISPT

ESTACIÓN OTAV	EVENTO	ESTACIÓN ISPT
Familia 1	20100829T1032	Familia 32
	20120711T0839	
	20120712T0642	
	20160619T0539	
Familia 3	20100829T0154	Familia 184
Familia 6	20100130T0757	Familia 149
	20131014T0938	
Familia 10	20130118T1538	Familia 47
	20130118T1544	
	20130118T2100	
	20130118T0650	
Familia 14	20110215T1053	Familia 70
	20141130T0146	
Familia 15	20160315T1924	Familia 86
Familia 16	20091225T1847	Familia 51
	20111106T2357	
Familia 17	20141231T1147	Familia 50
Familia 19	20091129T0008	Familia 75

Tanto en ISPT como en OTAV, éstas familias muestran una misma fuente (asperidad) y un mismo tipo de ruptura. En la Tabla 1 se observan un total de nueve (9) familias que corresponderían a la ruptura de nueve (9) asperidades distintas en la ZIP. Los templates respectivos de estas familias pueden ser utilizados para detectar eventos provenientes de estas fuentes.

Aunque la cobertura azimutal de la red es baja (estaciones mayormente al interior del continente) y al nivel de ruido que presentan los sismogramas; la relocalización de eventos obtenidos en las diferentes familias, a través de el modulo *scolv* del paquete *SeisComp3* y el modelo de velocidades 1-D *iasp91*, muestra una mejora en las determinaciones hipocentrales, según lo indican los valores de RMS. En la Figura 3.11 se aprecia que los eventos presentan una distribución y una tendencia a agruparse según cada familia. Adicionalmente, se observa que la mayoría de estos eventos están al Sur del área de estudio, en la zona de acoplamiento medio de acuerdo al modelo propuesto por Chlieh et al. (2014). Probablemente, con el uso de metodologías de relocalización relativa, como es el caso de la Doble Diferencia (HipoDD), se puede contrarrestar las localizaciones y agrupar espacialmente de mejor manera a las diferentes familias.

Las soluciones de los mecanismos focales (Figura 3.12) se obtuvieron por medio de la técnica de inversión de formas de ondas empleando el método *MECAVEL*, algoritmo que ha sido utilizado en varios estudios (e.g. Mercier de Lépinay et al., 2011; Grandin et al., 2017; Vaca et al., 2019). La ventaja de usar esta metodología radica en que se puede mejorar las determinaciones focales y de profundidad, aun cuando se tenga una baja cobertura azimutal de la red. Lamentablemente, debido a las magnitudes de los sismos con fuente en la ZIP, solo se obtuvieron 6 soluciones. Estas soluciones son coherentes con los mecanismos de ruptura y profundidades de fuentes en la interfaz. En este trabajo no se ha podido definir fuentes diferentes (i.e. placa en subducción o cabalgante) según sugiere Segovia et al. (2018).

Trabajos previos y este estudio han permitido evidenciar la fuerte correlación entre la generación de enjambres sísmicos y los procesos asísmicos que están ocurriendo en la ZIP. Se conoce también, a partir de los modelos de ISC, que los alrededores de la Isla de la Plata poseen un alto grado de acople. En este estudio se ha mostrado que en ocasiones esta zona genera sismos de mayores magnitudes. La literatura enseña que las características friccionales de la interface o de un plano de falla controlan la velocidad con la cual se rompe la misma. De momento estas características friccionales, no son bien conocidas para la ZIP. Los datos indican que la mayor parte de momento sísmico acumulado, es liberado de manera asísmica, sin embargo a esto, no se podría descartar que en un momento dado, se genere un movimiento súbito con magnitud suficiente (i.e. $\sim 7+$) para provocar daños en ciudades cercanas de la margen central del Ecuador.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. Conclusiones

La zona de la Isla de la Plata es un área de alto acoplamiento en el margen central del Ecuador Chlieh et al. (2014); Nocquet et al. (2014) con grandes liberaciones de momento sísmico principalmente por la ocurrencia de SSEs (Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015; Segovia et al., 2018), los cuales han disparado episodios de enjambres sísmicos. Estudios sísmicos y geodésicos de ventanas puntuales de corto periodo han permitido entender parte del comportamiento sísmico-geodésico de la ZIP, sugiriendo que alrededor de la Isla de la Plata se localiza una zona con asperezas de diferente tamaño que generan continua acumulación de deformación, la misma que es liberada de manera sísmica y asísmica.

Con el fin de entender de mejor manera el comportamiento de la ZIP, este estudio trata datos sísmicos de dos estaciones (OTAV, ISPT) en ventanas de largo plazo, evidenciándose que la Zona de la Isla de la Plata, se ha visto afectada por al menos 7 enjambres sísmicos en un lapso de 14 años (2002 y 2015), indicando una recurrencia de ~ 2 años para estos enjambres. Adicionalmente, se determinó que posterior al fuerte terremoto de Pedernales de abril/2016, se produce un alto nivel de sismicidad acompañado de una transitoria (visto en la estación GPS, ISPT), efecto de un reajuste de toda la zona alrededor del área de ruptura del sismo de 2016.

Parte importante del trabajo realizado fue la relocalización de eventos pertenecientes a las 19 familias obtenidas mediante correlación cruzada con datos de la estación OTAV. Esta relocalización mejora las estimaciones hipocentrale (menor RMS) y muestra que los eventos se encuentran ubicados espacialmente hacia el sur de la zona de acoplamiento definida para la ZIP.

Los resultados de los mecanismos focales obtenidos en este trabajo, a partir del método de inversión, indica mecanismos de ruptura inversos con dirección \sim N-S y profundidades coherentes con una fuente en la interfaz. Por otro lado, los mecanismos focales presentados en este trabajo tienen soluciones similares a los obtenidos por Vaca et al. (2009) y varios de Segovia et al. (2018). No se pudo confirmar la existencia sismos con fuentes de intraplaca, fuera de la interfaz.

El uso de los patrones (formas de onda) definidos en el proceso de correlación podrían ser usados para una determinación temprana de la ocurrencia de SSEs, a través de la identificación de un incremento del número de eventos con formas de onda, previamente reconocidas.

Aún cuando se ha avanzado en el conocimiento del comportamiento de la ZIP, no se ha llegado a establecer las características de las condiciones friccionales de la ZIP, que hace que una zona fuertemente acoplada disipe el momento sísmico acumulado, mayormente de manera asísmica. Esta incertidumbre no permite tampoco descartar la generación de terremotos que puedan tener efectos destructivos en la margen central del Ecuador.

5.2. Recomendaciones

Se recomienda continuar con estudios a largo plazo posterior al sismo de Pedernales, para verificar si se mantiene la periodicidad (enjambres cada 2 años) o si se alteró el comportamiento sísmico en la ZIP a partir del sismo del 2016.

Es necesario ampliar la cobertura azimutal en el margen central, con el fin de determinar con mayor precisión la localización de los eventos sísmicos. Obtener datos sobre la fuente contribuiría a entender mejor el comportamiento y funcionamiento de los márgenes convergentes en general.

Se debe implementar un proceso de reconocimiento automático y casi en tiempo real, de la ocurrencia de enjambres sísmicos y sus SSEs asociados.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K. and Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*. University Science Books.
- Ammon, C. J., Ji, C., Thio, H.-K., Robinson, D., Ni, S., Hjorleifsdottir, V., Kanamori, H., Lay, T., Das, S., Helmberger, D., Ichinose, G., Polet, J., and Wald, D. (2005). Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Science*, 308(5725):1133–1139.
- Beck, S. L. and Ruff, L. J. (1984). The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: Evidence for the asperity model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B11):9281–9291.
- Bendat, J. S. and Piersol, A. G. (2011). *Random data: Analysis and measurement procedures*, volume 729. John Wiley & Sons.
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4):959–971.
- Brace, W. F. and Byerlee, J. D. (1966). Stick-slip as a mechanism for earthquakes. *Science*, 153(3739):990–992.
- Bratt, S. and Bache, T. (1988). Locating events with a sparse network of regional arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78:780–798.
- Buffoni, C., Sabbione, N. C., Connon, G., and Ormaechea, J. L. (2009). Localización de hipocentros y determinación de su magnitud en Tierra del Fuego y zonas aledañas. *Geoacta*, 34(2):75–86.
- Bufo, E. (1994). Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. *Física de la Tierra*, 6(6).
- Byrne, D. E., Davis, D. M., and Sykes, L. R. (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4):833–857.
- Cantalamesa, G. and Celma, C. D. (2004). Origin and chronology of pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí, Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 16(8):633 – 648.

- Chlieh, M., Avouac, J.-P., Sieh, K., Natawidjaja, D. H., and Galetzka, J. (2008). Heterogeneous coupling of the Sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B5).
- Chlieh, M., Mothes, P., Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., Font, Y., Collot, J.-Y., Villegas-Lanza, J.-C., Rolandone, F., Vallée, M., Régnier, M., Segovia, M., Martin, X., and Yepes, H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 400:292–301.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Remy, D., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., and Bonvalot, S. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B12).
- Christensen, D. H. and Ruff, L. J. (1988). Seismic coupling and outer rise earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B11):13421–13444.
- Cloos, M. (1992). Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture. *Geology*, 35(7):601–604.
- Collot, J.-Y., Sanclemente, E., Nocquet, J.-M., Leprêtre, A., Ribodetti, A., Jarrin, P., Chlieh, M., Graindorge, D., and Charvis, P. (2017). Subducted oceanic relief locks the shallow megathrust in central Ecuador. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(5):3286–3305.
- Dixon, T., Dixon, T. H., and Moore, J. C. (2007). *The seismogenic zone of subduction thrust faults*. Columbia University Press.
- Engdahl, E. and Villaseñor, A. (2002). Global seismicity: 1900-1999. *International handbook of earthquake and engineering seismology*, pages 665–690.
- Espinoza, J. (1992). Terremotos tsunamigénicos en el Ecuador. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 7(1):21–28.
- Font, Y., Segovia, M., Vaca, S., and Theunissen, T. (2013). Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: New constraints from earthquake location in a 3-d a priori velocity model. *Geophysical Journal International*, 193(1):263–286.
- Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J.-Y., and Bethoux, N. (2004). Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. *Geophysical Research Letters*, 31(4).

- Grandin, R., Vallée, M., and Lacassin, R. (2017). Rupture process of the mw 5.8 Pawnee, Oklahoma, earthquake from Sentinel-1 inSAR and seismological data. *Seismological Research Letters*, 88(4):994–1004.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., and Collot, J.-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3):255 – 270.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., and Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410):58–61.
- Hirose, H., Matsuzawa, T., Kimura, T., and Kimura, H. (2014). The Boso slow slip events in 2007 and 2011 as a driving process for the accompanying earthquake swarm. *Geophysical Research Letters*, 41(8):2778–2785.
- Holtkamp, S. and Brudzinski, M. (2011). Earthquake swarms in circum-Pacific subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 305(1-2):215–225.
- Holtkamp, S. G., Pritchard, M., and Lohman, R. (2011). Earthquake swarms in South America. *Geophysical Journal International*, 187(1):128–146.
- Instituto Geofísico-EPN (2011). Informe sísmico para el Ecuador. Technical report, Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- Instituto Geofísico-EPN (2015). Informe sísmico para el Ecuador. Technical report, Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional.
- Jarrín, P. (2015). Modelamiento de datos gps aplicado al estudio de la subducción de Ecuador. *Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra y Gestión del Riesgo - Escuela Politécnica Nacional*.
- Kanamori, H. (1972). Mechanism of tsunami earthquakes. *Physics of the earth and planetary interiors*, 6(5):346–359.
- Kanamori, H. (1994). Mechanics of earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22(1):207–237.
- Kanamori, H. and McNally, K. C. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(4):1241–1253.

- Kano, M., Fukuda, J., Miyazaki, S., and Nakamura, M. (2018). Spatiotemporal evolution of recurrent slow slip events along the southern Ryukyu subduction zone, Japan, from 2010 to 2013. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(8):7090–7107.
- Karasözen, E. and Karasözen, B. (2020). Earthquake location methods. *GEM-International Journal on Geomathematics*, 11:1–28.
- Katakami, S., Ito, Y., Ohta, K., Hino, R., Suzuki, S., and Shinohara, M. (2018). Spatiotemporal variation of tectonic tremor activity before the Tohoku-Oki earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(11):9676–9688.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., and Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2):125–131.
- Kennett, B. and Engdahl, E. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2):429–465.
- Lallemant, S. (1999). La subduction océanique. *Pour la Science*, 35(259):108.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Nettles, M., Ward, S. N., Aster, R. C., Beck, S. L., Bilek, S. L., Brudzinski, M. R., Butler, R., DeShon, H. R., Ekström, G., Satake, K., and Sipkin, S. (2005). The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 december 2004. *Science*, 308(5725):1127–1133.
- Lee, W. H. K., Lee, W. H. K., Lee, X., Munn, R., Stewart, S., and Stewart, S. (1981). *Principles and applications of microearthquake networks*, volume 2. Academic press.
- Lomax, A., Michelini, A., and Curtis, A. (2009). Earthquake location, direct, global-search methods. *Encyclopedia of complexity and systems science*, 5:2449–2473.
- Mendoza, C. and Dewey, J. W. (1984). Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958, and 1979: Implications for barrier models of earthquake rupture. *Bulletin of the seismological society of America*, 74(2):577–593.
- Mercier de Lépinay, B., Deschamps, A., Klingelhoefer, F., Mazabraud, Y., Delouis, B., Clouard, V., Hello, Y., Crozon, J., Marcaillou, B., Graindorge, D., Vallée, M., Perrot, J., Bouin, M.-P., Saurel, J.-M., Charvis, P., and St-Louis, M. (2011). The 2010 Haiti earthquake: A complex fault pattern constrained by seismologic and tectonic observations. *Geophysical Research Letters*, 38(22).

- Métois, M., Socquet, A., and Vigny, C. (2012). Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B3).
- Michaud, F., Witt, C., and Royer, J.-Y. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. In *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America.
- Mothes, P. A., Rolandone, F., Nocquet, J.-m., Jarrin, P. A., Alvarado, A. P., Ruiz, M. C., Cisneros, D., Páez, H. M., and Segovia, M. (2018). Monitoring the earthquake cycle in the northern Andes from the Ecuadorian cgps network. *Seismological Research Letters*, 89(2A):534–541.
- Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Vallée, M., Mothes, P., Grandin, R., Rolandone, F., Delouis, B., Yepes, H., Font, Y., Fuentes, D., Régnier, M., Laurendeau, A., Cisneros, D., Hernandez, s., Sladen, A., Singaicho, J. C., Mora, H., Gómez, J., Montes, L., and Charvis, P. (2017). Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake. *Nature Geoscience*, 10(2):145–149.
- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J., Chlieh, M., Mothes, P., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., , Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña, M., Martínez, W., Tavera, H., and Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4):287.
- Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F., and Kasahara, K. (2004). Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 31(23).
- Okada, T., Yoshida, K., Ueki, S., Nakajima, J., Uchida, N., Matsuzawa, T., Umino, N., Hasegawa, A., and Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (2011). Shallow inland earthquakes in NE Japan possibly triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Earth, planets and space*, 63(7):44.
- Pedoja, K. (2003). *Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou): relations avec le contexte géodynamique*. PhD thesis, Université P. et M. Curie.
- Pedoja, K., Dumont, J., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J.-Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V., and Labrousse, B. (2006a). Plio-quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata

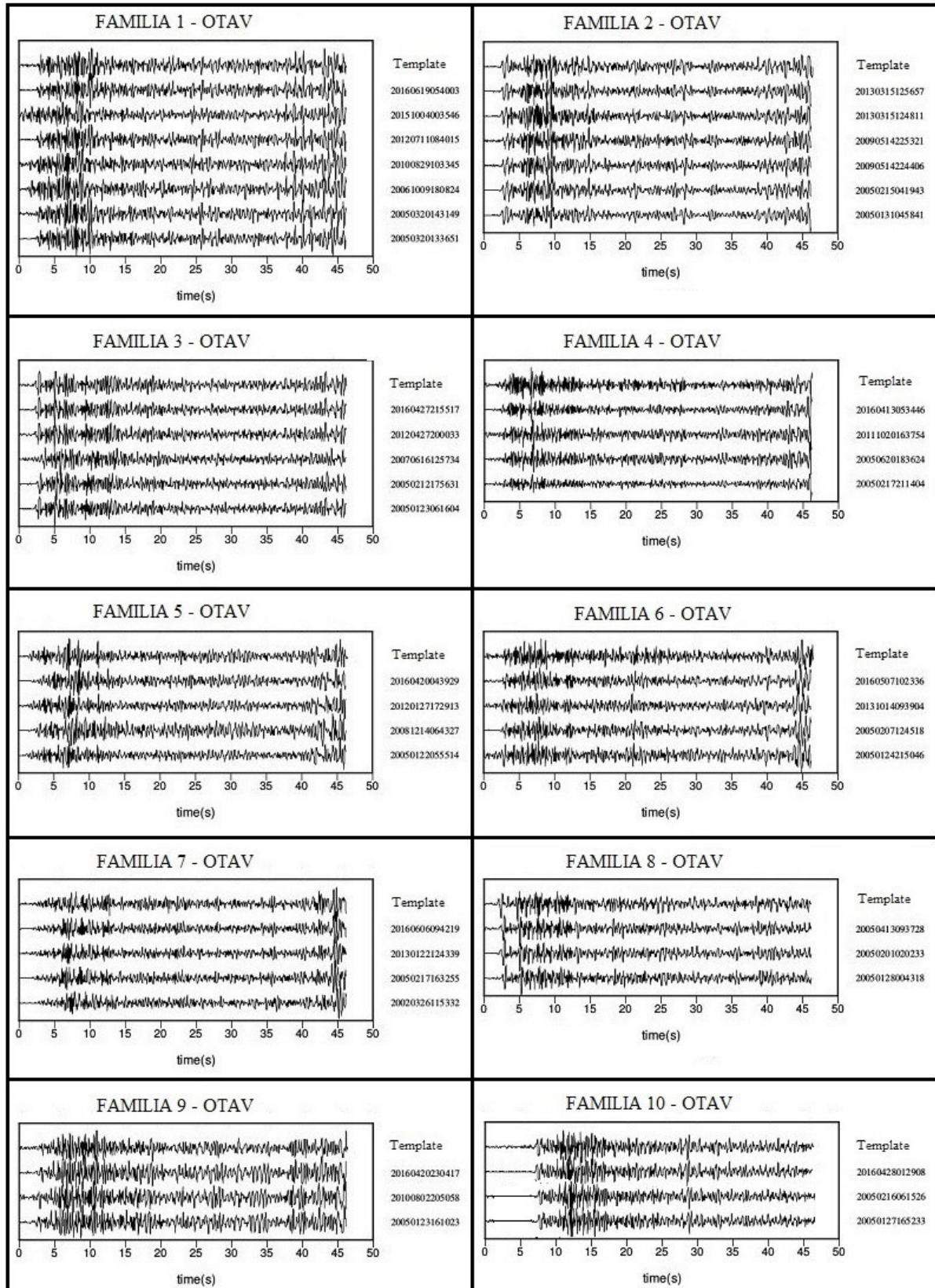
- Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1):1 – 21.
- Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., and Labrousse, B. (2006b). Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology*, 228(1):73 – 91.
- Perfettini, H., Avouac, J.-P., Tavera, H., Kositsky, A., Nocquet, J.-M., Bondoux, F., Chlieh, M., Sladen, A., Audin, L., Farber, D. L., and Soler, P. (2010). Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust. *Nature*, 465(7294):78–81.
- Piatanesi, A. and Lorito, S. (2007). Rupture process of the 2004 Sumatra–Andaman earthquake from tsunami waveform inversion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A):S223–S231.
- Rolandone, F., Nocquet, J.-M., Mothes, P. A., Jarrin, P., Vallée, M., Cubas, N., Hernandez, S., Plain, M., Vaca, S., and Font, Y. (2018). Areas prone to slow slip events impede earthquake rupture propagation and promote afterslip. *Science advances*, 4(1):eaao6596.
- Ruff, L. and Kanamori, H. (1980). Seismicity and the subduction process. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 23(3):240–252.
- Sage, F., Collot, J.-Y., and Ranero, C. R. (2006). Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth-migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin. *Geology*, 34(12):997–1000.
- Sallarès, V. and Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3):545 – 559.
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—i. searching a parameter space. *Geophysical journal international*, 138(2):479–494.
- Schnürle, P., Liu, C.-S., Lallemand, S. E., and Reed, D. L. (1998). Structural insight into the south Ryukyu margin: Effects of the subducting Gagua Ridge. *Tectonophysics*, 288(1-4):237–250.
- Scholz, C. and Campos, J. (1995). On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B11):22103–22115.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662):37–42.

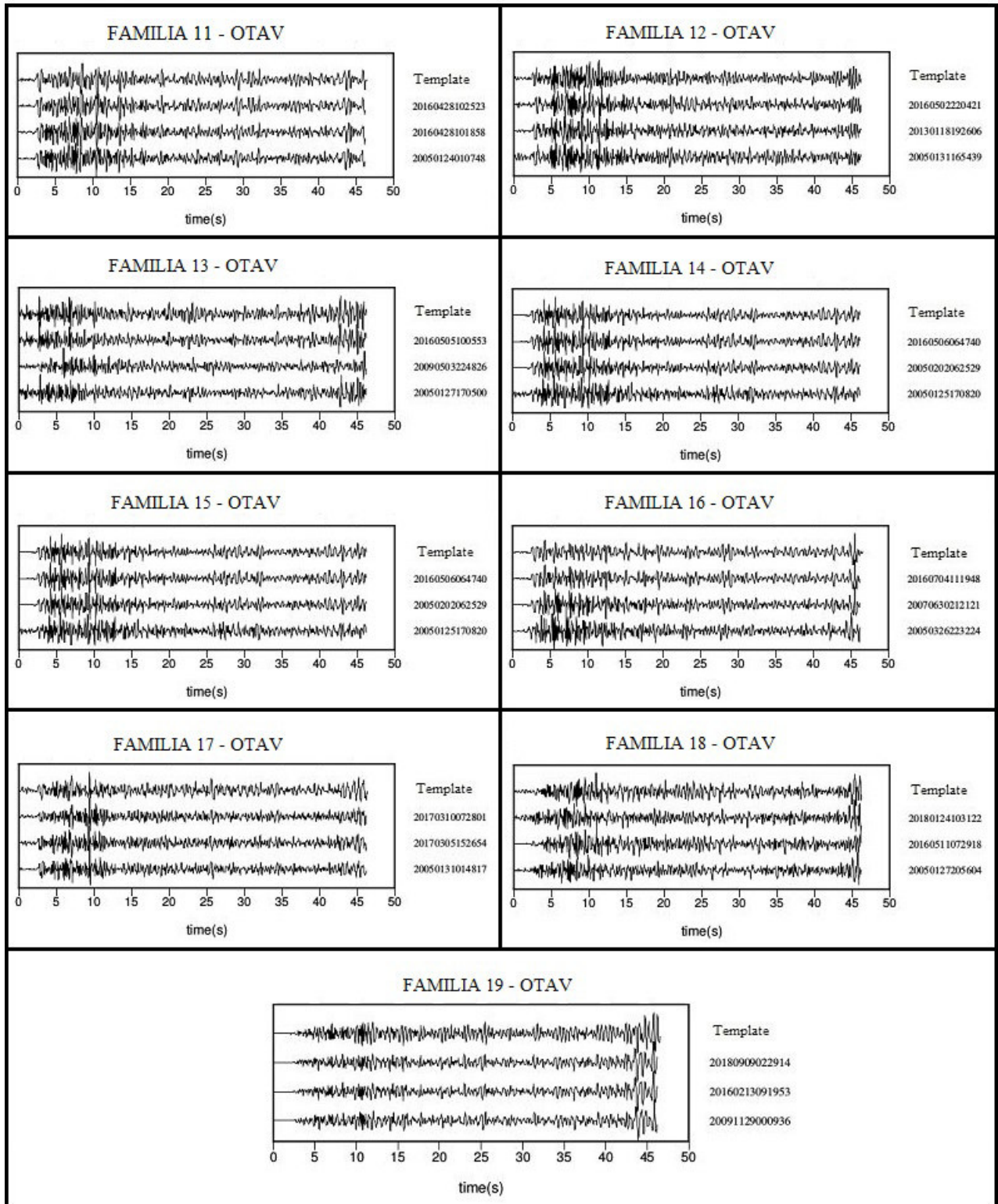
- Schwartz, S. Y. and Rokosky, J. M. (2007). Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 45(3).
- Segovia, M. (2001). El sismo de Bahía del 4 de agosto de 1998: Caracterización del mecanismo de ruptura y análisis de la sismicidad en la zona costera. *Tesis de Ingeniería Geológica: Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador*.
- Segovia, M. (2016). *Imagerie microsismique d'une asperité sismologique dans la zone de subduction Équatorienne*. PhD thesis, Thèse. Université de Nice-Sophia Antipolis-UFR Sciences.
- Segovia, M., Alvarado, A., Collot, J., Sallares, V., and Pazmiño, N. (2009). Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos*, pages 131–149.
- Segovia, M., Font, Y., Régnier, M., Charvis, P., Galve, A., Nocquet, J.-M., Jarrín, P., Hello, Y., Ruiz, M., and Pazmiño, A. (2018). Seismicity distribution near a subducting seamount in the Central Ecuadorian subduction zone, space-time relation to a slow-slip event. *Tectonics*, 37(7):2106–2123.
- Stein, S. and Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Publishing Ltda.
- Theurer, M. M., Velasco, G., Mora, C., Montenegro, M., and Cordova, J. (2017). Terremotos mayores a 6.5 en escala Richter ocurridos en Ecuador desde 1900 hasta 1970. *Ingeniería*, 21(2):55–64.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., and Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, casa gps observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2):157 – 171.
- Uchida, N. and Matsuzawa, T. (2013). Pre-and postseismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture. *Earth and Planetary Science Letters*, 374:81–91.
- Udias, A. and Buforn, E. (2017). *Principles of seismology*. Cambridge University Press.
- Vaca, S., Régnier, M., Bethoux, N., Alvarez, V., and Pontoise, B. (2009). Sismicidad de la región de Manta: Enjambre sísmico de Manta-2005. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador Desde la Costa Continental Hasta las Islas Galápagos*, pages 151–166.

- Vaca, S., Vallée, M., Nocquet, J.-M., and Alvarado, A. (2019). Active deformation in Ecuador enlightened by a new waveform-based catalog of earthquake focal mechanisms. *Journal of South American Earth Sciences*, 93:449–461.
- Vaca, S., Vallée, M., Nocquet, J.-M., Battaglia, J., and Régnier, M. (2018). Recurrent slow slip events as a barrier to the northward rupture propagation of the 2016 Pedernales earthquake (Central Ecuador). *Tectonophysics*, 724:80–92.
- Vallée, M., Nocquet, J.-M., Battaglia, J., Font, Y., Segovia, M., Régnier, M., Mothes, P., Jarrin, P., Cisneros, D., Vaca, S., Yepes, H., Martin, X., Béthoux, N., and Chlieh, M. (2013). Intense interface seismicity triggered by a shallow slow slip event in the Central Ecuador subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6):2965–2981.
- Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J., and Nocquet, J.-M. (2016). Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(10):7371–7394.
- Waldhauser, F. (2001). hypodd—a program to compute double-difference hypocenter locations (hypodd version 1.0-03/2001). *US Geol. Surv. Open File Rep.*, 01, 113.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4):974–1002.
- Ye, L., Kanamori, H., Avouac, J.-P., Li, L., Cheung, K. F., and Lay, T. (2016). The 16 april 2016, mw 7.8 (ms 7.5) Ecuador earthquake: A quasi-repeat of the 1942 ms 7.5 earthquake and partial re-rupture of the 1906 ms 8.6 Colombia–Ecuador earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 454:248–258.
- Yoshimoto, M., Kumagai, H., Acero, W., Ponce, G., Vásconez, F., Arrais, S., Ruiz, M., Alvarado, A., Pedraza García, P., Dionicio, V., Chamorro, O., Maeda, Y., and Nakano, M. (2017). Depth-dependent rupture mode along the Ecuador-Colombia subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 44(5):2203–2210.

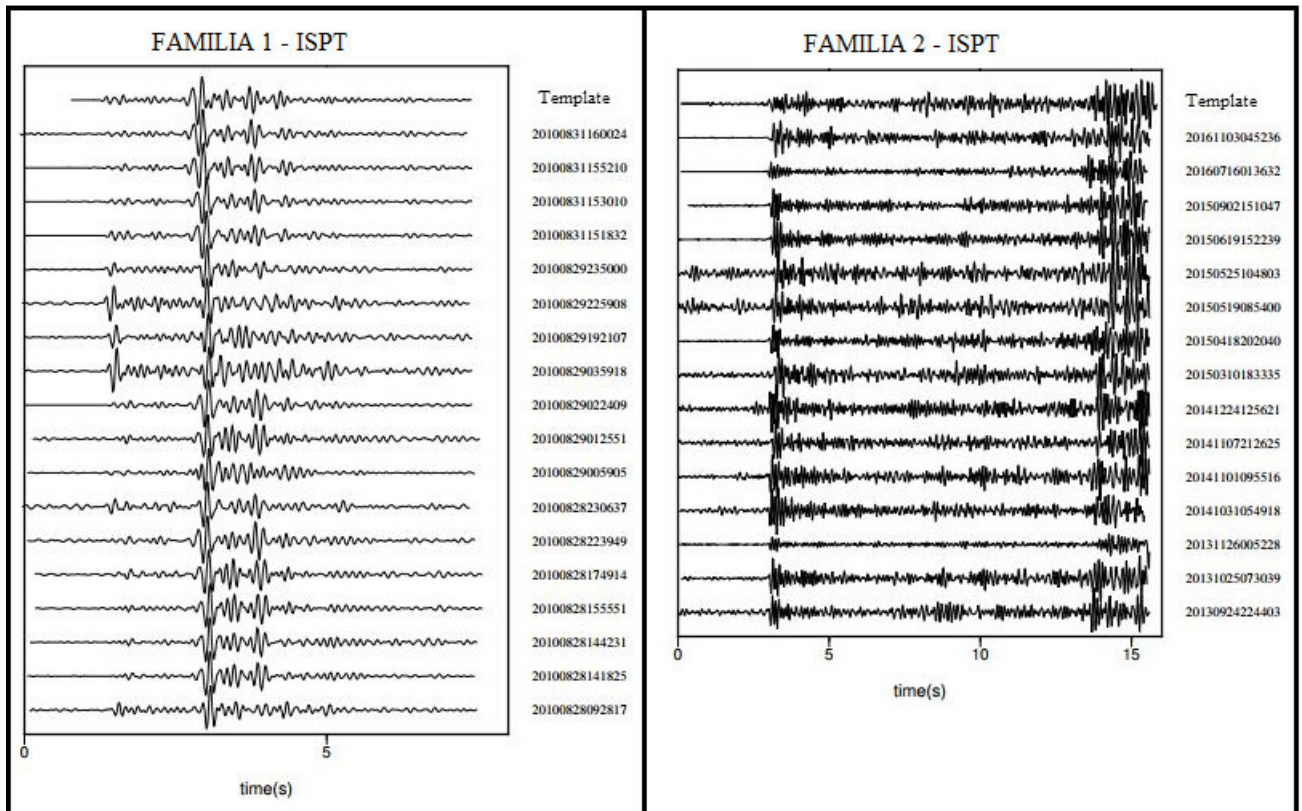
ANEXOS

Anexo I: Familias obtenidas mediante correlación cruzada en la estación OTAV

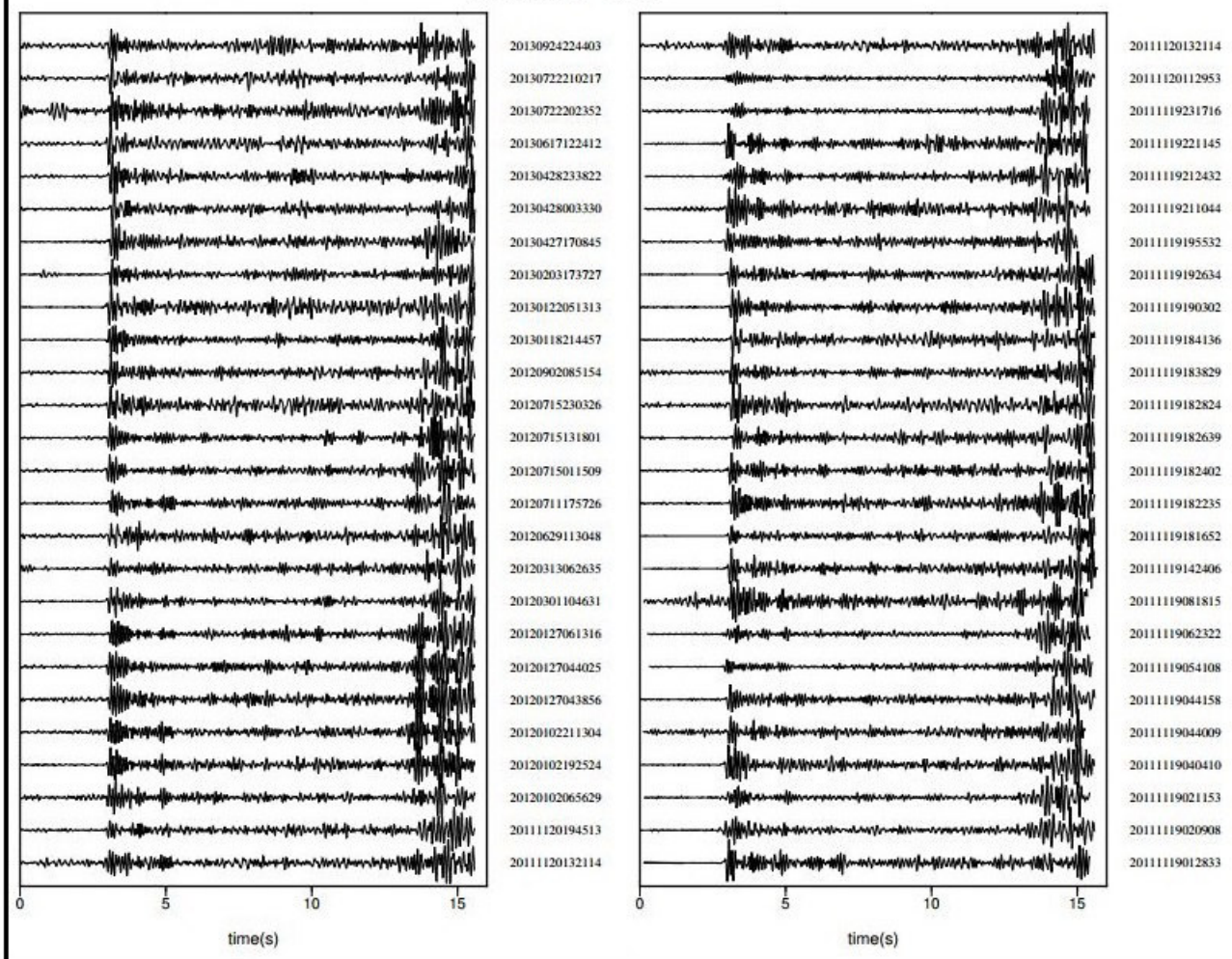




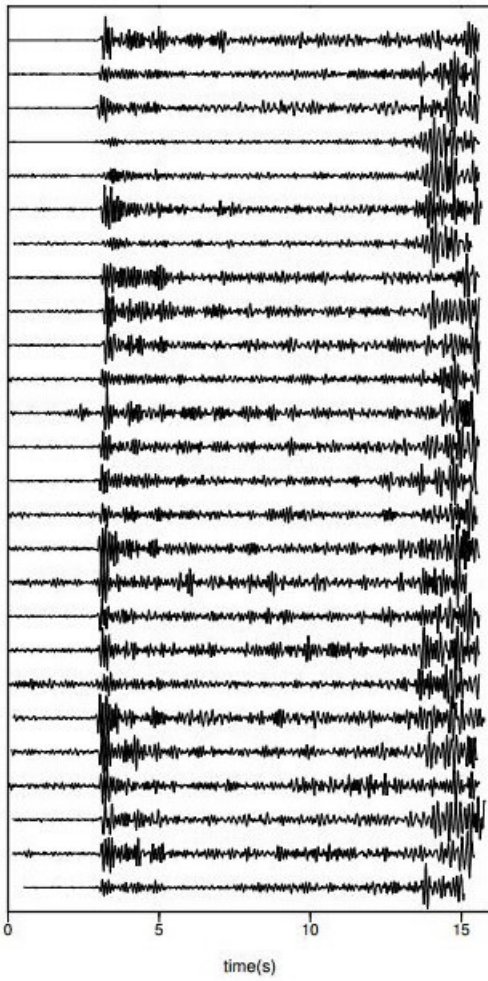
Anexo II: Familias obtenidas mediante correlación cruzada en la estación ISPT



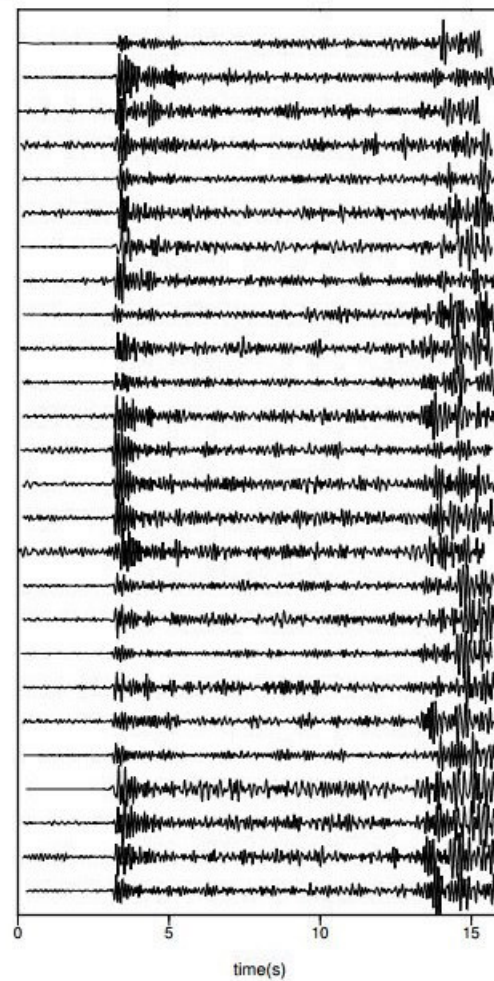
FAMILIA 2 - ISPT



FAMILIA 2 - ISPT

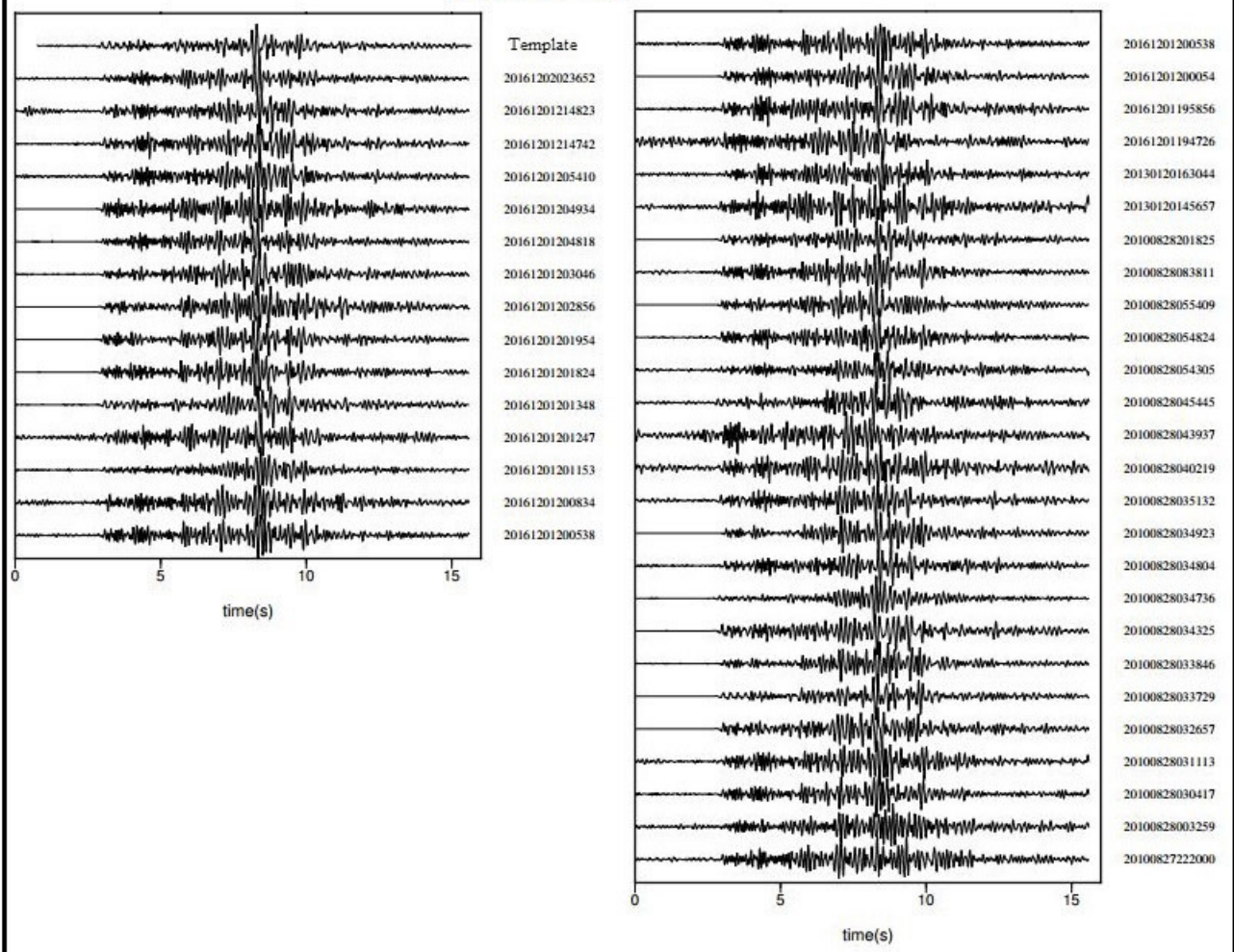


- 20111119012833
- 20111119004657
- 20111119000534
- 2011117232142
- 2011117205654
- 2011117205331
- 2011117205015
- 2011117201152
- 2011117195741
- 2011117191044
- 2011117185701
- 2011117184237
- 2011117170414
- 2011117162108
- 2011117154433
- 2011117144229
- 2011117135928
- 2011117093126
- 2011117084048
- 2011117072549
- 2011117055755
- 2011117054637
- 2011117053745
- 2011117052502
- 2011117045552
- 2011117044624

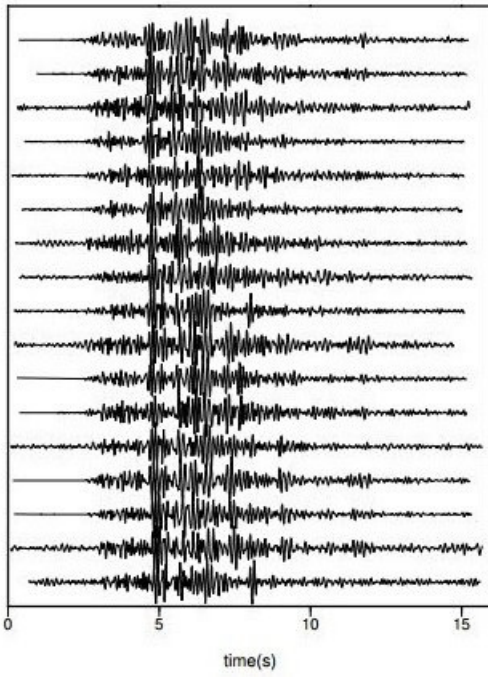


- 2011117044624
- 2011117043525
- 2011117043221
- 2011117034911
- 2011117034824
- 2011117033922
- 2011117031339
- 2011117025001
- 2011117021012
- 2011108072952
- 2011106031836
- 2011020080205
- 2011011110323
- 2010924083456
- 2010924065720
- 2010820100128
- 2010820080344
- 2010804184534
- 2010804160542
- 2010804152523
- 20101128003750
- 20101105191824
- 20101105180014
- 20100831061205
- 20100603234309
- 2010041604400

FAMILIA 3 - ISPT

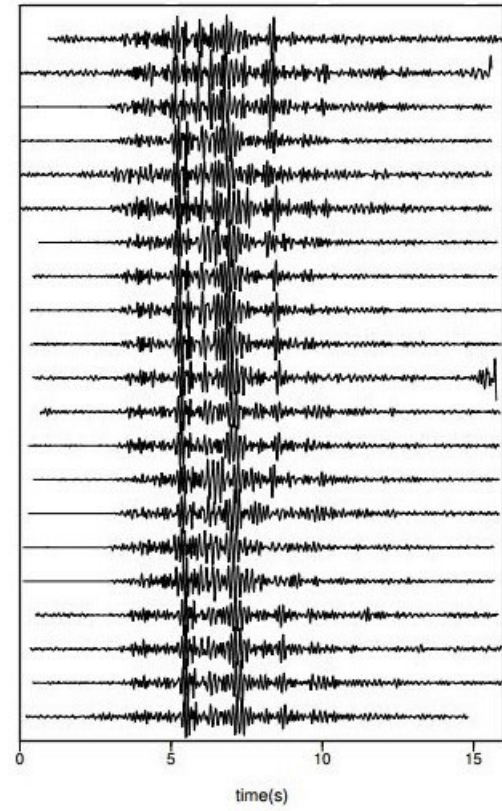


FAMILIA 4 - ISPT

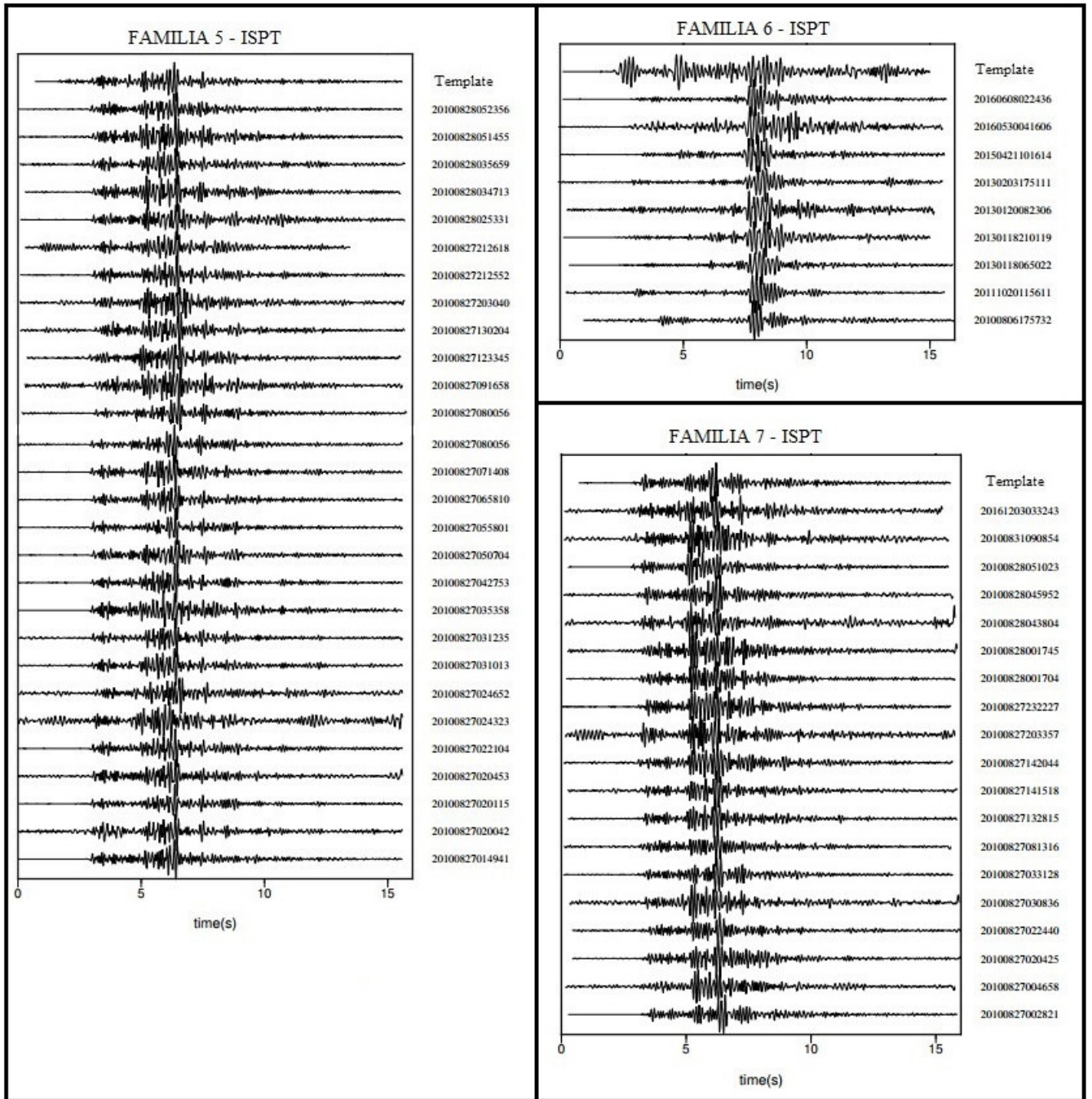


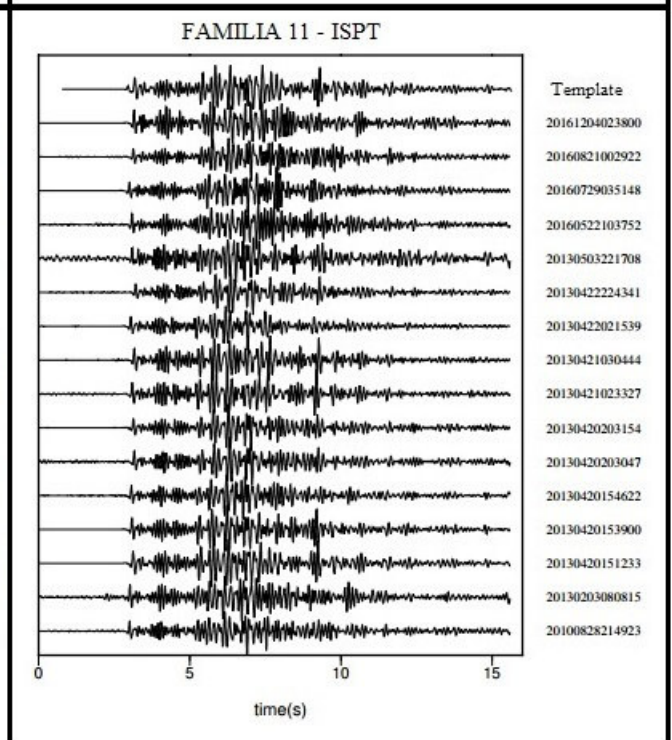
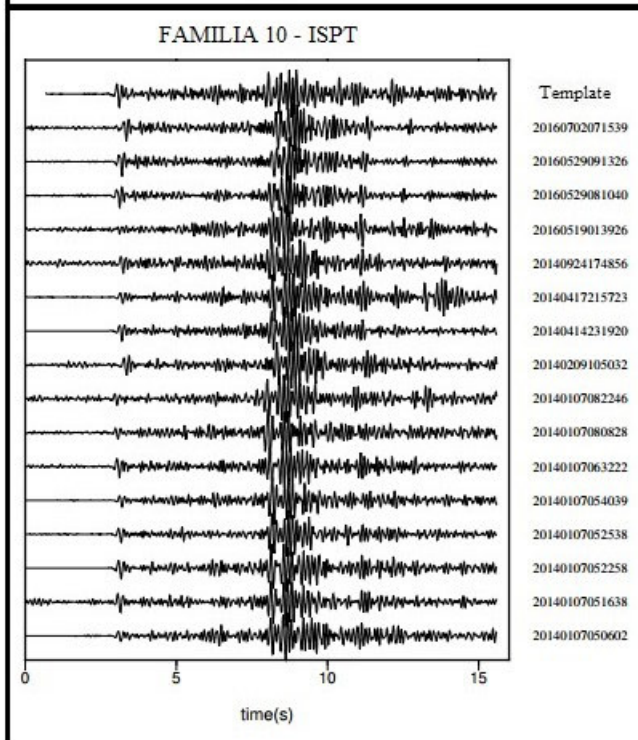
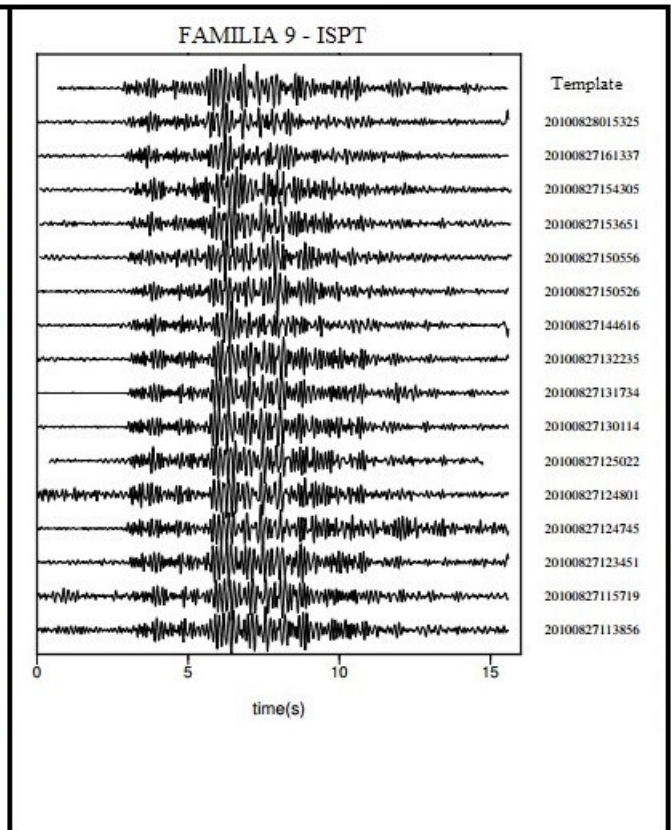
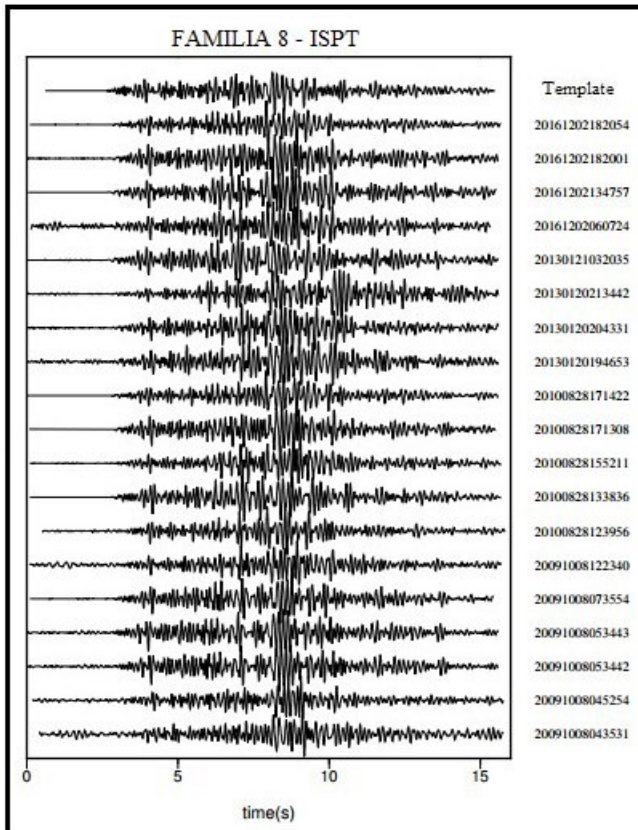
Template

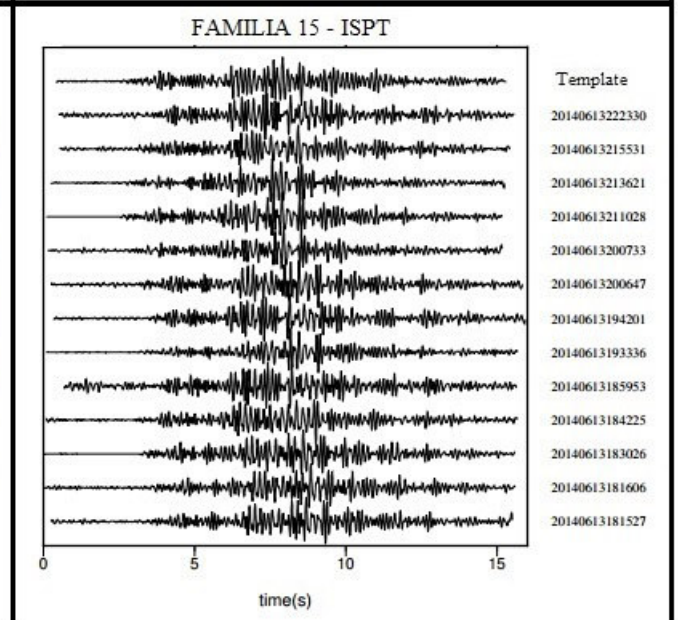
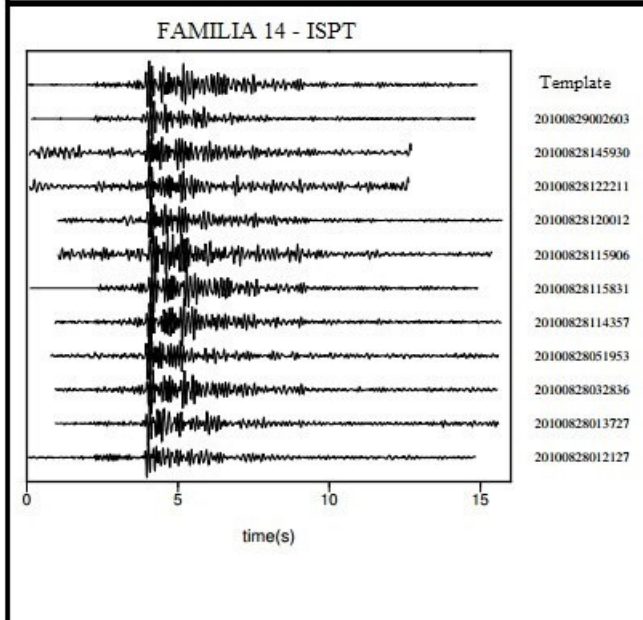
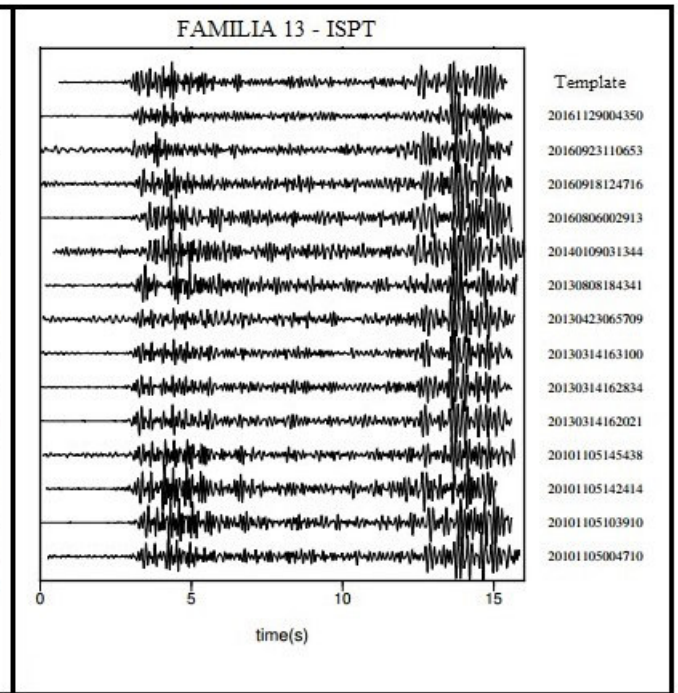
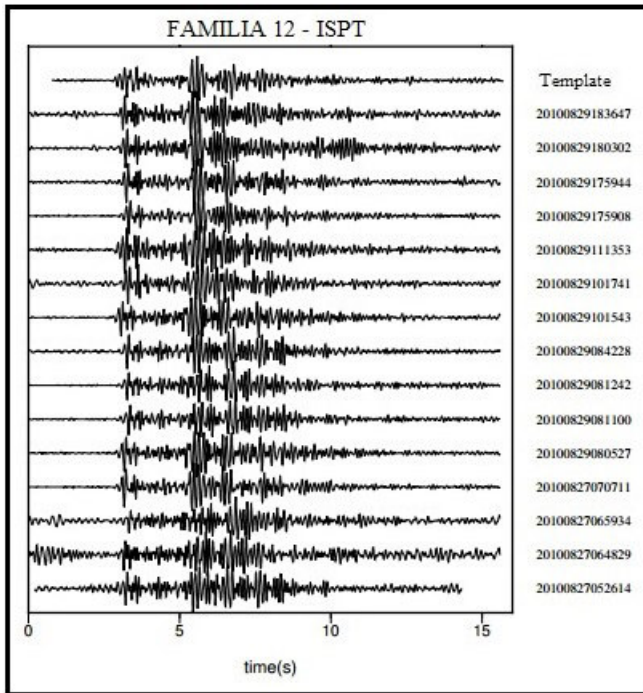
- 20130120111733
- 20130120075351
- 20130120071107
- 20130120070723
- 20130120070641
- 20130120054740
- 20100829035404
- 20100829032348
- 20100829023415
- 20100829022517
- 20100829022247
- 20100829022212
- 20100829021457
- 20100829021347
- 20100829020702
- 20100827200918

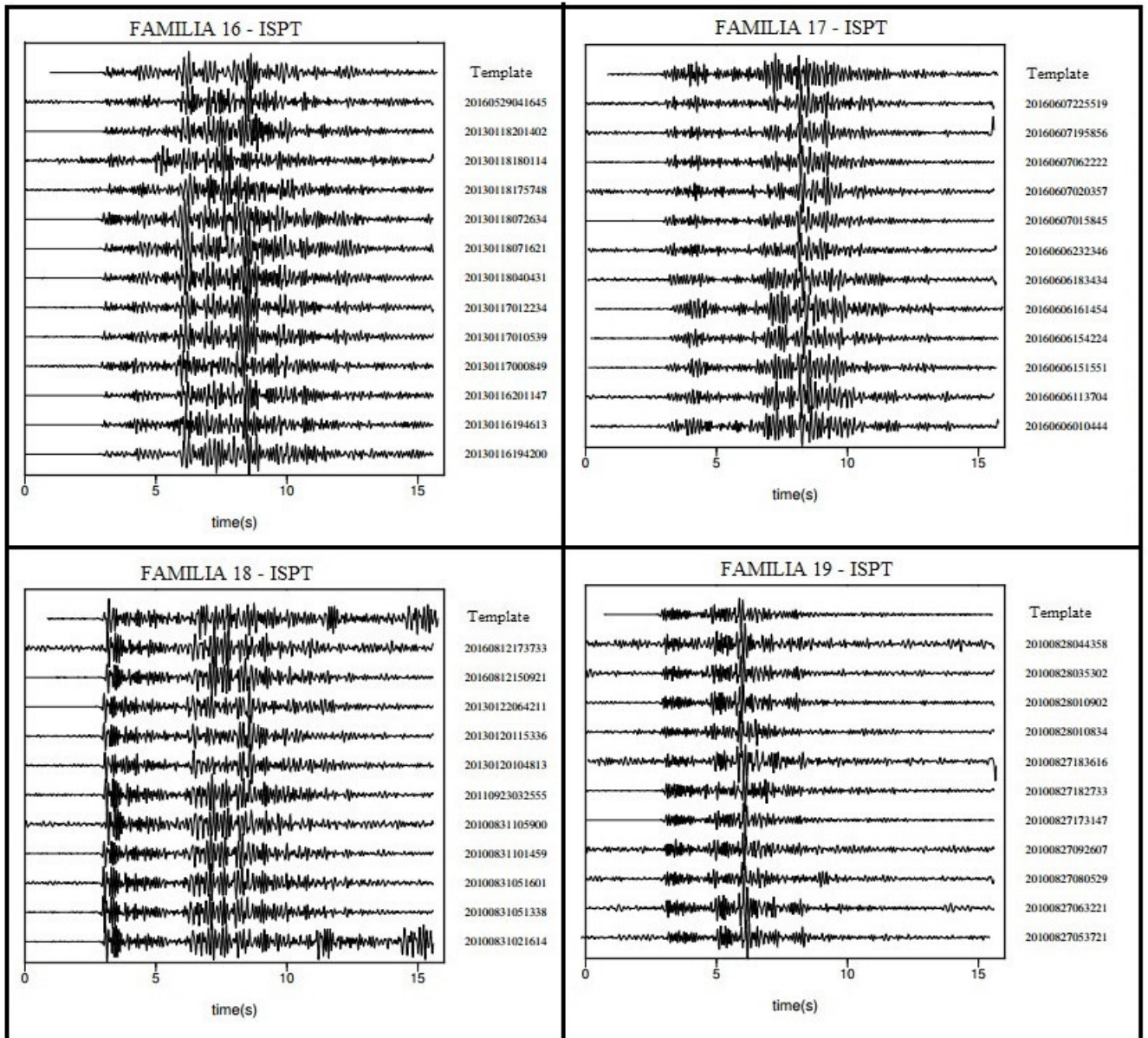


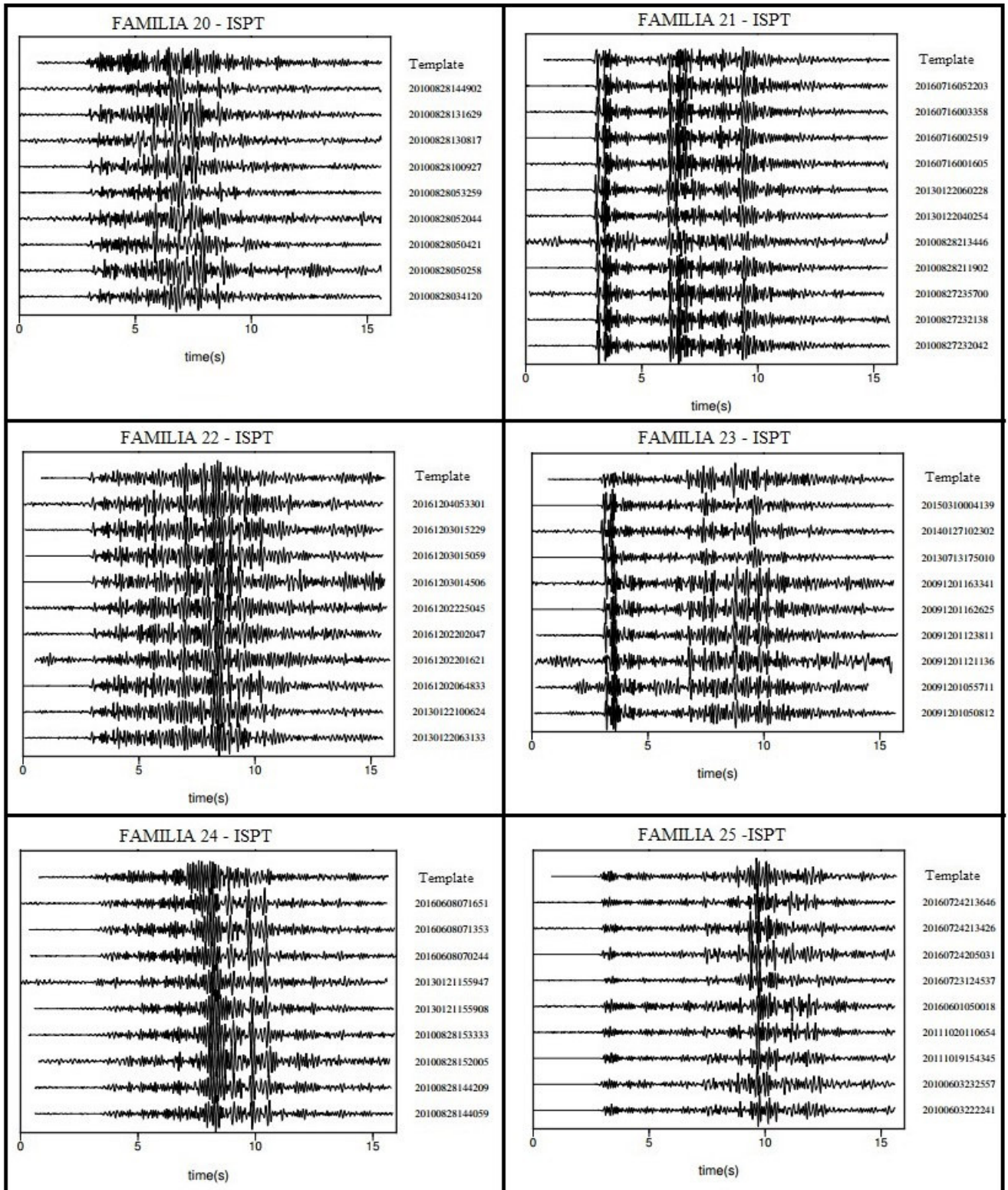
- 20100827200918
- 20100827200819
- 20100827195418
- 20100827194358
- 20100827194312
- 20100827193807
- 20100827193743
- 20100827193501
- 20100827193442
- 20100827193421
- 20100827193409
- 20100827192803
- 20100827192646
- 20100827192626
- 20100827191836
- 20100827170825
- 20100827124925
- 20100827045943
- 20100827045929
- 20100827045256
- 20100827045036

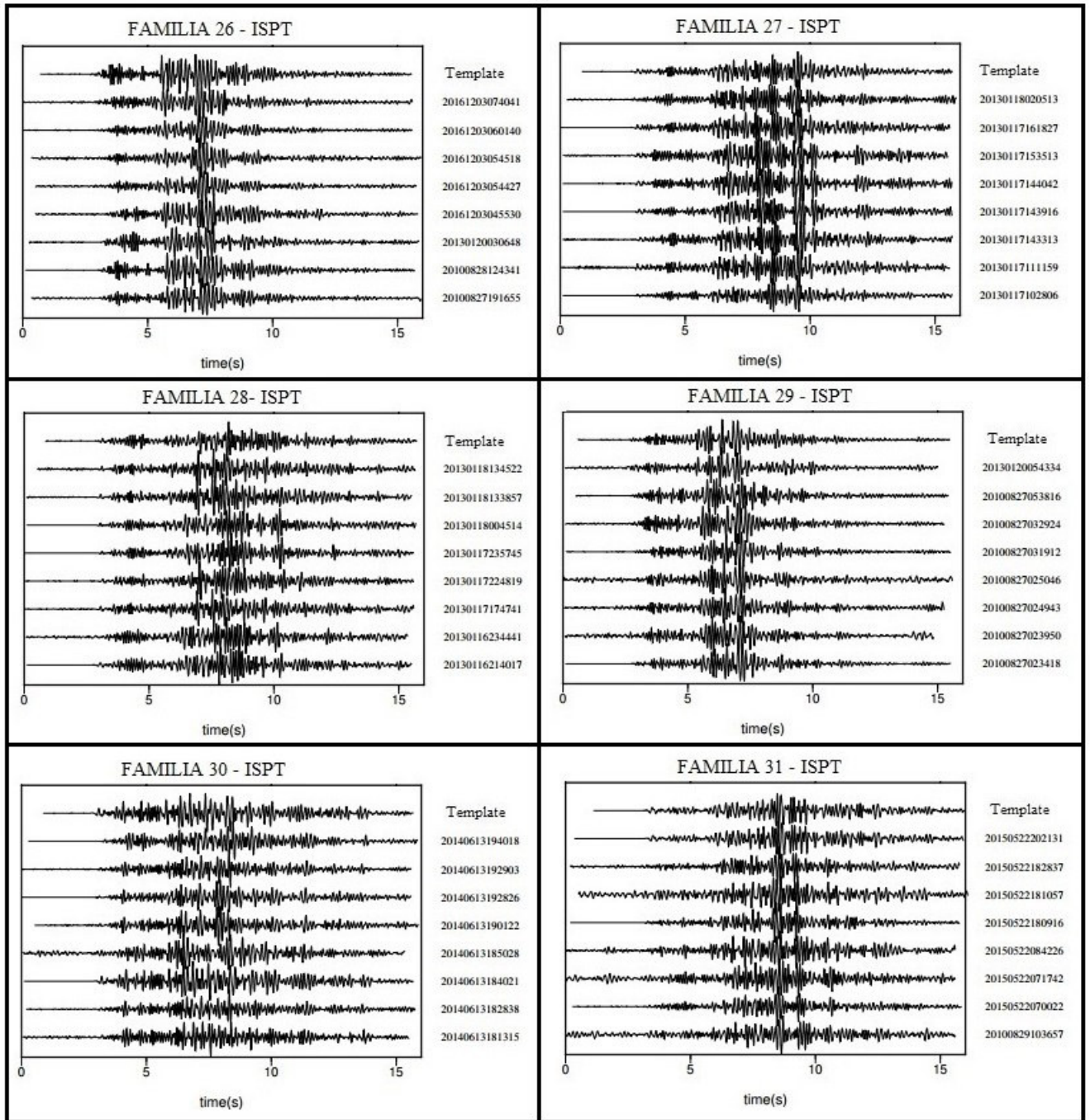


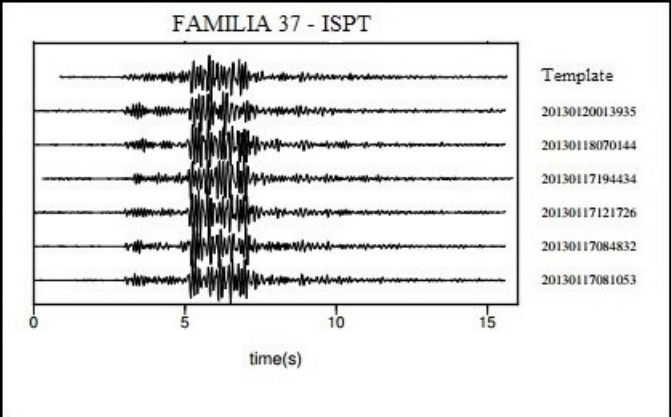
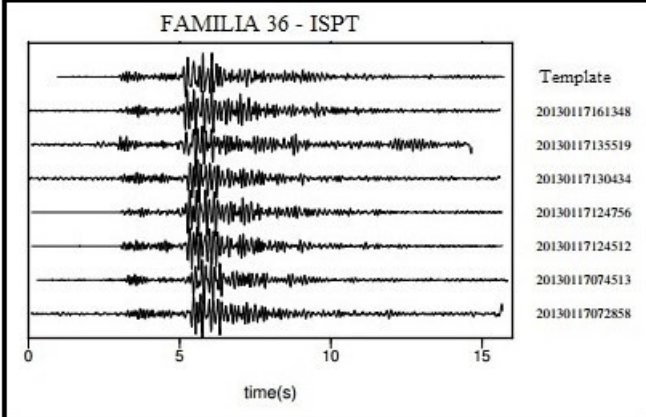
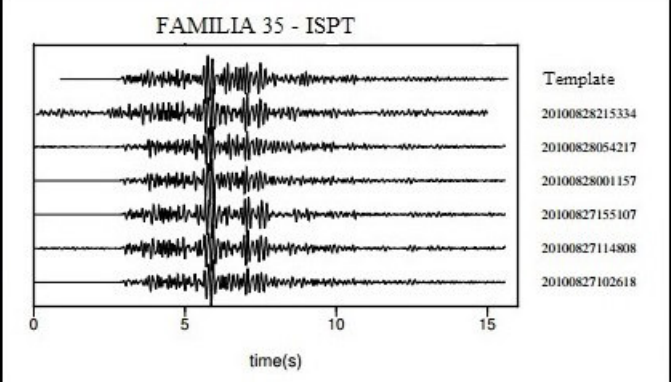
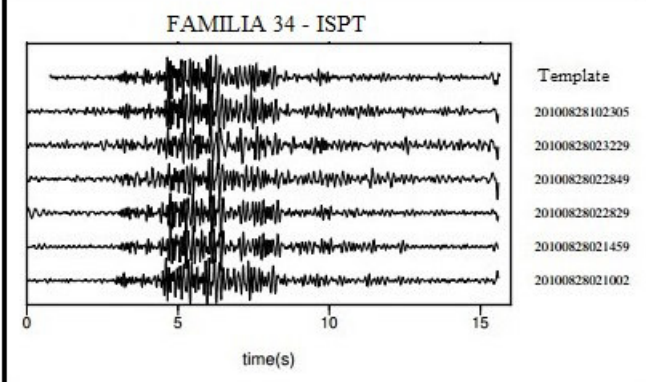
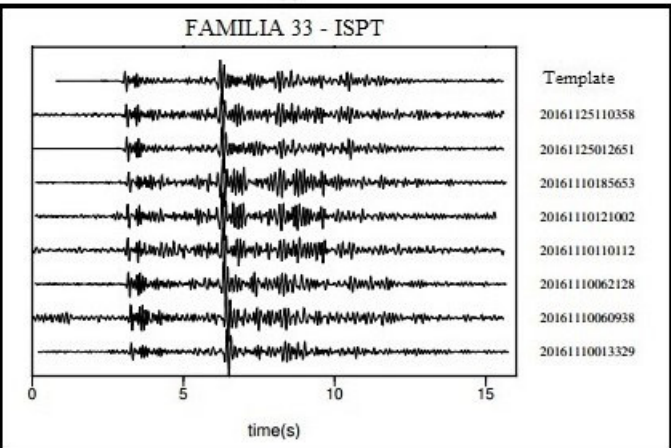
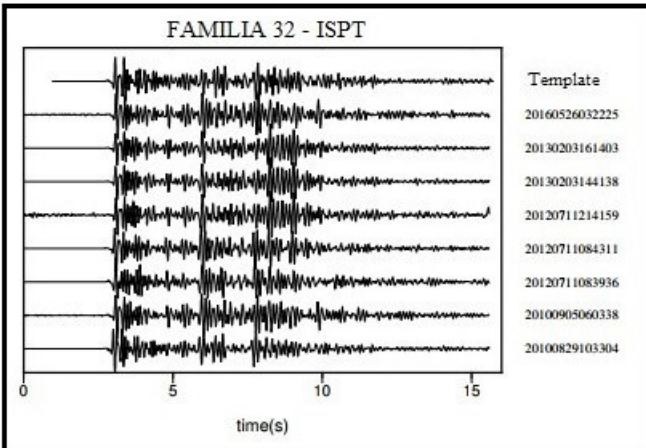


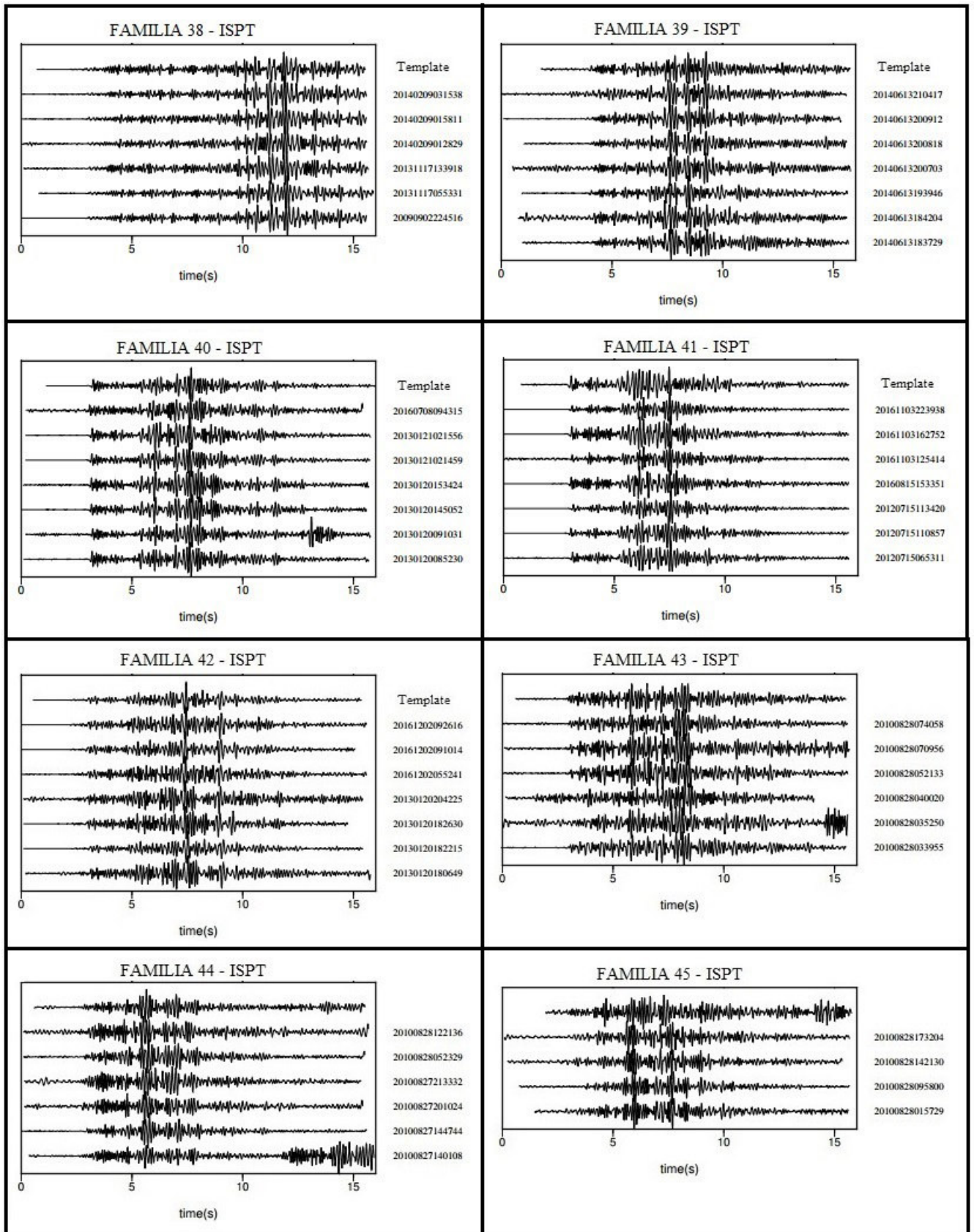


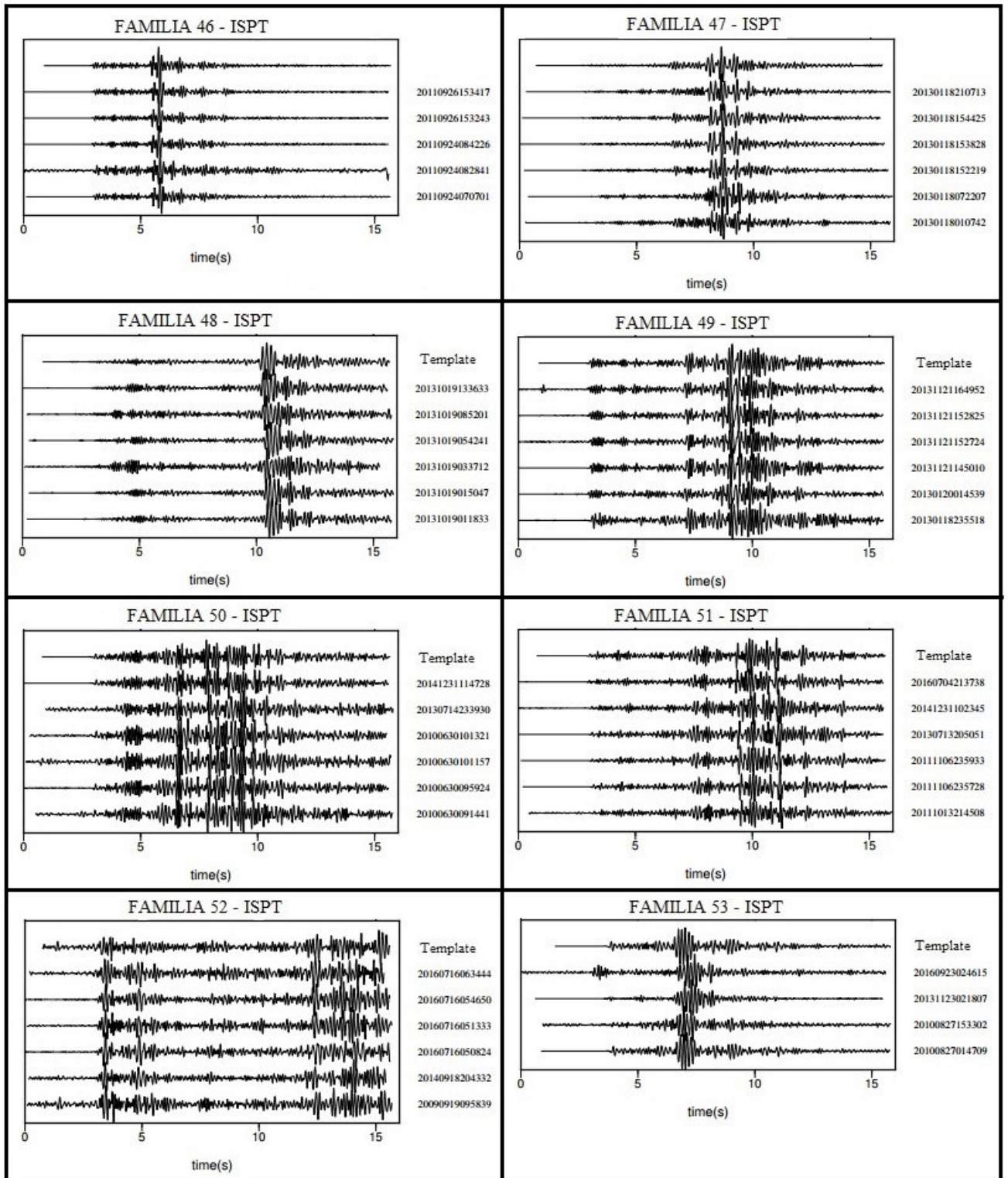


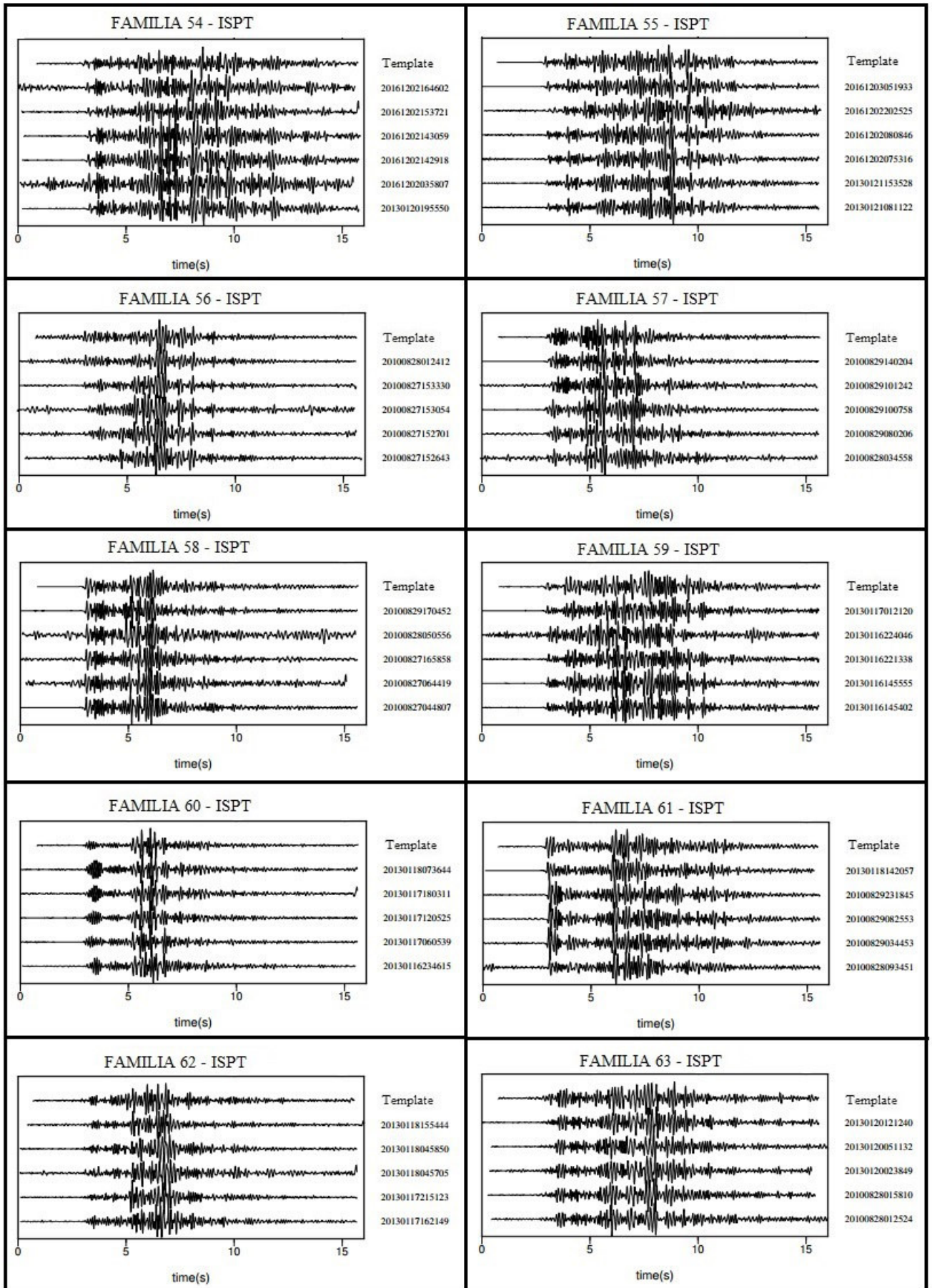


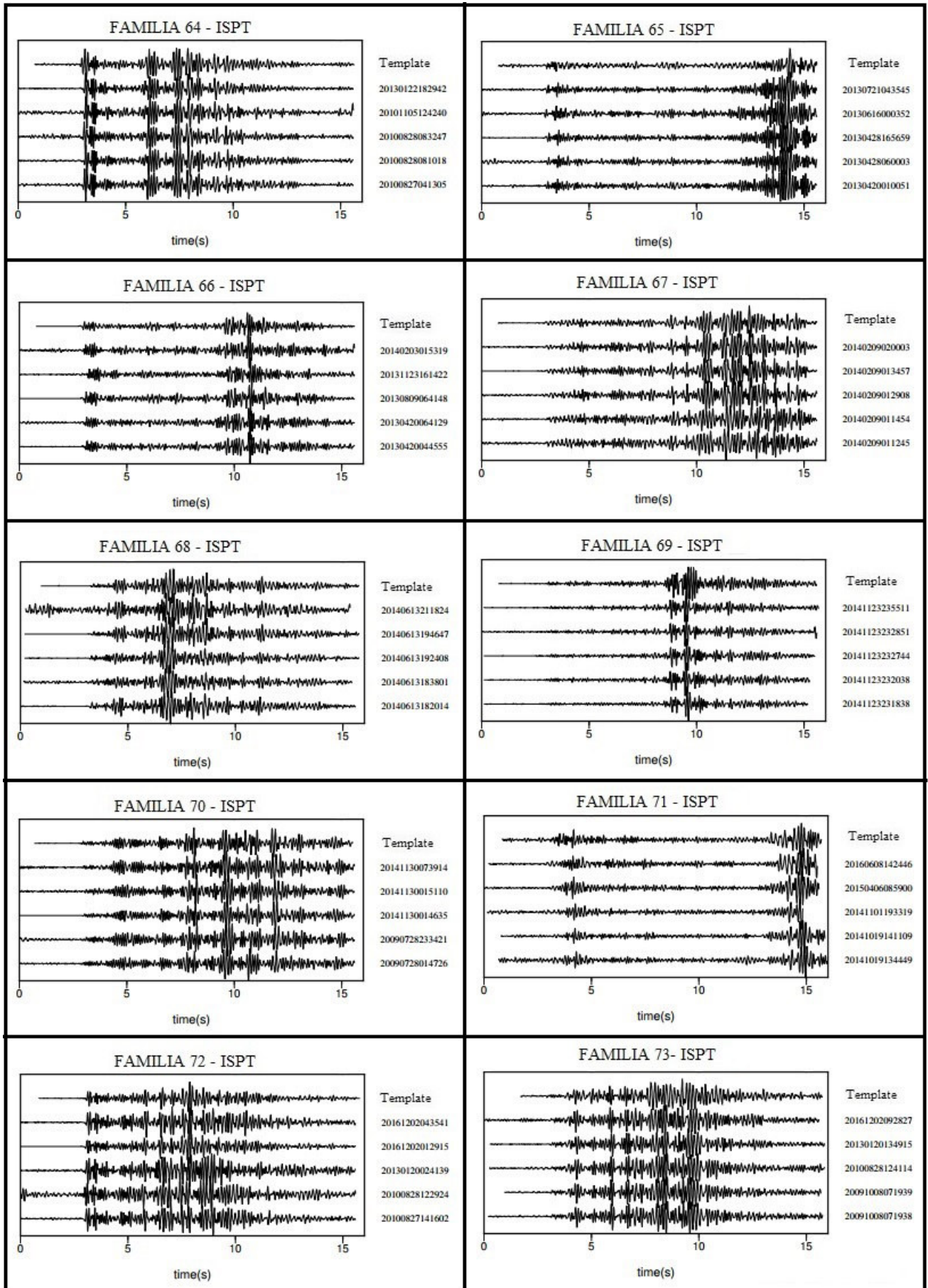


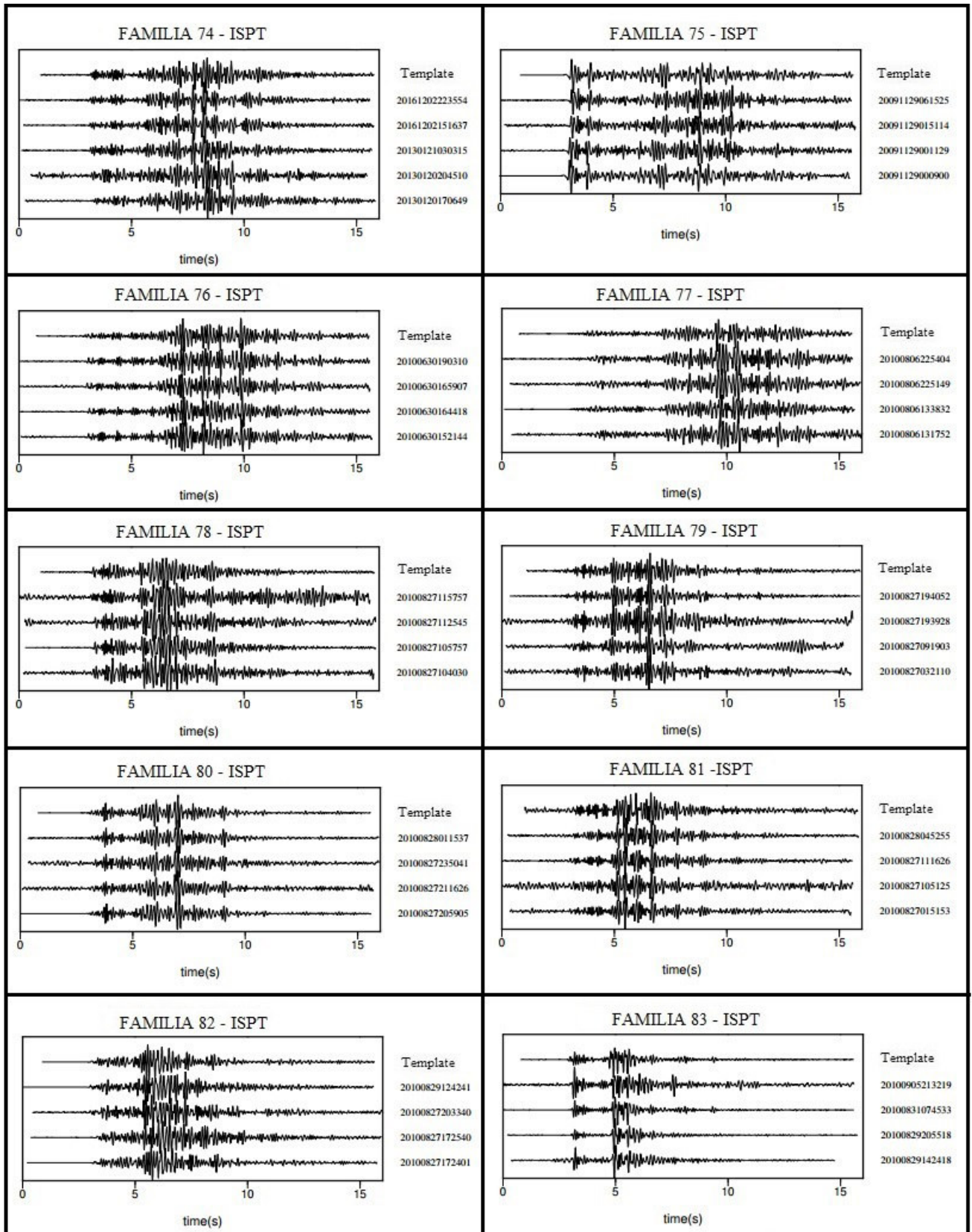


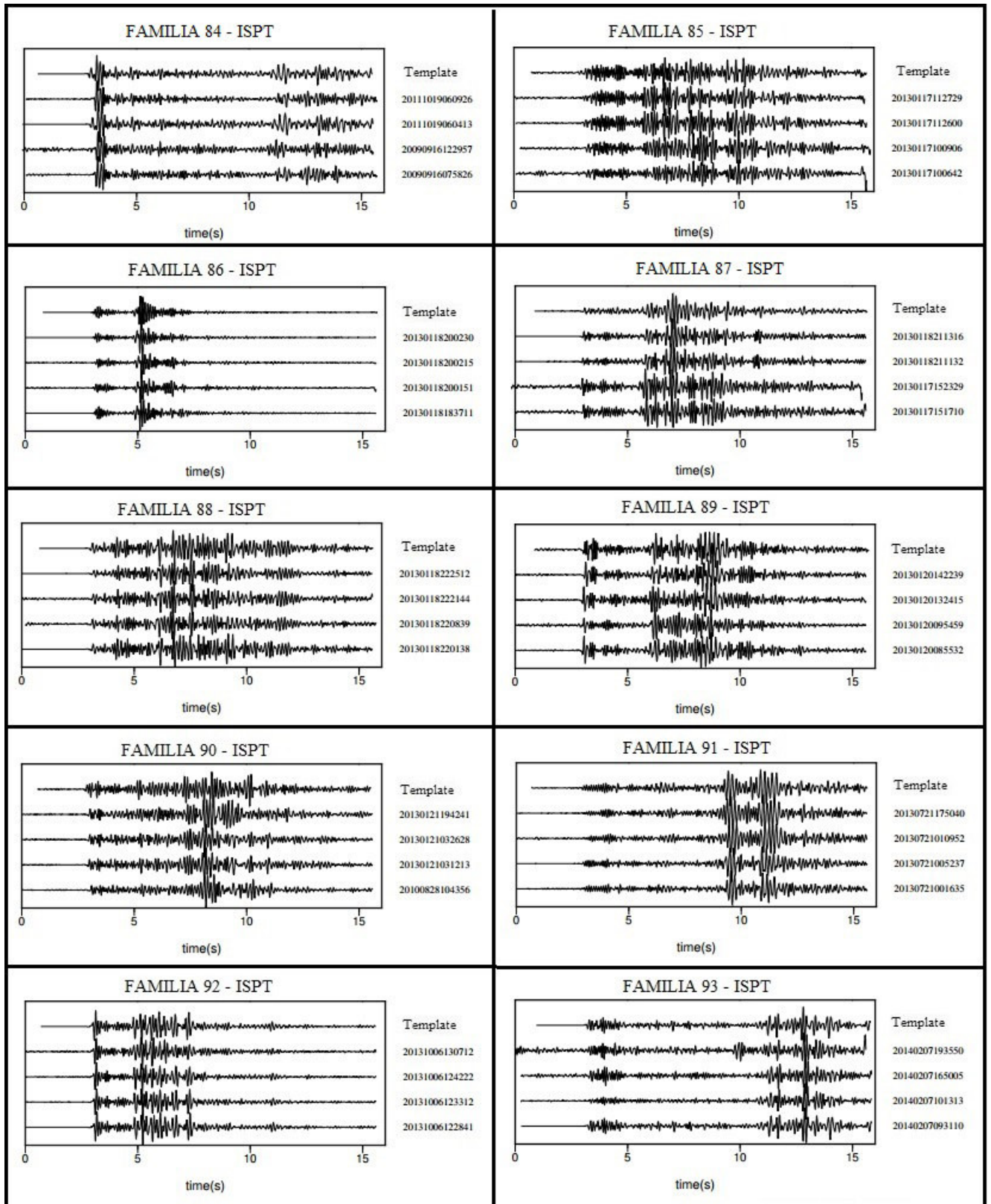


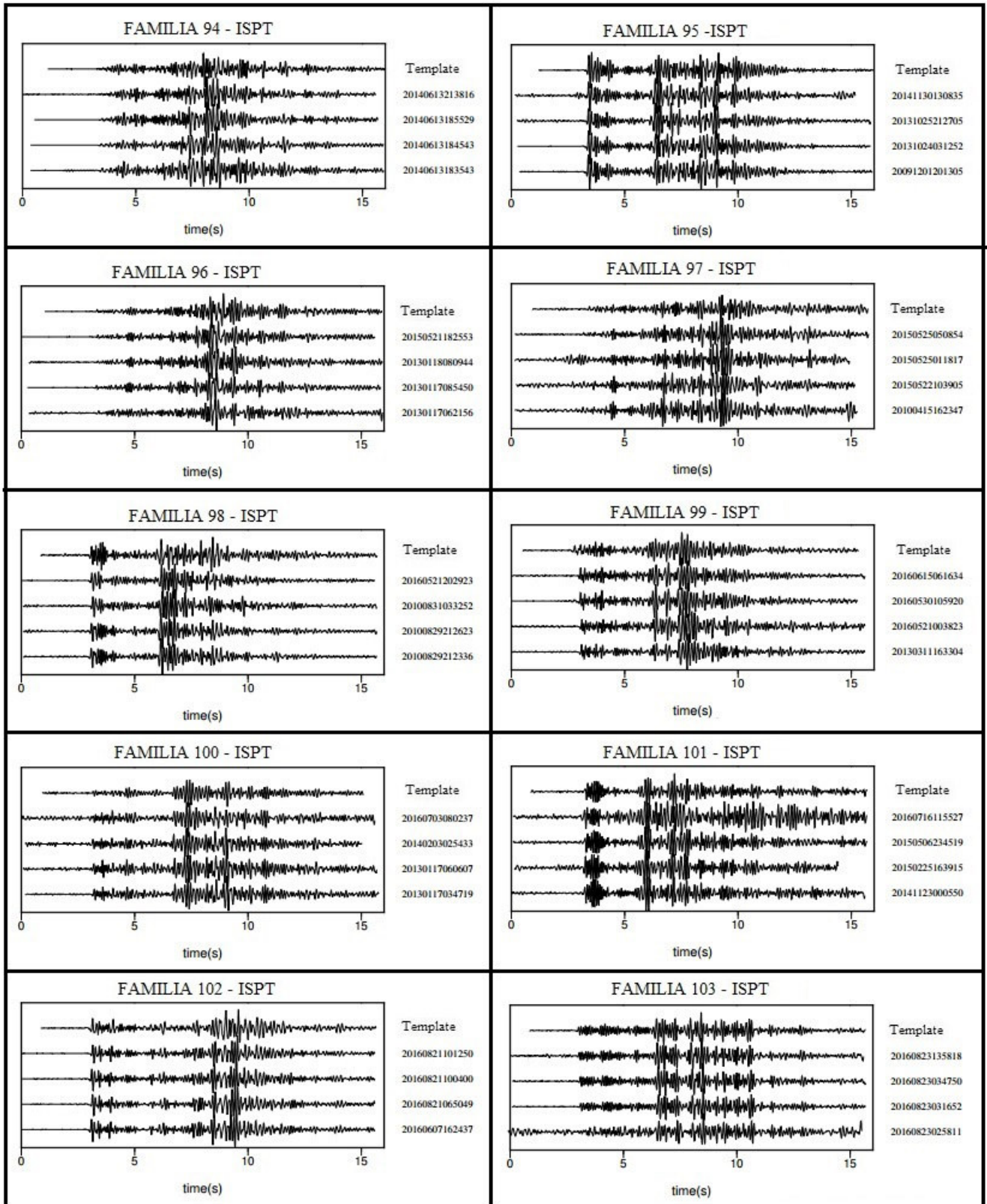


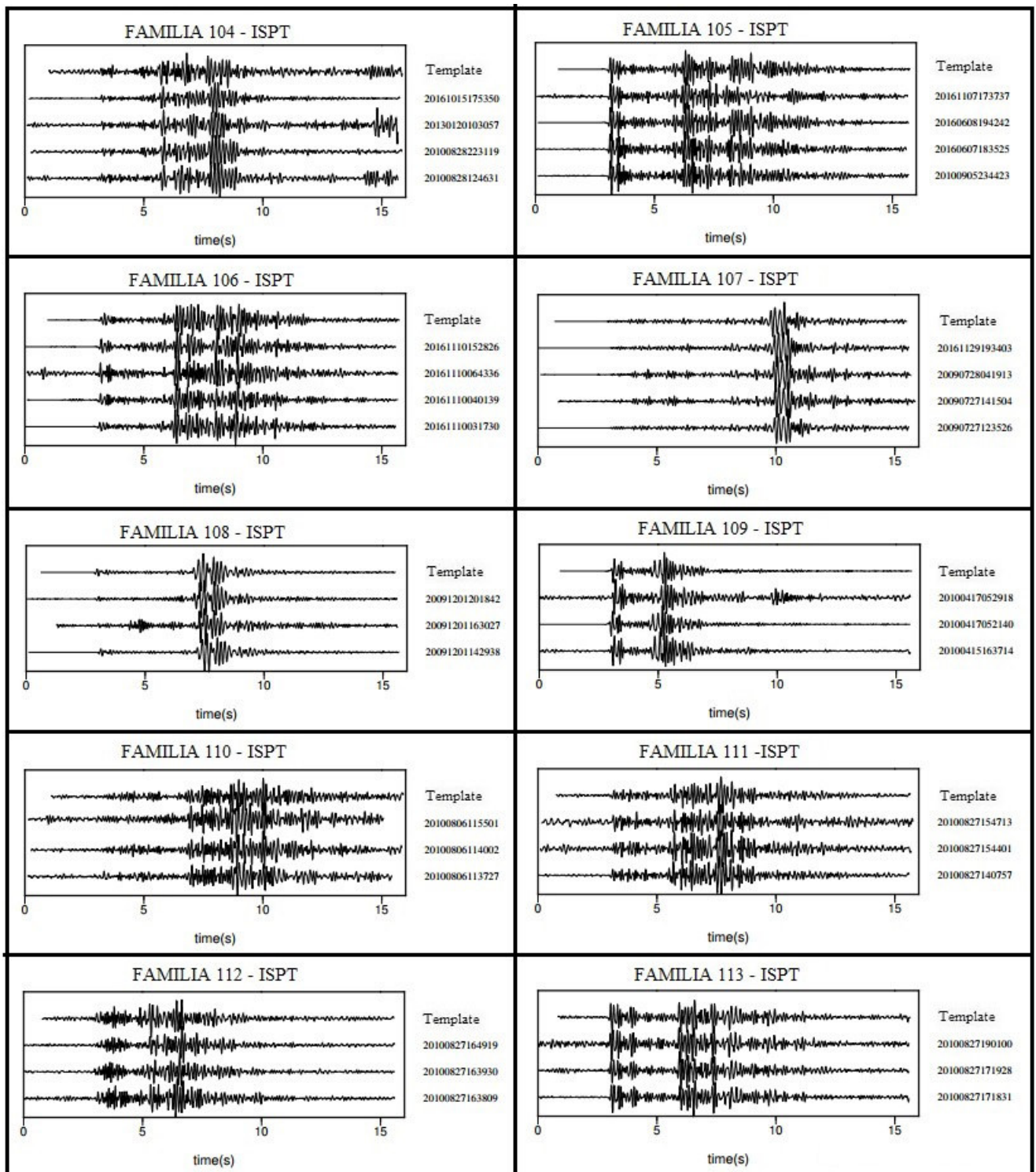


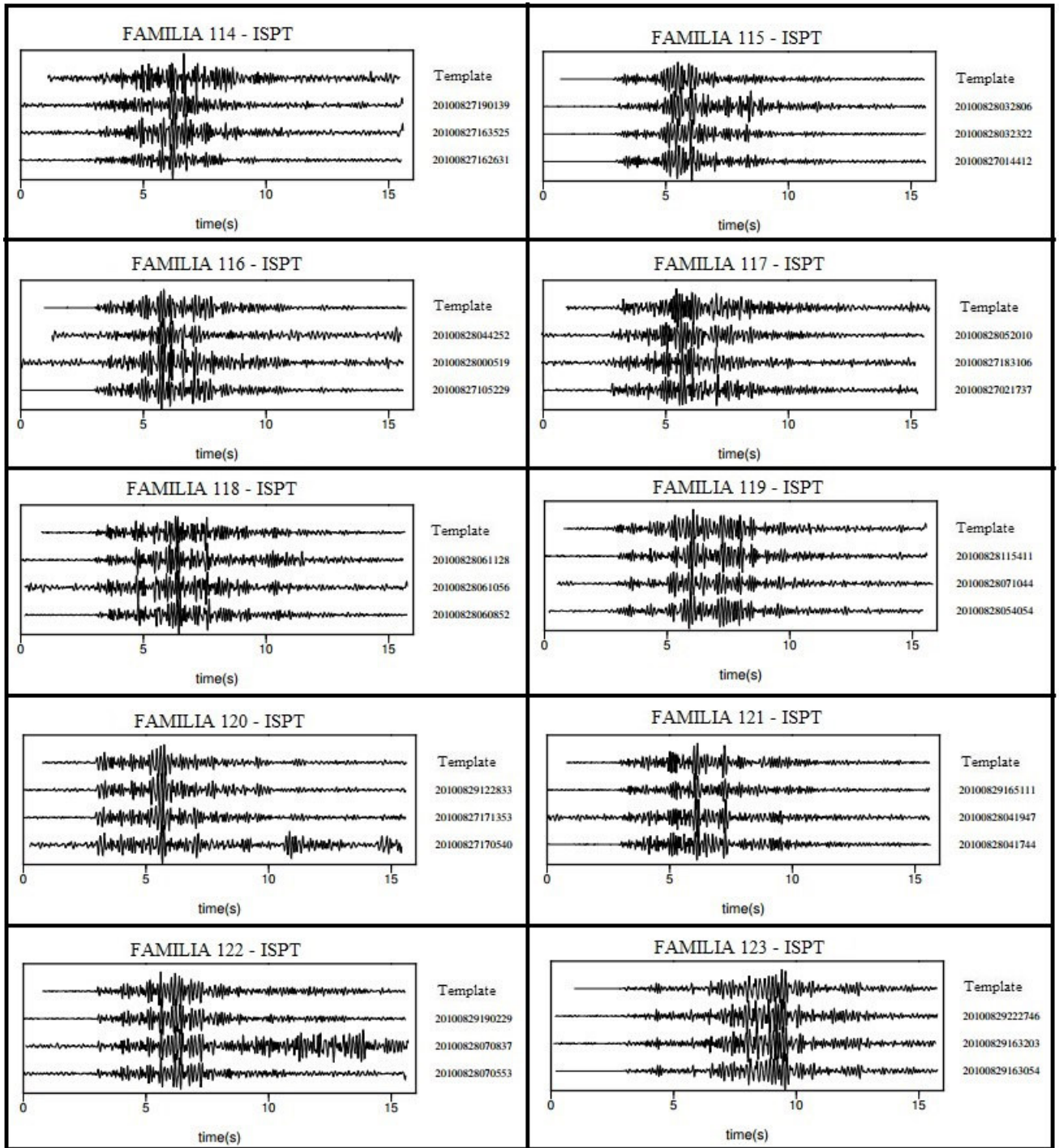


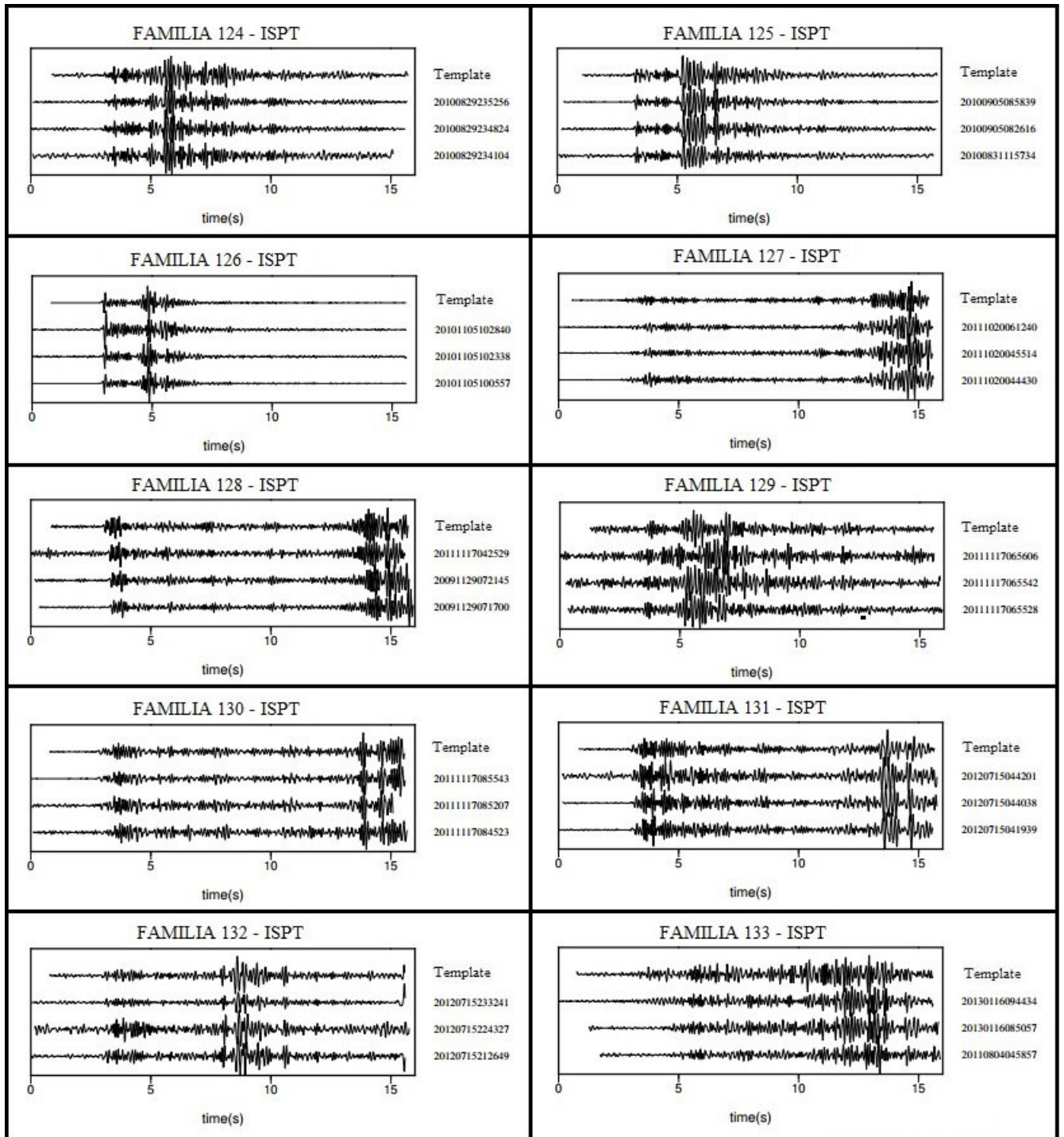


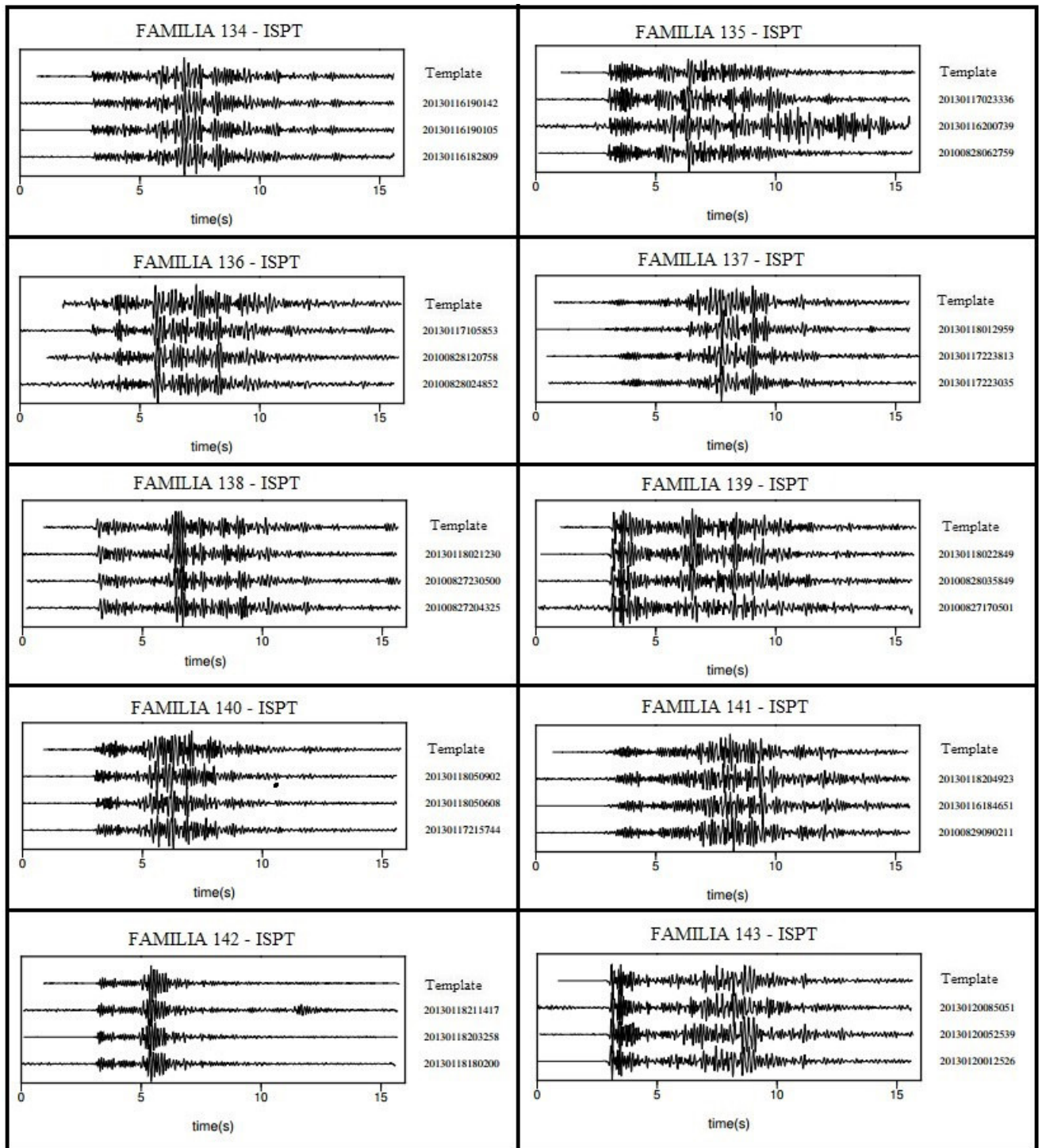


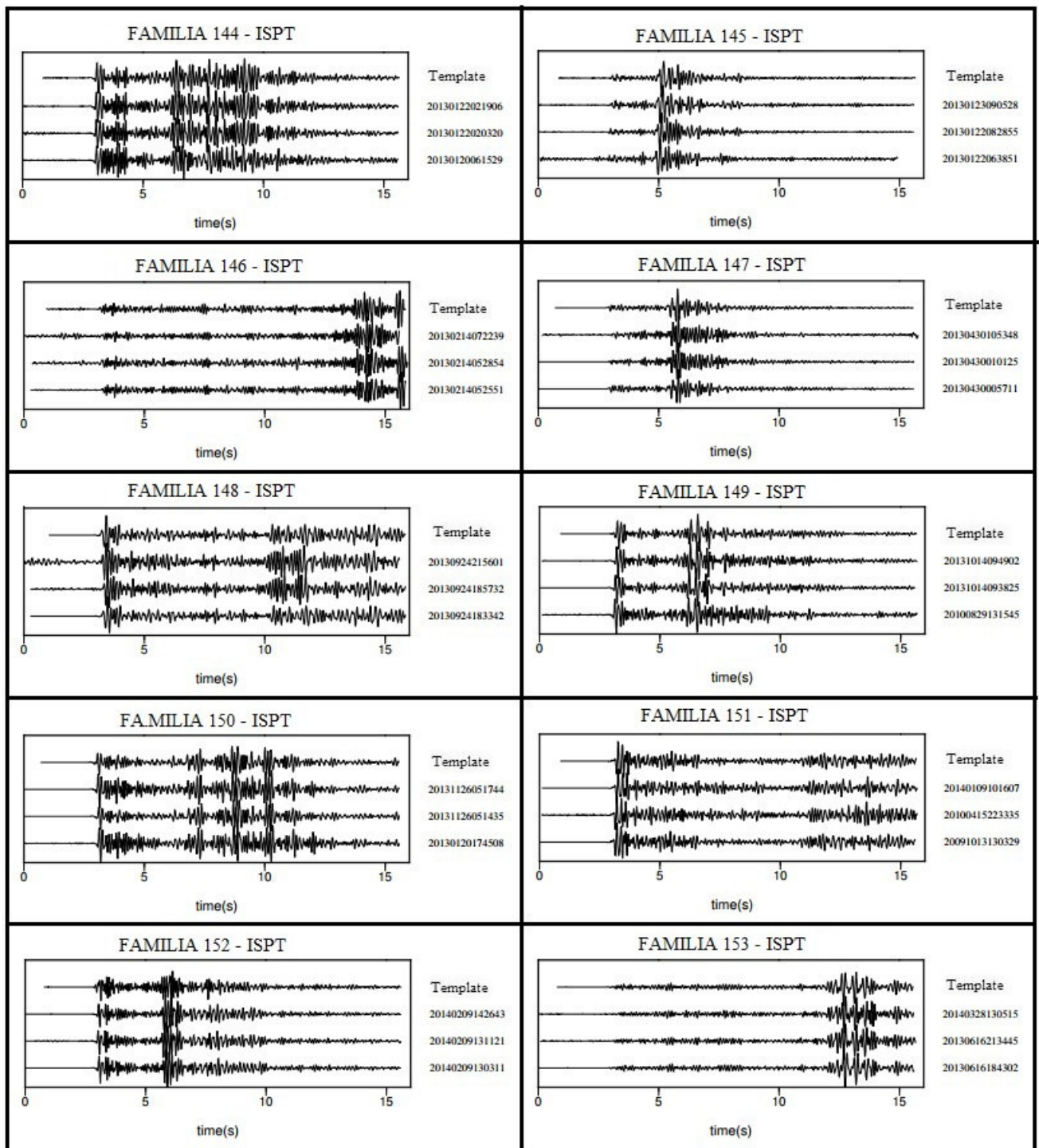


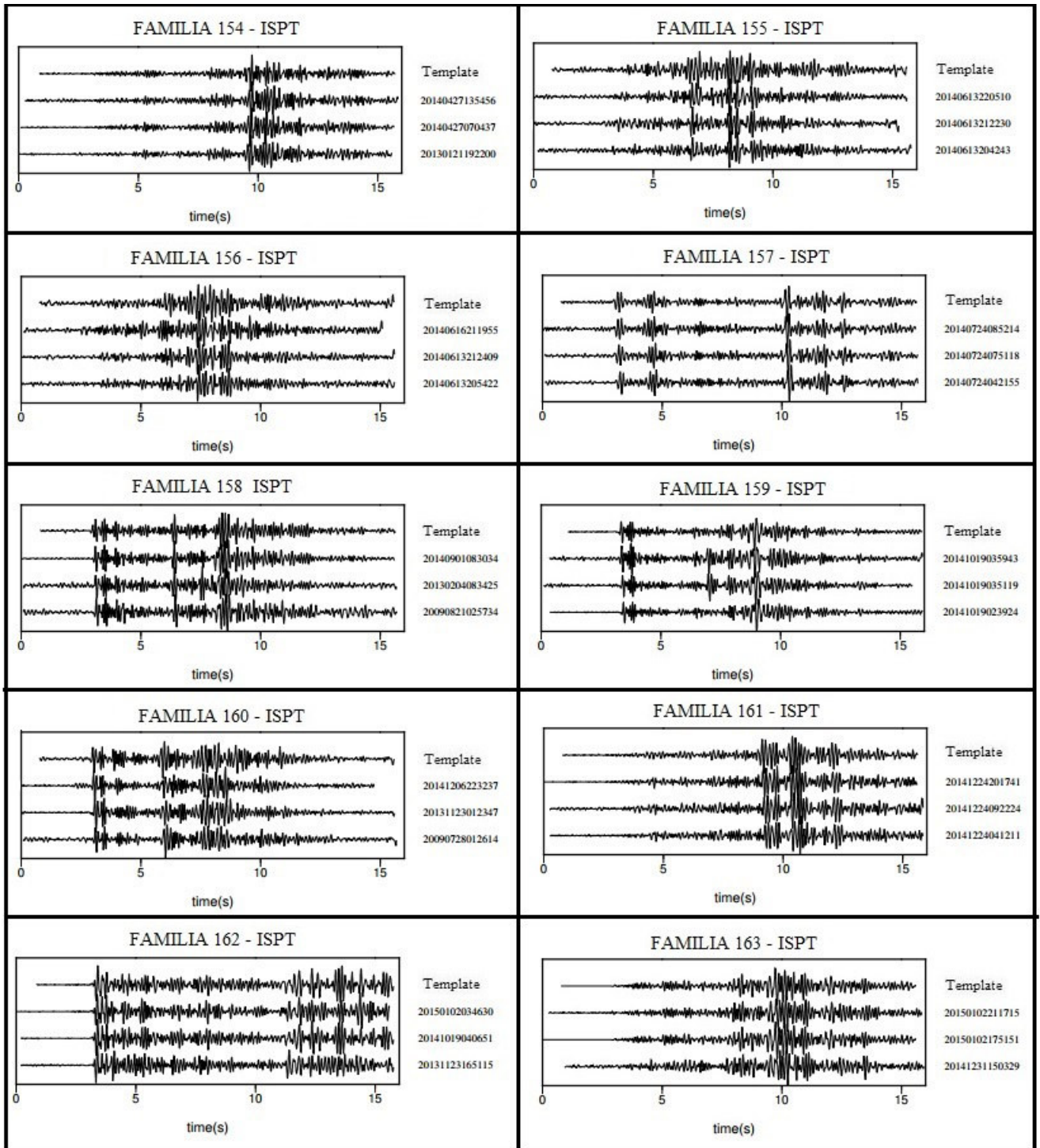


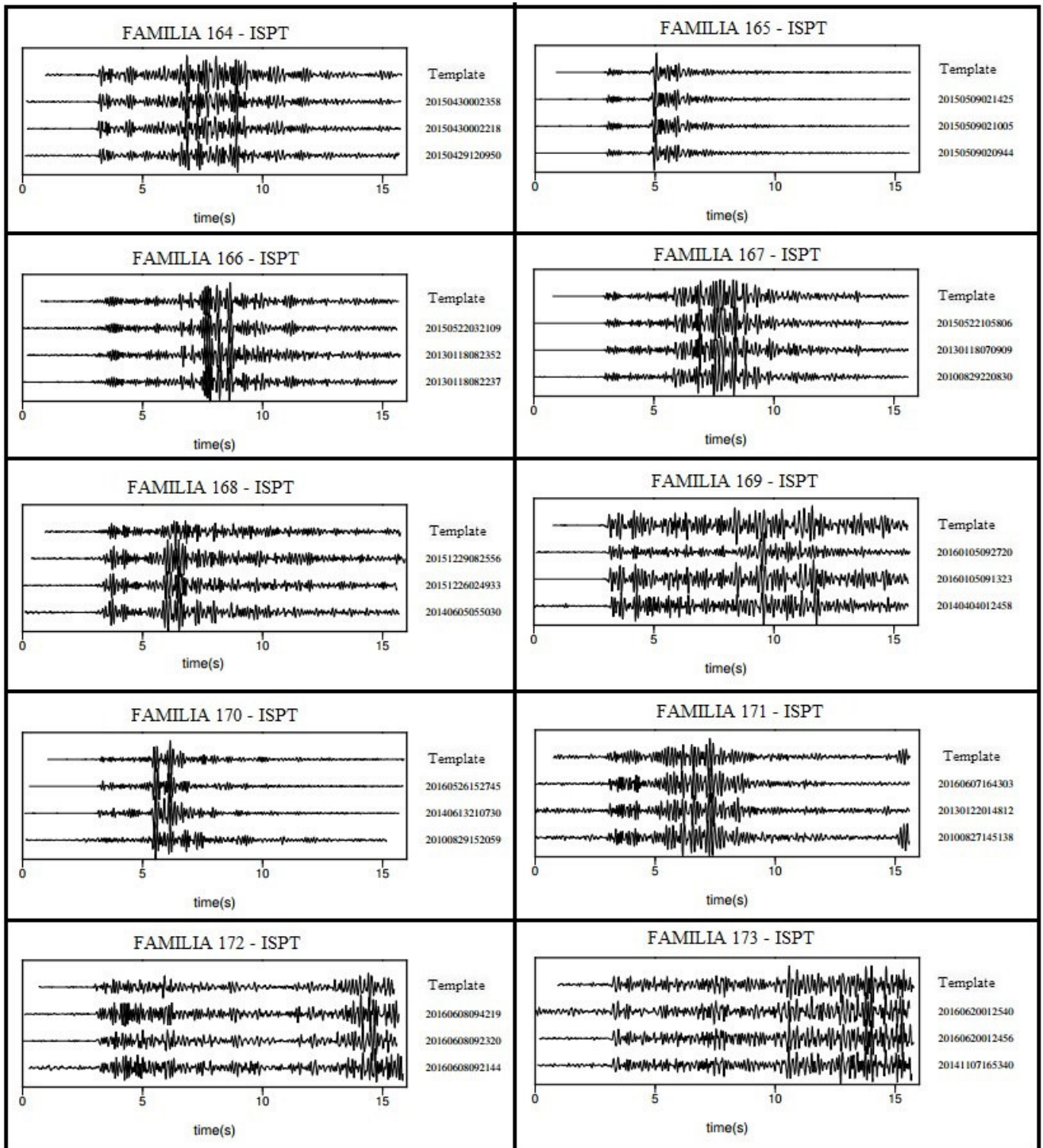


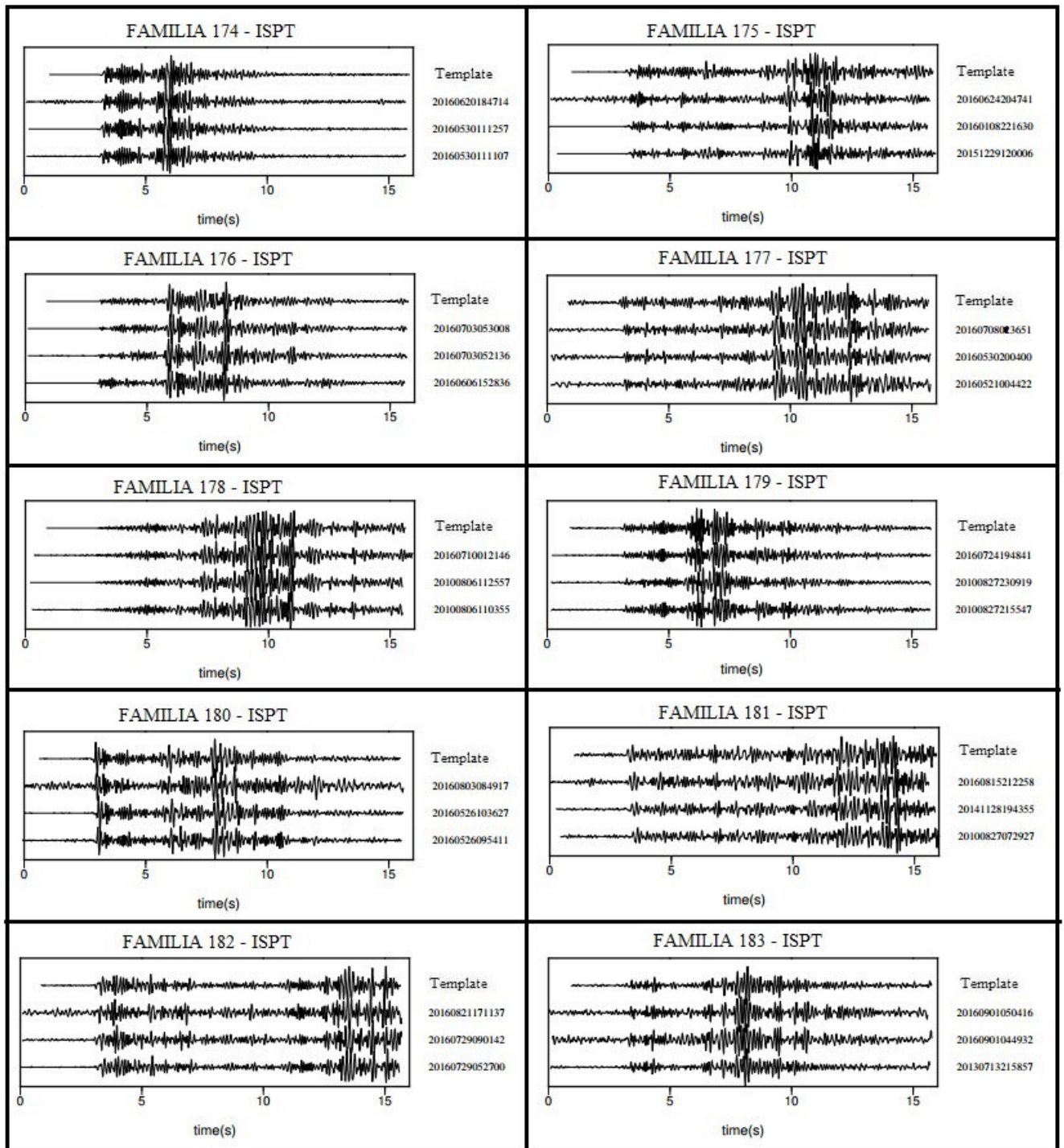


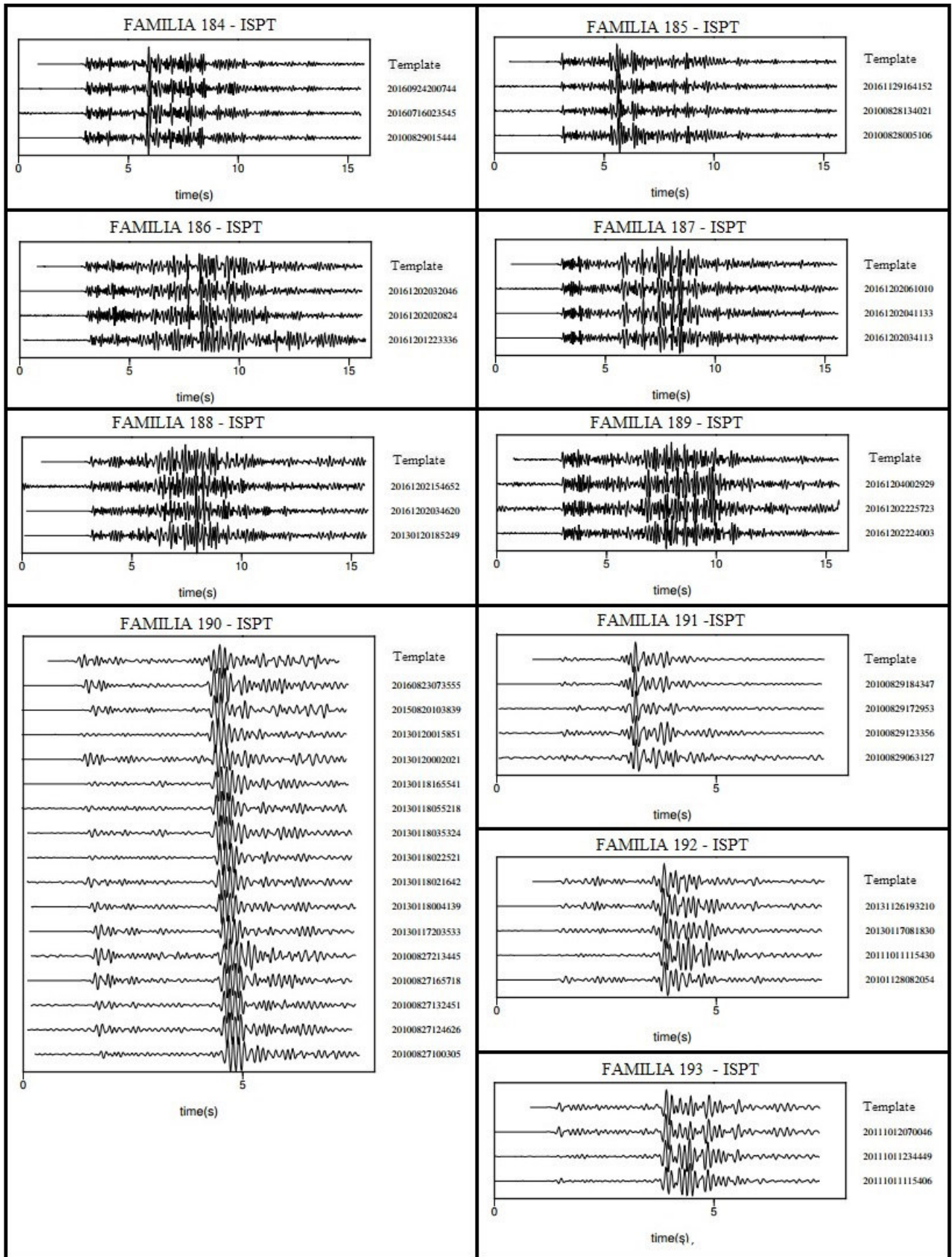


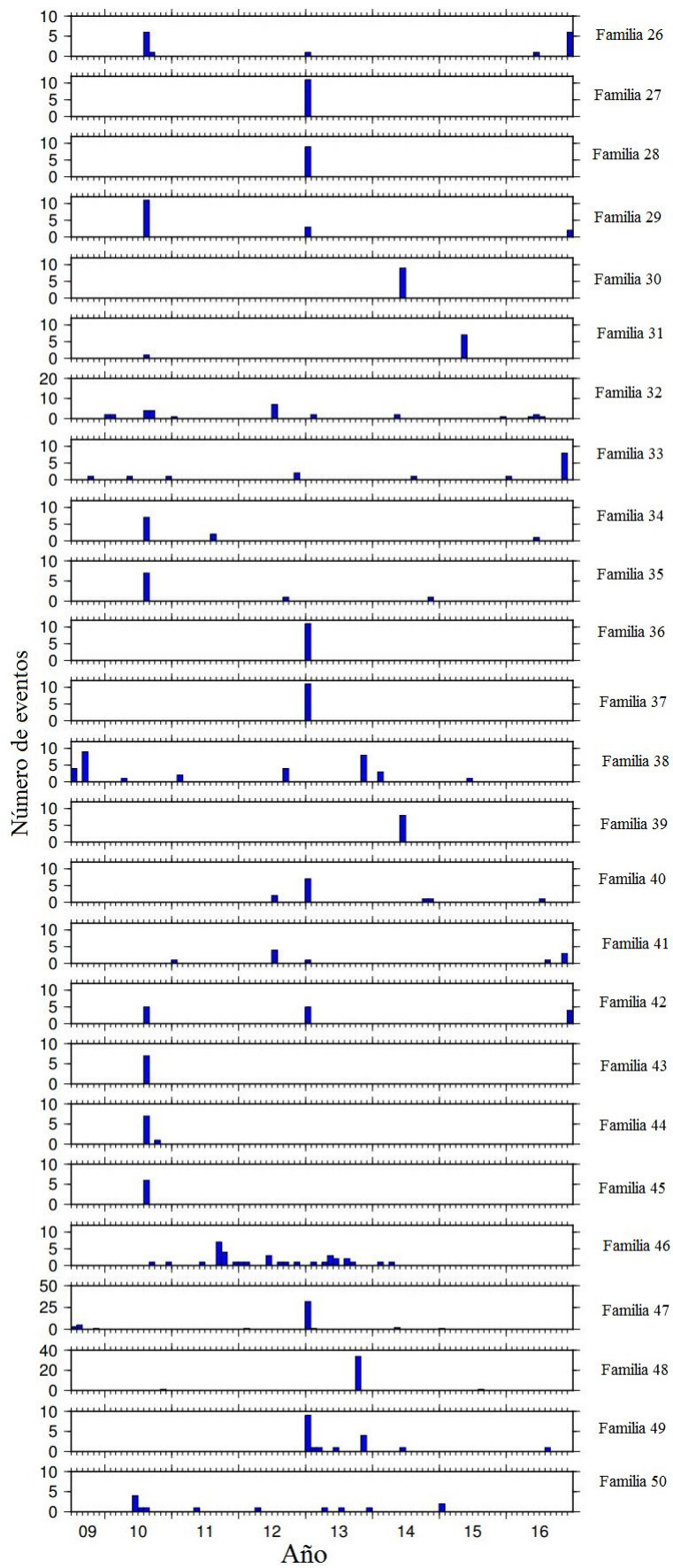


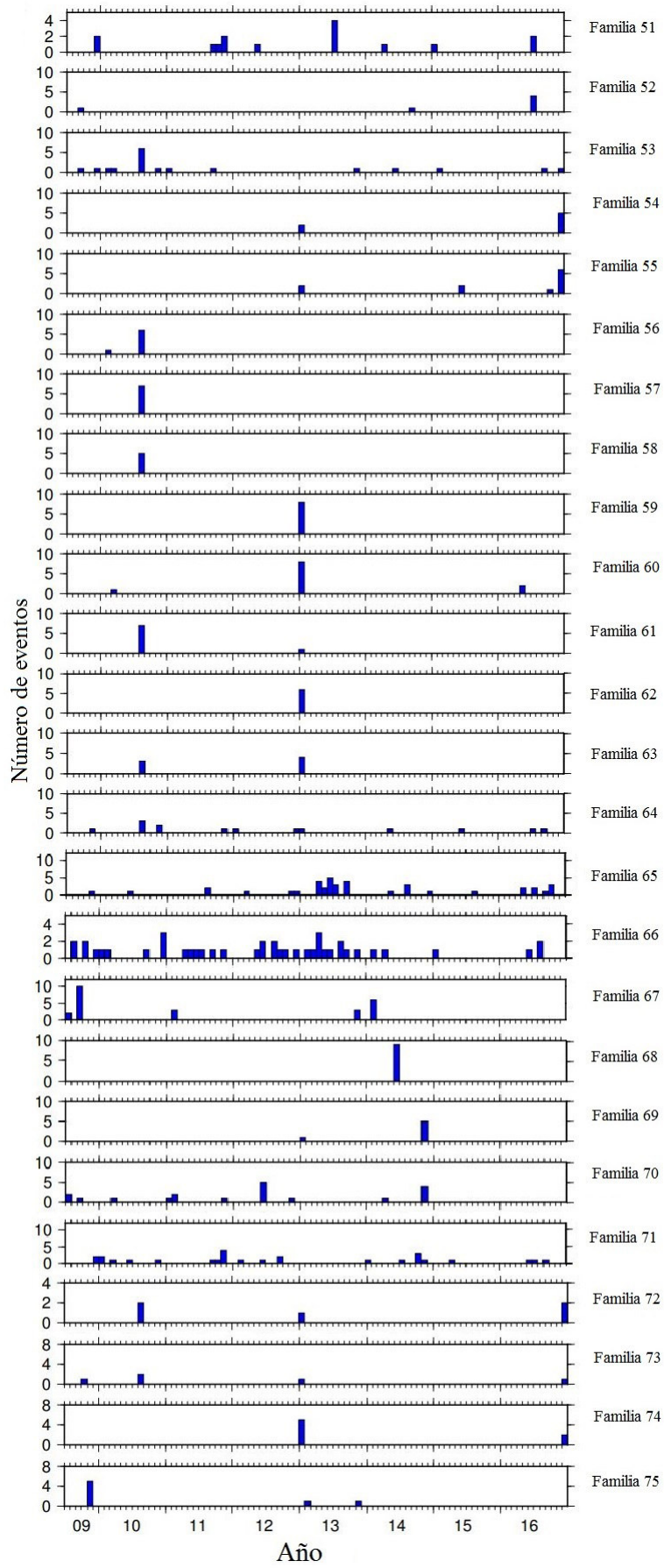


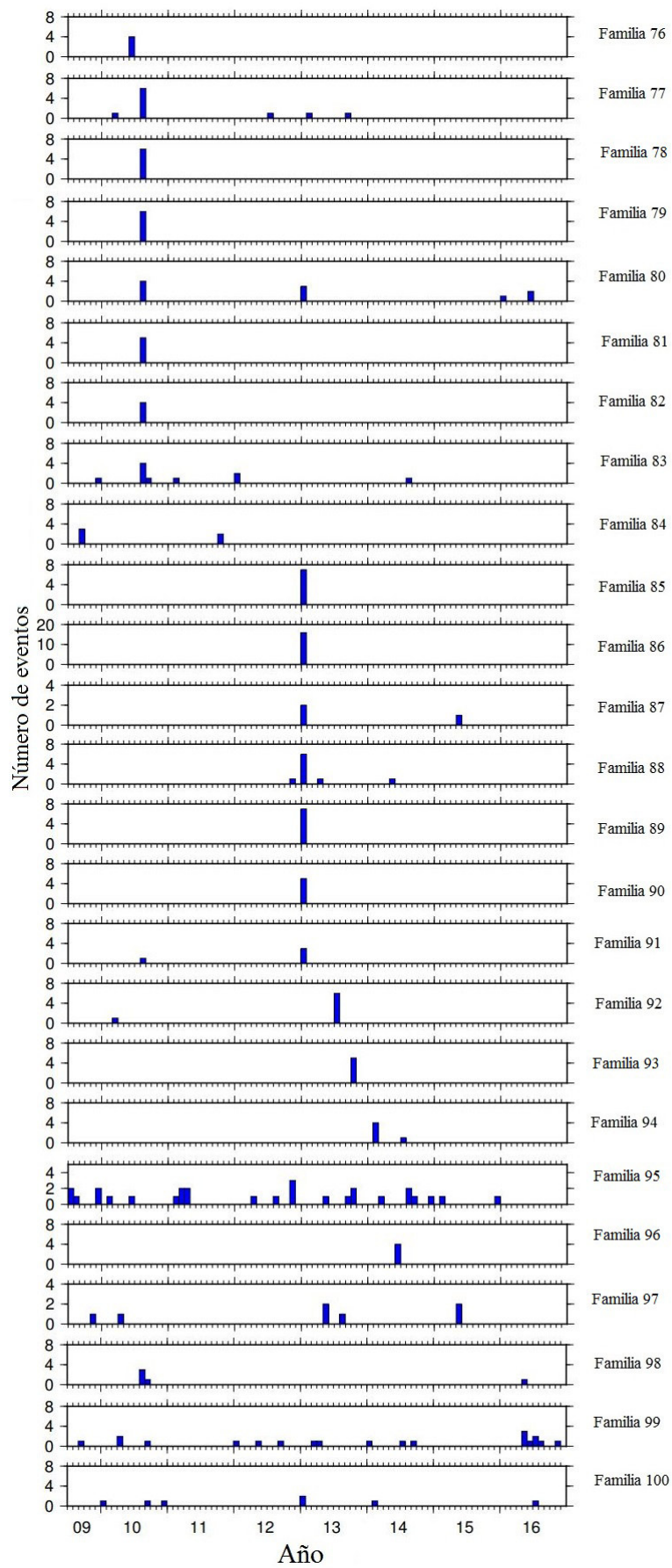


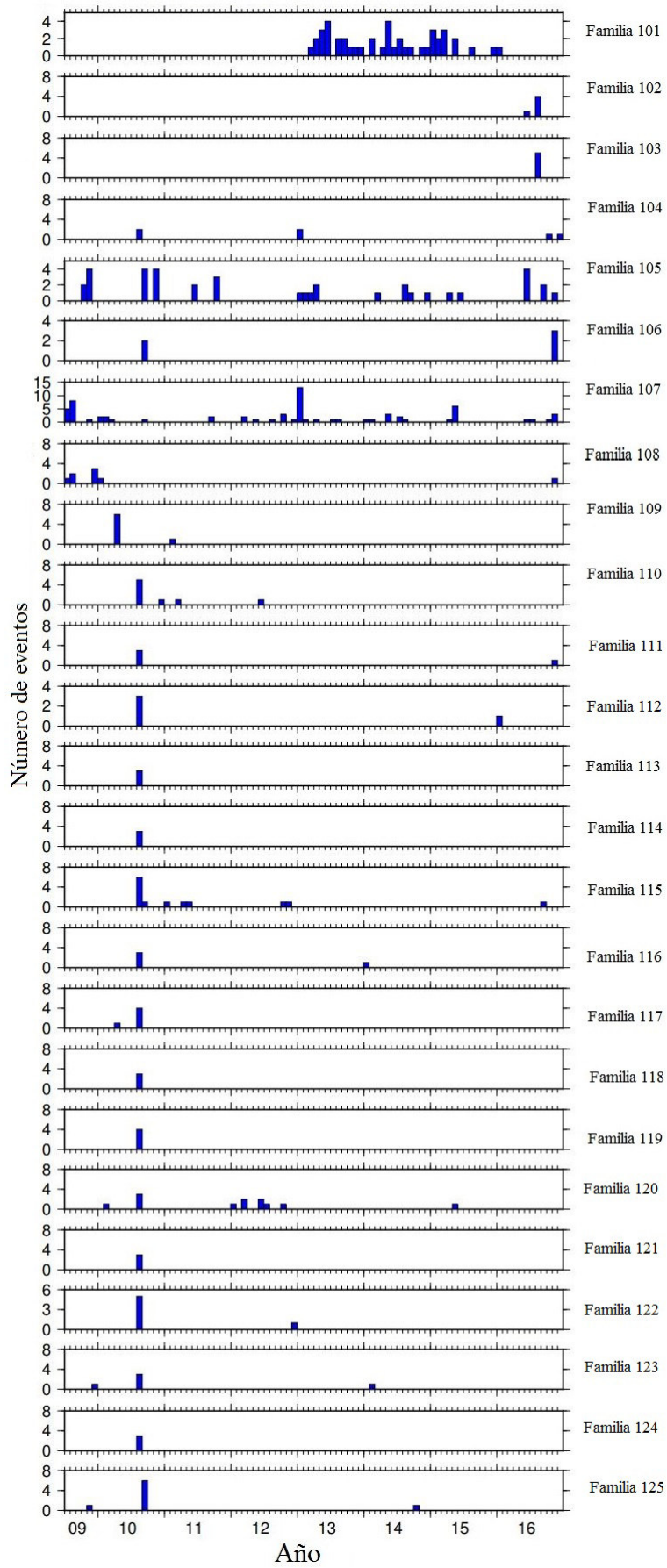


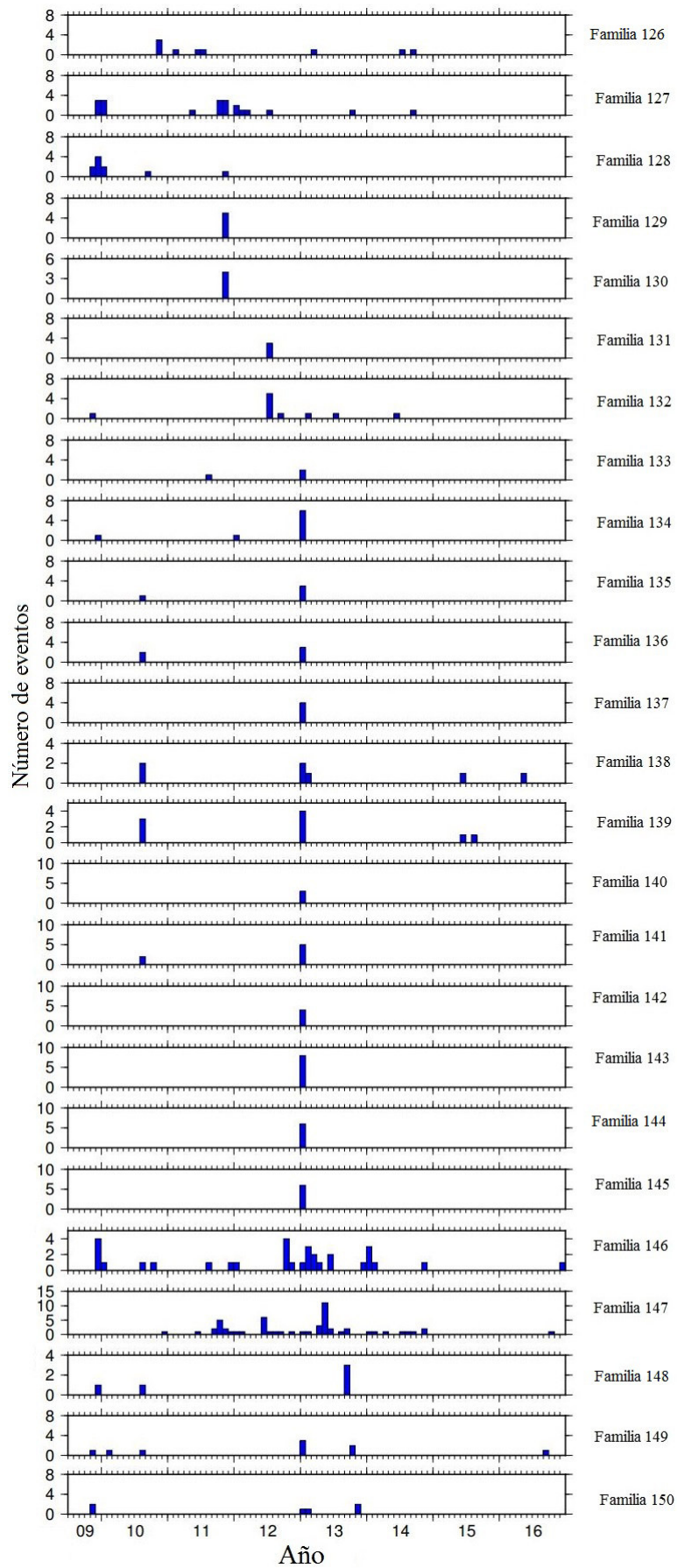


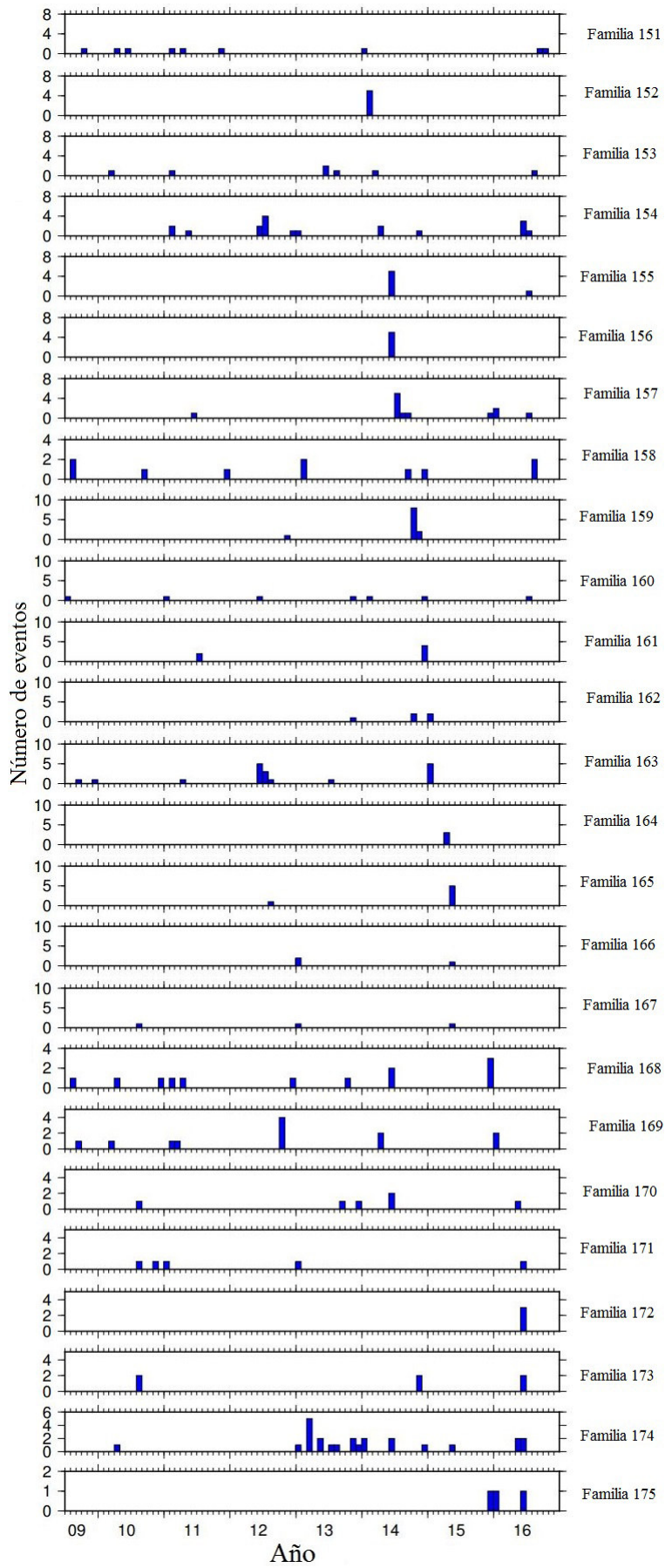


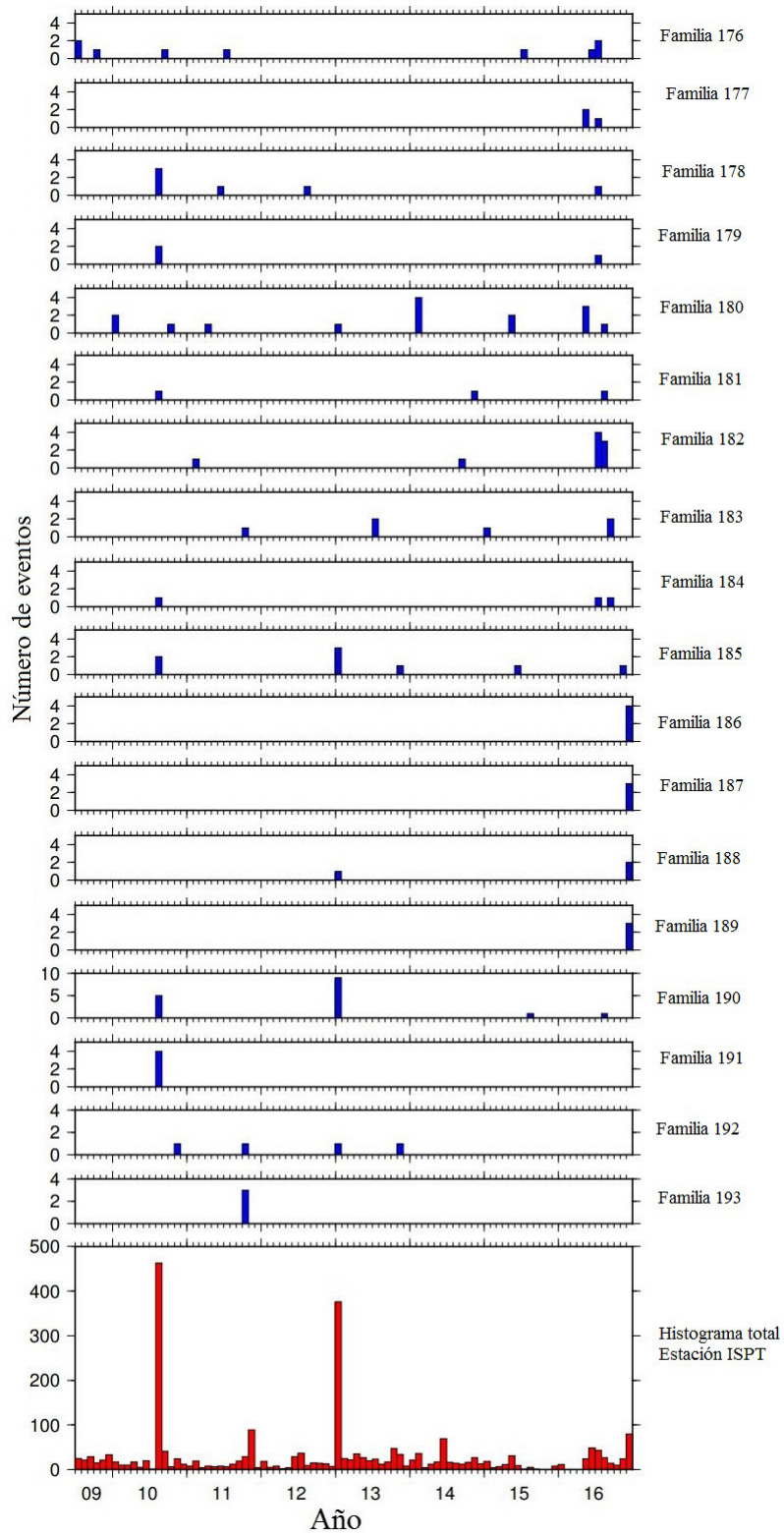




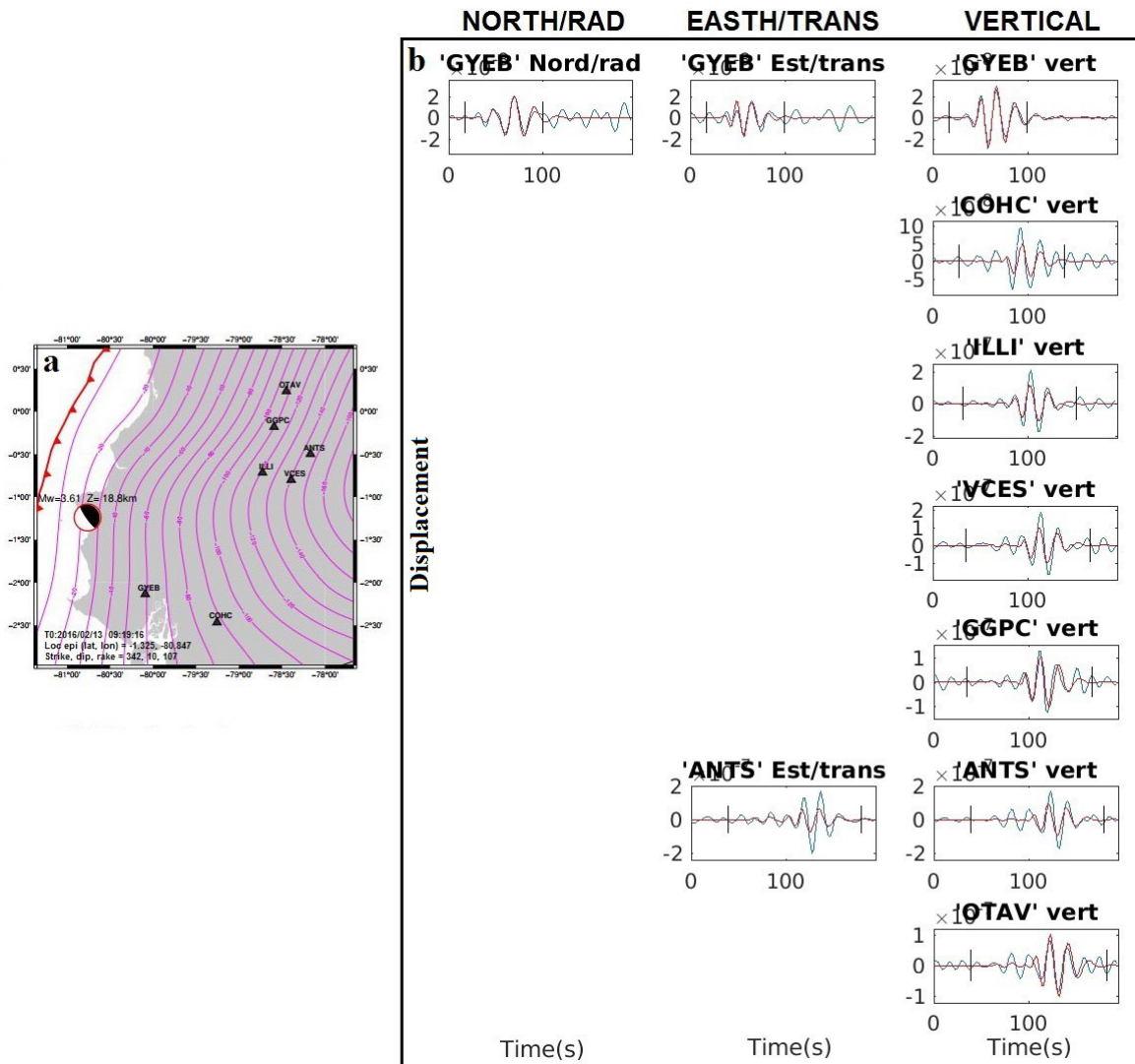


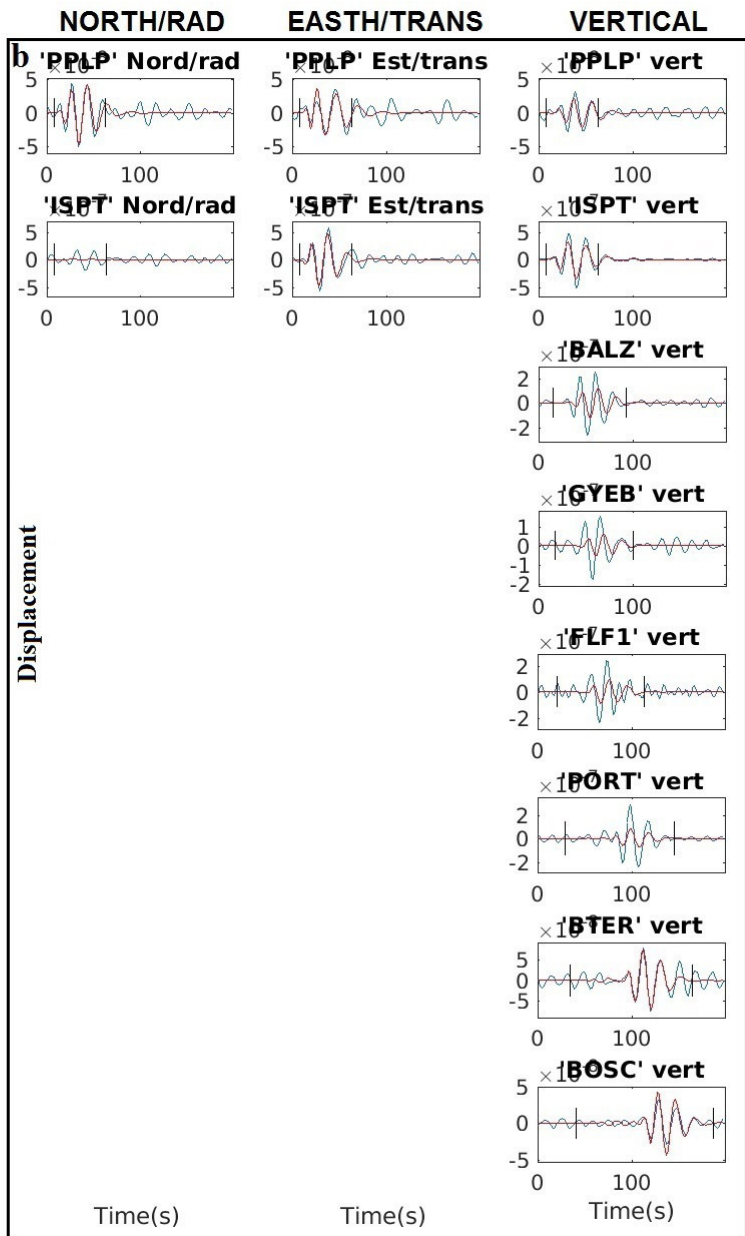
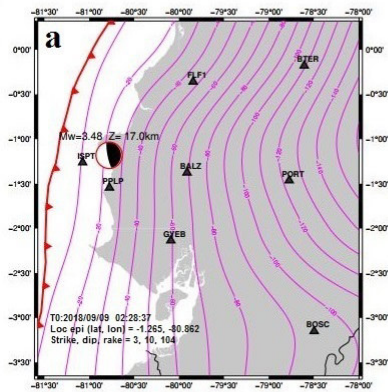


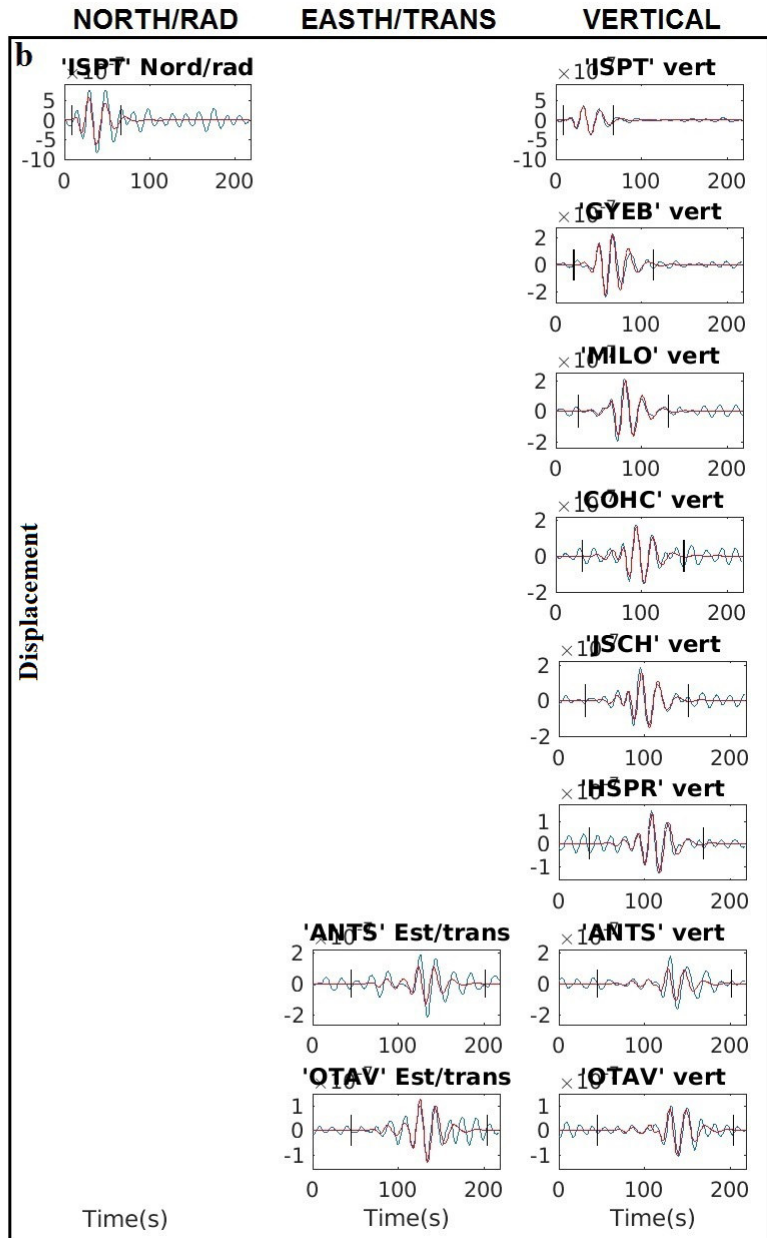
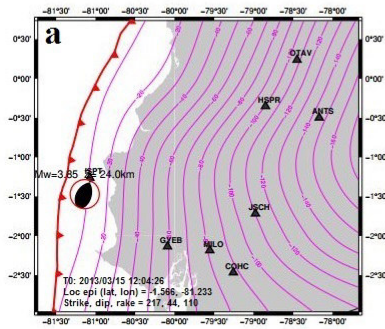


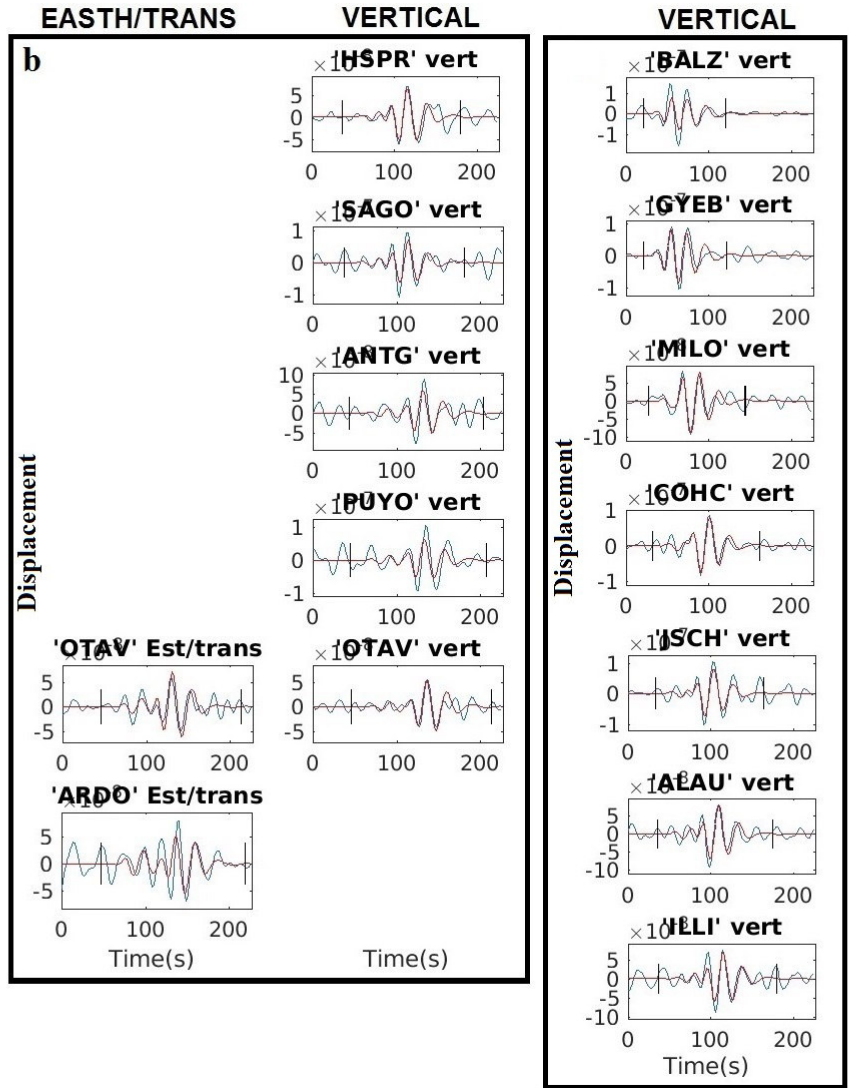
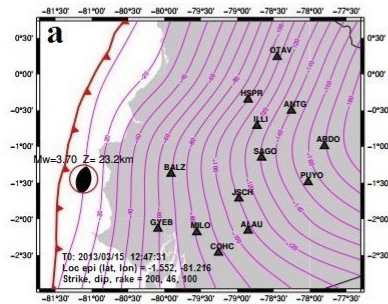


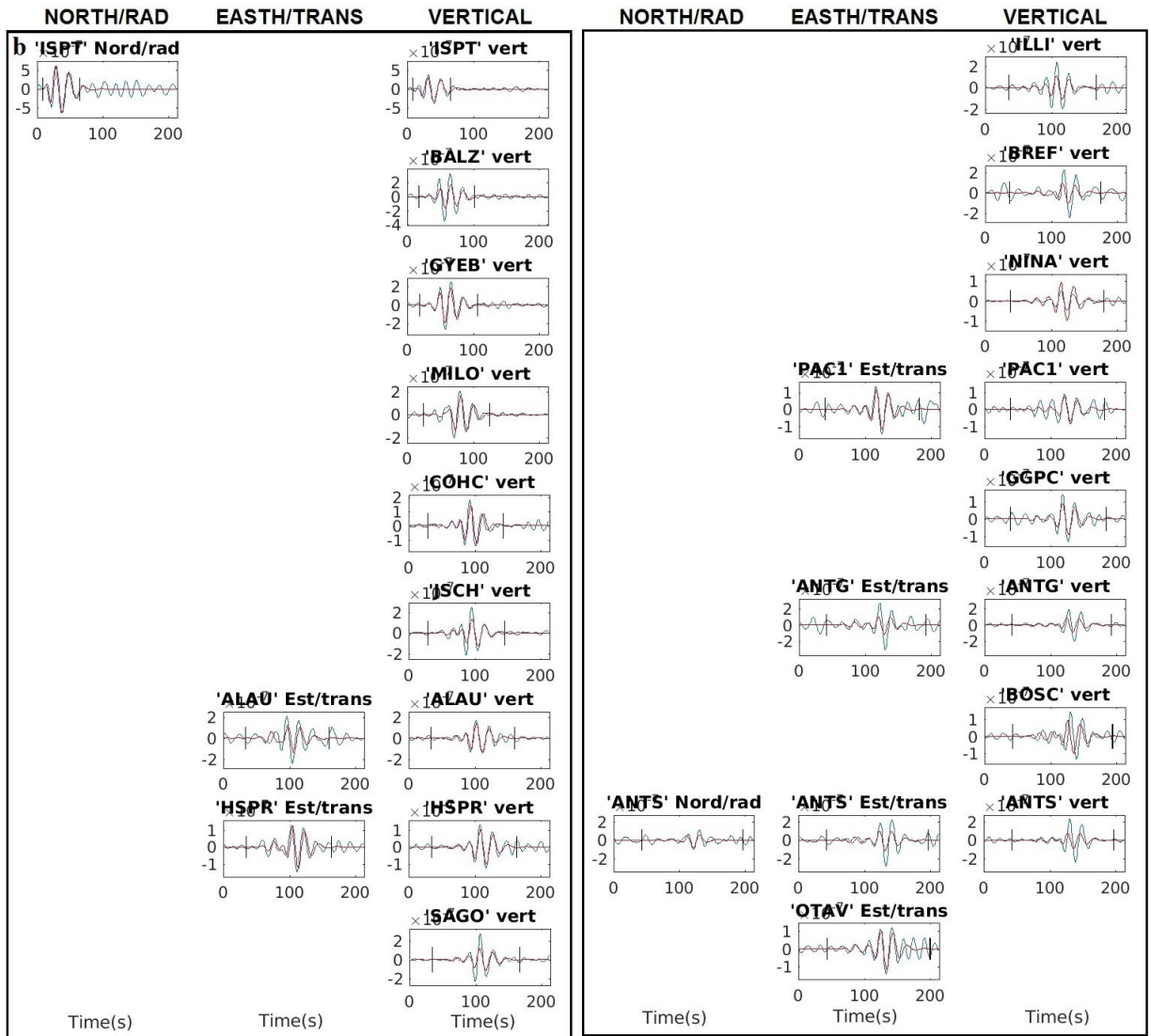
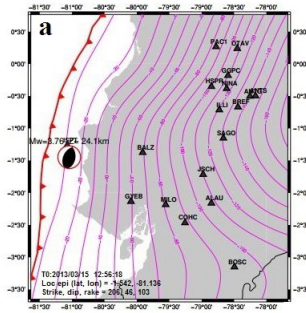
Anexo IV: Soluciones de MF obtenidos mediante el método MECAVEL











Anexo V: Tabla de parámetros de MF obtenidos mediante el método MECAVEL

AAAAMMDD	Lat0	Long0	Prof0 (km)	Mag0 (Mlv)	Lat	Long	Prof (km)	Mag (Mw)	Strike1	Dip1	Rake1	Strike2	Dip2	Rake2	Misfit	NchZ	NchN	NchE	N. Estaciones	Q
201301182101	-1.4059	-81.283	10	4.2	-1.456	-81.557	19.9	3.87	181	44	56	44	5	118	0.37	5	2	3	5	C
201303151204	-1.5171	-81.283	33	4.3	-1.666	-81.433	24	3.85	217	44	110	10	49	71	0.29	8	1	2	8	A
201303151247	-1.5171	-81.251	25	4.8	-1.652	-81.216	23.2	3.7	200	47	100	5	43	79	0.36	12	0	2	13	C
201303151256	-1.5362	-81.147	24	4.1	-1.542	-81.037	24.1	3.76	206	47	103	7	44	76	0.44	17	2	6	18	A
201602130919	-1.3643	-80.826	15	4	-1.226	-80.947	18.8	3.61	342	10	107	144	80	87	0.33	7	1	2	7	B
201809090228	-1.3114	-80.828	4.7	4.2	-1.19	-80.773	14.6	3.55	2	10	105	166	80	87	0.39	9	1	2	9	A

Lat0: Latitud inicial antes de la inversión.

Long0: Longitud inicial antes de la inversión.

Prof0: Profundidad inicial antes de la inversión.

Mag0: Magnitud inicial antes de la inversión.

Lat: Latitud obtenida a partir de la inversión.

Long: Longitud obtenida a partir de la inversión.

Prof: Profundidad obtenida a partir de la inversión.

Mag: Magnitud obtenida a partir de la inversión.

NchZ, NchN, NchE: Corresponde al número de componentes verticales, Norte-Sur y Este-Oeste, respectivamente utilizadas en la inversión.