



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS

Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Morelia

“Sismicidad y niveles de ruido en la Brecha de Guerrero registrados por estaciones sísmicas submarinas”

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADO EN GEOCIENCIAS

PRESENTA:

Laura Jazmín Gordillo Rodríguez

DIRECTORES DE TESIS:

Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez

Dr. Sinhué Amos Refugio Haro Corzo

MORELIA, MICH.

Junio, 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS

Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Morelia

“Sismicidad y niveles de ruido en la Brecha de Guerrero registrados por estaciones sísmicas submarinas”

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADO EN GEOCIENCIAS

PRESENTA:

Laura Jazmín Gordillo Rodríguez

DIRECTORES DE TESIS:

Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez

Dr. Sinhué Amos Refugio Haro Corzo

MORELIA, MICH.

Junio, 2023

Agradecimientos Institucionales

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Morelia, por ser mi casa de estudios durante estos años de educación profesional.

A la Licenciatura en Geociencias.

A los programas de becas otorgados por la UNAM, listados a continuación:

- Programa de Alta Exigencia Académica y Fortalecimiento Académico de los Estudios de Licenciatura (PAEA-PFEL)
- Programa de Excelencia Académica Lomnitz Castaños - FUNAM
- Programa de Becas de Excelencia Bécalos-UNAM
- Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT)

por el apoyo monetario que me permitió continuar con mis estudios universitarios en situaciones de adversidad económica durante las cuales me habría sido imposible concluir mi formación académica. A los proyectos de investigación:

- PAPIIT IN1220220 "Investigación de sismos repetitivos basados en registros anfibios a lo largo de la costa de México"
- Proyecto SATREPS 15543611 de la Universidad de Tokio,

por la oportunidad de participar en la investigación y los datos proporcionados de los cuales fue producto la presente tesis.

A los miembros del jurado revisor: Dr. Gabriel Vázquez Castro, Dra. Ana Karina Ramos Musalem, Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez, Dr. Josué Tago Pacheco y Dra. Avith del Refugio Mendoza Ponce, por los valiosos comentarios y sugerencias al presente trabajo.

Agradecimientos personales

A mi madre, me enseñaste a siempre buscar la excelencia en todo lo que me proponga. Todos mis logros, grandes o pequeños, te los debo a ti.

A Dante Acosta, por tu generosidad, sabiduría y gentileza.

A David Rodríguez, por haber sido mi inspiración y mi ejemplo a seguir durante toda la vida.

A Gabriel Vazquez, por el privilegio invaluable de haber sido mi profesor, director de servicio social, mentor y amigo, por enseñarme a ser una mejor estudiante, educadora, trabajadora y persona.

A mis asesores. Dr. Luis Antonio Domínguez, y Dr. Sinhué Haro por su incansable y constante apoyo durante todo el tiempo que fue necesario para llegar a este punto.

A todos los profesores de la licenciatura de Geociencias, especialmente a Gabriel Vázquez, Neftalí Razo, César Torres, Ángel Figueroa, Rafael Torres, Sinhué Haro, Mario Rodríguez, Avith Mendoza, Berenice Solís, Gerardo Cifuentes y Ernesto Aguilar. Hicieron de la experiencia de aprendizaje, tanto dentro como fuera del salón de clase, un proceso extraordinario e integral, inspirando en mí y mis compañeros una pasión por el conocimiento y un placer por el trabajo de campo que nos acompañará durante el resto de nuestra vida profesional.

A mis compañeros de licenciatura, por su compañía y amistad, que hicieron de este periodo de mi vida aún más entrañable, pero especialmente a Delia, cuyo intelecto y mente brillante me inspiraron e impulsaron a mejorar a cada paso y a Lupita, por compartirme su sabiduría y su amistad.

A Valerio Castro, por compartirme su experiencia con infinita paciencia, por escucharme y aconsejarme, por ayudarme a ser una mejor investigadora cada día.

A todos los miembros de la comunidad LGBTIQ+, protegidos por menos del 13% de las instituciones universitarias en el mundo, seguimos avanzando por una mayor visibilidad en el ámbito académico y la vida diaria. Y a todas las mujeres en el ámbito de las ciencias, cada vez menos dominado por los hombres, que vinieron antes de mí: abrieron el camino y las oportunidades para tantas otras que llegaremos después.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Justificación	1
1.1.1. Zona de estudio	2
1.1.2. Planteamiento del problema	2
1.1.3. Productos de la investigación	4
1.2. Objetivo general	4
1.2.1. Objetivos específicos	5
1.3. Antecedentes	6
1.3.1. Estudios previos en la zona de estudio	6
1.3.2. Evolución de las técnicas de detección sísmica	11
2. Marco Teórico	13
2.1. Conceptos importantes	13
2.1.1. Tectónica	13
2.2. Contexto geodinámico	22
2.2.1. Sismotectónica de México	22
2.3. Parámetros de los conjuntos de datos sísmicos	24
2.3.1. Escalas de magnitud sísmica	24
2.3.2. Desviación Media Absoluta	28
2.3.3. Relación de Gutenberg-Richter	29
2.3.4. Ley de Omori	31
2.3.5. Magnitud de completitud	32
2.4. Obtención de datos sísmicos submarinos	32
2.4.1. Medición sísmica en el fondo oceánico	32
2.4.2. Despliegue de una red anfibia sismogeodésica	35
2.5. Preprocesamiento de datos sísmicos	37
2.6. Técnicas de detección de eventos sísmicos	38
2.7. Fenómenos meteorológicos y ondas sísmicas	44
2.7.1. Tormentas tropicales y huracanes	44
2.7.2. Huracanes y ondas sísmicas	46

3. Metodología	48
3.1. Instrumentación	48
3.2. Pre-procesamiento de datos sísmicos	48
3.3. Técnica de detección utilizada: Empalme y localización	50
3.3.1. Hora de referencia de Trazas	51
3.3.2. Picado de ondas p y s	51
3.3.3. Cálculo de factor de peso	51
3.3.4. Empalme y localización de eventos	52
3.3.5. Filtro de empalme y localización por GPU	52
3.3.6. Combinación y selección de eventos finales	53
3.4. Catálogo preeliminar	54
3.4.1. Magnitudes y ubicaciones de sismos	55
3.4.2. Inspección visual de formas de onda	57
3.4.3. Uso de Zmap	58
3.4.4. Desagrupación del catálogo de detecciones	59
3.4.5. Elección de CC y MAD	60
3.5. Determinación de métricas estadísticas con Zmap	63
3.5.1. Estimación de magnitud de completitud	64
3.5.2. Distribución espacial de los eventos sísmicos	64
3.6. Niveles de ruido durante la temporada de huracanes 2018	65
3.6.1. Comparación de niveles de ruido sísmico	66
4. Resultados	68
4.1. Detecciones anómalas	68
4.2. Catálogo final	68
4.3. Métricas estadísticas	69
4.3.1. Magnitud de completitud	69
4.3.2. Distribución de Gutenberg-Richter	70
4.3.3. Distribución acumulativa de detecciones	70
4.3.4. Resultados de distribución de momento acumulativo	71
4.4. Distribución temporal	73
4.4.1. Distribución mensual de sismos (Noviembre de 2017 a Noviembre de 2018)	75

4.4.2. Distribución diaria de los sismos en el catálogo final	75
4.5. Distribución espacial	76
4.5.1. Zonas de mayor concentración sísmica	76
4.5.2. Distribución de eventos sísmicos a profundidad	81
4.6. Sismicidad durante la temporada de huracanes 2018	87
4.6.1. Temporada de huracanes del 2018	87
5. Discusión	94
5.1. Sismicidad en la zona cercana a la trinchera	94
5.1.1. Detecciones anómalas en el catálogo preliminar	94
5.1.2. Distribución de los sismos en tiempo y espacio	95
5.2. Influencia de los fenómenos metereológicos periódicos en las observa- ciones	99
5.2.1. Observaciones en la sismicidad durante la temporada de hu- racanes	99
5.2.2. Detecciones sísmicas	100
5.2.3. Niveles de ruido	103
6. Conclusiones	108
6.1. Sismicidad en la Brecha de Guerrero a través de mediciones sísmicas submarinas	108
6.2. Sensores sísmicos submarinos vs sensores en tierra	109
6.3. Precisión de las interpretaciones a partir del catálogo de detecciones	111
6.4. Distribución de los eventos sísmicos y liberación de energía en la Bre- cha de Guerrero	111
6.5. Factores externos a la tectónica de placas y su influencia en las de- tecciones sísmicas	112
6.6. Perspectivas a futuro	113
Glosario	115
Bibliografía	117
Apéndices	125
A. Distribución acumulativa	126

B.	Número de detecciones	133
C.	Profundidad de detecciones por mes	137
D.	Latitud de detecciones	141
E.	Longitud de detecciones	145
F.	Magnitud de detecciones	149
G.	Concentración espacial	153
H.	Niveles de ruido	160
I.	Espectros del ruido	163

Índice de figuras

1.1.	Localización de la zona de estudio (modificada de [Kostoglodov et al., 2003]). Los elipses sombreados representan zonas de rupturas de los sismos indicados por años. Las flechas rojas de doble punta muestran la extensión de ruptura aproximada de los sismos de 1899, 1907, 1909 y 1911. Las flechas rojas huecas muestran las velocidades de convergencia de la interfase de placas. Los diamantes y círculos representan la ubicación de las estaciones GPS del estudio de 2003.	3
1.2.	Geometría de la zona de subducción entre las placas de Cocos y Norteamérica, con la localización de los principales microsismos y eventos telesísmicos (círculos) y sus mecanismos focales (bolas de playa). Modificado de [Suárez et al., 1990].	7
1.3.	Representación del valor de la anomalía de Bouguer (mgal) en comparación con la profundidad (km) desde el eje de la trinchera. Los mecanismos focales de algunos sismos relevantes se muestran como bolas de playa en la figura, y las estaciones se muestran como triángulos invertidos. Modificado de [Kostoglodov et al., 1996].	8
1.4.	Déficit de deslizamiento para el periodo entre el evento de deslizamiento lento de 2001 y el ocurrido en 2006. En a) se muestra el déficit estimado tomando en cuenta sólo una tasa de convergencia de 6.1 cm/año y el acoplamiento intersísmico por GNSS obtenido por [Raidiguet et al., 2012]. En b) se muestra el déficit después remover la influencia del evento de 2006, c) presenta una combinación de datos de GNSS e InSAR con toda la información de covarianza, d) retirando la covarianza. En todos los casos el desahogo de esfuerzos por deslizamientos lentos coincide con una región acoplada entre eventos. Recuperado de [Bekaert et al., 2015]	10

1.5. Déficit de deslizamiento a lo largo de 12 años [Radiguet et al., 2012]. Las áreas de ruptura de los sismos más importantes se muestran en azul, los triángulos negros representan las estaciones GPS utilizadas y la localización de la porción noroeste de la Brecha de Guerrero se muestra en la línea roja.	11
1.6. Ubicación de las 7 estaciones sísmicas submarinas (OBS). Se muestra la localización geográfica de las estaciones y el código con el que se les identifica.	12
2.1. Tipos de límites entre placas y su movimiento relativo entre sí. Imagen propia basada en [Crameri et al., 2019].	15
2.2. Modelo de zona de subducción, las regiones con mecanismos focales distintivos se representan con las letras a, b, c, y d. Modificado de [Kearey et al., 2009]	19
2.3. Localización de los márgenes de placas. Las líneas moradas con triángulos representan márgenes acrecionarios, mientras las líneas con triángulos rojos muestran márgenes erosivos. Las líneas azules representan centros de expansión. Modificado de [Kearey et al., 2009]	20
2.4. Ubicación y extensión sísmico-volcánica de la Trinchera Mesoamericana. Modificado de [Fisher, 1961]	23
2.5. Relación de Gutenberg-Richter. Imagen tomada de [Sánchez et al., 2020]	30
2.6. Constitución básica de los sismómetros de fondo oceánico (OBS) empleados en la toma de datos utilizados en el presente trabajo. Esquema modificado con información proporcionada por [Tokyo Sokushin Co., LTD, 2010], que puede ser consultada en su página web	33
2.7. Factores y proceso de formación de un huracán. Recuperado de [Erickson, 2019]	45
2.8. Formas de onda a las que se aplicó un filtro paso bandas, de 20-50 s, alineadas con el epicentro del <i>stormquake</i> detectado. Modificado de [Fan et al., 2019].	47
3.1. Número de eventos detectados con respecto a la magnitud de los sismos. Análisis realizado en Zmap, con la herramienta <i>Histograms</i> . . .	56

3.2. Número de detecciones nuevas y autodetecciones con respecto al valor de CC.	61
4.1. Ubicación de las detecciones sísmicas para el catálogo $MAD > 20$. . .	69
4.2. Obtención de la magnitud de completitud y la relación de Gutenberg-Richter	71
4.3. Distribución acumulativa del número de detecciones a lo largo del periodo de estudio.	71
4.4. Distribución del momento sísmico acumulativo a lo largo del periodo de estudio.	72
4.5. Cantidad de detecciones sísmicas a lo largo de todo el periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.	72
4.6. Magnitud de las detecciones sísmicas a lo largo del periodo de estudio.	73
4.7. Cantidad de detecciones sísmicas a lo largo de todo el periodo de estudio, con respecto a la profundidad. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.	74
4.8. Cantidad de detecciones sísmicas a lo largo de todo el periodo de estudio, con respecto a la latitud. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.	75
4.9. Cantidad de detecciones sísmicas a lo largo de todo el periodo de estudio, con respecto a la longitud. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.	76
4.10. Cantidad de detecciones sísmicas a lo largo de todo el periodo de estudio, con respecto a la magnitud. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.	77
4.11. Número de detecciones a lo largo del día, dentro de distintos periodos de tiempo: cada 6 horas 4.11(a), cada 3 horas 4.11(b), cada hora 4.11(c), cada 30 minutos 4.11(d), y cada minuto 4.11(e). En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos a lo largo del día con una desviación estándar.	79
4.12. Concentración de las detecciones sísmicas a lo largo del periodo de estudio	80

4.13. Distribución de la profundidad de los hipocentros a lo largo de todo el periodo de estudio	82
4.14. Secciones transversales a lo largo de las cuales se analizó la distribución de los hipocentros. La Brecha de Guerrero se encuentra entre las secciones transversales A-A' y C-C'.	83
4.15. Distribución de los eventos detectados a lo largo de la sección A-A'. Los círculos huecos representan los eventos sísmicos, y la línea continua es una aproximación a la interfase de subducción.	84
4.16. Distribución de los eventos detectados a lo largo de la sección B-B'. Los círculos huecos representan los eventos sísmicos, y la línea continua es una aproximación a la interfase de subducción.	85
4.17. Distribución de los eventos detectados a lo largo de la sección C-C'. Los círculos huecos representan los eventos sísmicos, y la línea continua es una aproximación a la interfase de subducción.	85
4.18. Trayectoria de la tormenta tropical Carlotta. Elaborado por el Departamento de Climatología de la Secretaría de Marina (SEMAR) con datos de Unisys Weather.	88
4.19. Trayectoria de la tormenta tropical Ileana. Elaborado por el Departamento de Climatología de la Secretaría de Marina (SEMAR) con datos de Unisys Weather.	89
4.20. Trayectoria de la tormenta tropical Tara. Elaborado por el Departamento de Climatología de la Secretaría de Marina (SEMAR) con datos de Unisys Weather.	90
4.21. Trayectoria de la tormenta tropical Vicente. Elaborado por el Departamento de Climatología de la Secretaría de Marina (SEMAR) con datos de Unisys Weather.	92
4.22. Trayectoria del huracán Willa. Elaborado por el Departamento de Climatología de la Secretaría de Marina (SEMAR) con datos de Unisys Weather.	93

5.1. Liberación de energía calculada a partir de los eventos sísmicos detectados a lo largo del periodo de estudio. Valor de energía liberada con respecto a la energía del sismo de menor magnitud del catálogo ($M_w = 1.6$) 98

5.2. Número de detecciones sísmicas por día durante el periodo de estudio. En sombreado se pueden observar los periodos correspondientes al paso de tormentas tropicales y huracanes, y los puntos de color rojo representan detecciones de sismos con $M_w > 4.0$ 100

5.3. Número de detecciones sísmicas (azul) por día durante los meses en que ocurrieron tormentas tropicales y huracanes. Se presentan los niveles de presión (naranja) a la cual se ha retirado la contribución por mareas. 101

5.4. Número de detecciones sísmicas (azul) por día durante los meses en que ocurrieron tormentas tropicales y huracanes. Se presentan los niveles de presión (naranja) a la cual se ha retirado la contribución por mareas. 102

5.5. Formas de onda y detecciones sísmicas en todas las estaciones y componentes durante la temporada de huracanes de 2018 105

5.6. Formas de onda y detecciones sísmicas en todas las estaciones y componentes durante la temporada de huracanes de 2018 106

5.7. Niveles de ruido promedio para cada mes del año. 107

A.1. Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: noviembre y diciembre de 2017. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$ 126

A.2. Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: enero y febrero de 2018. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$ 127

A.3. Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: marzo y abril de 2018. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$ 128

A.4. Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: mayo y junio de 2018. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$ 129

A.5. Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: julio y agosto de 2018. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$ 130

A.6. Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: septiembre y octubre de 2018. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$ 131

A.7. Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: noviembre de 2018. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$ 132

B.1. Número de detecciones a través del tiempo para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar 133

B.2. Número de detecciones a través del tiempo para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar 134

B.3. Número de detecciones a través del tiempo para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar 135

B.4. Número de detecciones a través del tiempo para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar. 136

C.1. Número de detecciones con respecto a la profundidad del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar 137

C.2. Número de detecciones con respecto a la profundidad del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar 138

C.3. Número de detecciones con respecto a la profundidad del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar. 139

C.4. Número de detecciones con respecto a la profundidad del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar. 140

D.1. Número de detecciones con respecto a la latitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar. 141

D.2. Número de detecciones con respecto a la latitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar. 142

D.3. Número de detecciones con respecto a la latitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar. 143

D.4. Número de detecciones con respecto a la profundidad del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar.	144
E.1. Número de detecciones con respecto a la longitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar. .	145
E.2. Número de detecciones con respecto a la longitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar. .	146
E.3. Número de detecciones con respecto a la longitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar. .	147
E.4. Número de detecciones con respecto a la longitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar. .	148
F.1. Número de detecciones con respecto a la magnitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar. .	149
F.2. Número de detecciones con respecto a la magnitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar. .	150
F.3. Número de detecciones con respecto a la magnitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar. .	151
F.4. Número de detecciones con respecto a la magnitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar. .	152
G.1. Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.	153
G.2. Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.	154

G.3. Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.	155
G.4. Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.	156
G.5. Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.	157
G.6. Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.	158
G.7. Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.	159
H.1. Detección de niveles de ruido durante el periodo de estudio. La línea negra representa el valor medio de cada mes, y los colores simbolizados a la derecha representan el porcentaje en el que el valor es excedido por los datos.	161
H.2. Detección de niveles de ruido durante el periodo de estudio. La línea negra representa el valor medio de cada mes, y los colores simbolizados a la derecha representan el porcentaje en el que el valor es excedido por los datos.	162
I.1. Amplitud de los niveles de ruido sísmico durante los fenómenos meteorológicos que afectaron a la zona. Las gráficas representan el periodo de: 0.1 s (naranja), 1 s (verde), 10s (azul) y 100 s (violeta)	163
I.2. Amplitud de los niveles de ruido sísmico durante los fenómenos meteorológicos que afectaron a la zona. Las gráficas representan el periodo de: 0.1 s (naranja), 1 s (verde), 10s (azul) y 100 s (violeta)	164
I.3. Amplitud de los niveles de ruido sísmico durante los fenómenos meteorológicos que afectaron a la zona: Huracán Willa. Las gráficas representan el periodo de: 0.1 s (naranja), 1 s (verde), 10s (azul) y 100 s (violeta)	165

Sismicidad y niveles de ruido en la Brecha de Guerrero registrados por estaciones sísmicas submarinas

Laura Jazmín Gordillo Rodríguez

Resumen

Se presenta un análisis descriptivo de los niveles de sismicidad y ruido en la Brecha de Guerrero durante el periodo de noviembre de 2017 a noviembre de 2018, con base en la interpretación de datos sísmicos submarinos por el método de Empalme y Localización implementado por unidades de procesamiento gráfico (GPU, por sus siglas en inglés). La Brecha sísmica de Guerrero, ubicada a 120 km de la costa de Acapulco en la zona de subducción entre la placa de Cocos y la placa Norteamericana, presenta la menor cantidad de sismos de $M_w > 7.0$, y la mayor concentración de eventos sísmicos de deslizamiento lento (SSE, por sus siglas en inglés) de toda la zona en el Pacífico mexicano. En total se obtuvieron 3073 nuevas detecciones sísmicas, con magnitud $M_w < 4.0$. La distribución espacial de los sismos y su correspondiente magnitud permitieron hacer una aproximación a la liberación de energía sísmica en la zona y correlacionarla con datos previos de concentración de sismos lentos. El análisis espectral de los registros encontró mayores niveles de ruido para los meses correspondientes a la temporada de huracanes de 2018, particularmente durante los días en los que las tormentas tropicales más intensas pasaron por encima del arreglo. Los análisis dentro de este trabajo han permitido avanzar el estado del conocimiento de la distribución sísmica y la dinámica de subducción en la Brecha de Guerrero, dando lugar a nuevas interrogantes que pueden ser estudiadas más a fondo en futuros trabajos con un mayor volumen de datos, tanto espaciales como temporales, y a través de próximos análisis detallados a mayor profundidad.

Seismicity and noise levels in the Guerrero Gap recorded by ocean-bottom seismometers

Laura Jazmín Gordillo Rodríguez

Abstract

A descriptive analysis of seismicity and noise levels in the Guerrero Gap during the period from November 2017 to November 2018 is presented, based on the interpretation of submarine seismic data using the Match and Locate method implemented by Graphical Processing Units (GPUs). The Guerrero seismic gap, located 120 km off the coast of Acapulco in the subduction zone between the Cocos Plate and the North American Plate, has the lowest number of earthquakes with $M_w > 7.0$ and the highest concentration of slow-slip seismic events (SSE) of the entire area in the Mexican Pacific. A total of 3073 new seismic detections of magnitude $M_w < 4.0$ were obtained. The spatial distribution of the earthquakes and their corresponding magnitudes allowed an approximation of the seismic energy release in the area and a correlation with previous data on the concentration of slow earthquakes. Spectral analysis of the records revealed higher noise levels for the months corresponding to the 2018 hurricane season, especially on the days when the most intense tropical storms passed over the array. The analyses within this work have advanced the state of knowledge of the seismic distribution and subduction dynamics in the Guerrero Gap, raising new questions that can be further studied in future work with a larger volume of data, both spatially and temporally, and through upcoming detailed analyses in greater depth.

CAPÍTULO 1

Introducción

1.1. Justificación

Desde el año 1985, los estudios de sismicidad en México se han visto impulsados con el objetivo de prevenir catástrofes en la zona más poblada del territorio nacional, la zona conurbada del Valle de México. Existen diversos factores de interés para entender a profundidad las características sísmicas de nuestro país, que no han sido estudiados a gran profundidad hasta el momento. Se conoce que al aumentar la magnitud de un sismo lo hace también el periodo de recurrencia con el que se produce, que puede llegar al orden de siglos [Molnar, 1979]. Debido a esto es que los datos proporcionados por los instrumentos sísmicos deben complementarse con información de fuentes históricas, paleosísmicas y arqueológicas, [Suárez et al., 1990] a la par de modelaciones numéricas que ayuden a explicar el comportamiento sismotectónico [Radiguet et al., 2012;Bekaert et al., 2015].

A partir de dicha información, se conoce la posibilidad de que ocurra un sismo de magnitud mucho mayor a cualquiera de los que se encuentran en los registros sísmicos históricos. Aunque se sabe poco de los procesos que ocurren en la interfaz entre la trinchera Mesoamericana y la costa de México [Rosenblueth et al., 1989] se ha hecho evidente la necesidad de encontrar estimaciones confiables del peligro de sismos y tsunamis, para la mitigación de riesgos [Cruz-Atienza et al., 2018]. Mientras surge una cantidad cada vez mayor de interrogantes y continúa el desarrollo en la caracterización mecánica y sismotectónica de la zona, se vuelve evidente la necesidad de innovar en los métodos hasta ahora aplicados para obtener información de valor en futuras investigaciones; utilizando datos de mediciones sísmicas submarinas, que

abarquen la interfase entre placas desde la trinchera hasta dentro del continente, llegando a cubrir a fondo las zonas de transición, es posible realizar observaciones que permitan la caracterización y modelación.

1.1.1. Zona de estudio

La **Brecha** de Guerrero (Guerrero Gap) es un segmento de aproximadamente 230 km de longitud, en el límite de la zona de convergencia entre las placas de Norteamérica y Cocos, localizado entre 99.2°W y 101.2°W (Figura 1.1). Es una zona de gran interés debido a que, en más de 100 años [Singh et al., 1981] no ha presentado un **sismo de subducción** significativo ($M_w \geq 7.0$), únicamente sismos de magnitud relativamente pequeña [Figueroa, 1970]. Se ha descubierto mediante numerosos registros de GPS la existencia de **eventos de deslizamiento lento** con una recurrencia aproximada de cuatro años, y magnitudes de momento equivalentes a hasta 7.5 [Radiguet et al., 2012]. Se ha encontrado una estrecha relación entre la acumulación de esfuerzos en el segmento de Guerrero con los eventos de deslizamiento lento [Bekaert et al., 2015].

1.1.2. Planteamiento del problema

La Brecha de Guerrero, en la que se centra nuestra investigación, se encuentra bajo condiciones sísmicas particulares. A pesar de contar con un gran potencial sísmico, en más de cien años no se ha producido ningún evento de magnitud considerable. Al mismo tiempo, presenta una gran concentración de sismos lentos y eventos de deslizamiento asísmico [Bekaert et al., 2015; Plata-Martínez et al., 2021]. Esta concentración es poco habitual, en el sentido tanto espacial como temporal, con respecto al resto de la trinchera. Estas condiciones se pueden encontrar en la brecha sísmica de Loma Prieta, California, en la zona de subducción Kuril-Kamchatka, Rusia, y la zona de subducción de Cascadia, en Vancouver.

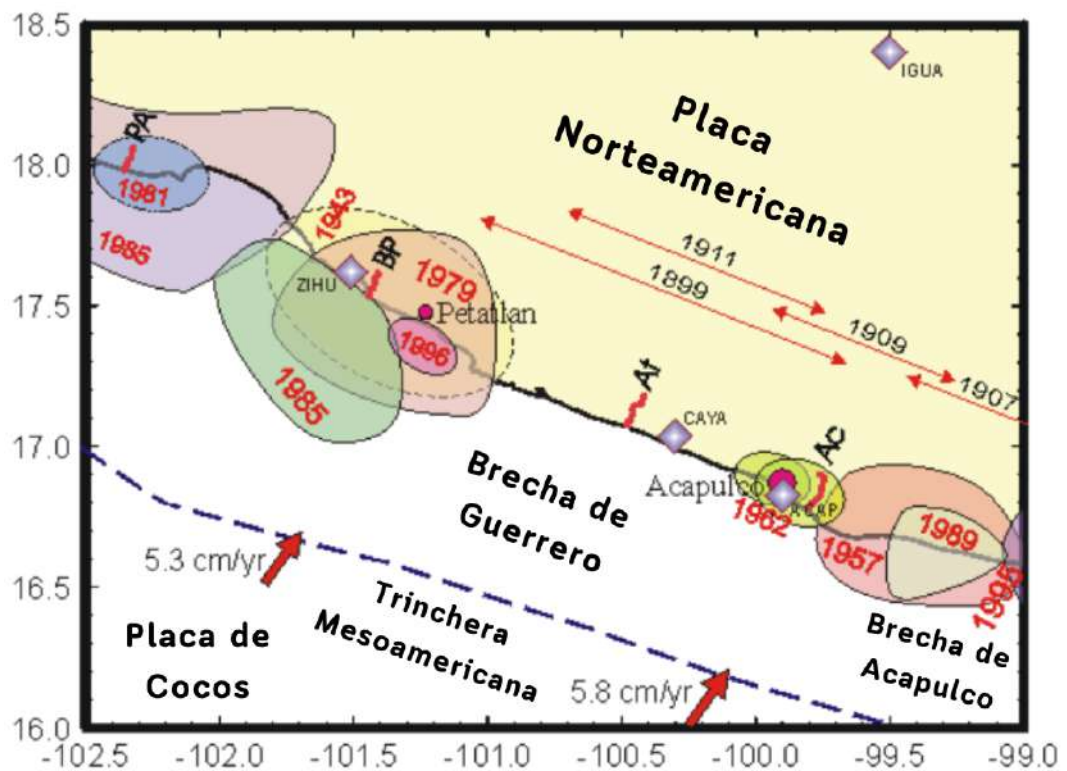


Figura 1.1: Localización de la zona de estudio (modificada de [Kostoglodov et al., 2003]). Los elipses sombreados representan zonas de rupturas de los sismos indicados por años. Las flechas rojas de doble punta muestran la extensión de ruptura aproximada de los sismos de 1899, 1907, 1909 y 1911. Las flechas rojas huecas muestran las velocidades de convergencia de la interfase de placas. Los diamantes y círculos representan la ubicación de las estaciones GPS del estudio de 2003.

Este segmento es de gran interés no solamente científico, sino también para materia de protección civil. En caso de producirse una ruptura en esta zona, podría desencadenar un evento de magnitud mayor a Mw 8.0, con consecuencias mucho más desastrosas que las ocasionadas por el sismo de magnitud Mw 8.1, ocurrido el 19 de septiembre de 1985, con epicentro en el océano Pacífico, frente a la costa de Lázaro Cárdenas, Michoacán [Wyss and Zuñiga, 2016].

Por medio de este trabajo se pretende obtener un catálogo sísmico que complementa al que se encuentra disponible en la actualidad para esta zona por parte del Servicio Sismológico Nacional. El objetivo del catálogo es recopilar una mayor cantidad de sismos de magnitud inferior a $M_{coda} = 3.5$. Se pretende calcular la magnitud de completitud del catálogo para analizar el ajuste y precisión de los modelos sísmicos utilizados hasta el momento en la explicación de la dinámica tectónica de la región, y en general de comportamiento sísmico en la zona de subducción.

1.1.3. Productos de la investigación

1.2. Objetivo general

Esclarecer la distribución sísmica de la Brecha de Guerrero, por medio de un año de registros de observaciones sísmicas, realizadas con ayuda de una red de sismómetros submarinos, procesados con métodos novedosos de detección de señales de pequeña amplitud. Obtener e interpretar un nuevo catálogo sísmico, en un contexto espacial y temporal, para obtener los parámetros sísmico-estadísticos de la zona de subducción, y plantear una explicación para el comportamiento actual en la interfase del límite de placas. También se propone un análisis de los niveles de ruido detectado por las estaciones, con el fin de descifrar la relación entre el paso de eventos meteorológicos en el Océano Pacífico y la detección sísmica de estaciones submarinas.

1.2.1. Objetivos específicos

- Aplicar la técnica *GPU-Match and Locate* para la detección y localización de nuevos eventos sísmicos, evaluar su eficacia, desempeño y determinar el conjunto de parámetros específicos del método que proporcionen la mayor cantidad de detecciones nuevas con la menor cantidad de detecciones falsas.
- Generar un nuevo catálogo de sismos para la zona de estudio con la menor magnitud de completitud posible. Se espera que este catálogo sea uno de los productos principales de la presente investigación, y derive directamente del tratamiento exitoso de los datos disponibles, probados con distintos escenarios y parámetros para asegurar el menor tiempo de procesamiento posible, manteniendo al mismo tiempo la precisión en las detecciones.
- Determinar las siguientes métricas estadísticas del catálogo, mediante herramientas de software de análisis sísmico, con el fin de caracterizar la precisión del catálogo obtenido:
 - Estimar la relación de Gutenberg-Richter para el catálogo de detecciones finales, y obtener la magnitud de completitud.
 - Determinar si las detecciones son réplicas o precursores de otros eventos sísmicos.
 - Determinar la distribución espacial, temporal y en magnitud de los sismos detectados a lo largo de la Brecha de Guerrero.
- Considerar el alcance de eventos climáticos recurrentes en el Océano Pacífico y su influencia en las observaciones realizadas por las estaciones sísmicas submarinas, específicamente tomando en cuenta los huracanes y tormentas tropicales próximos a la zona de estudio, calculando sus posibles repercusiones en el ruido sísmico o posibles falsas detecciones.

1.3. Antecedentes

1.3.1. Estudios previos en la zona de estudio

En 1990 se realizó un análisis sismotectónico en el que se encontraron variaciones en la geometría de la zona de subducción de las placas de Cocos y Norteamérica. La placa de Cocos se subduce por debajo de la placa de Norteamérica a un ángulo muy bajo, cercano a los 12° [Suárez et al., 1990](Figura,1.2). En éste, se encontró que a mayor profundidad, cerca de los 40 km, la placa sufre una flexión pronunciada hacia arriba, siguiendo una trayectoria semi-horizontal en el subsuelo hasta aproximadamente los 50 km [Skinner and Clayton, 2011]. Esta dinámica ya había sido observada en otras zonas de subducción como Perú y el centro de Chile [Snoke et al., 1977]; sin embargo, en el caso que nos concierne la placa cuenta con un grosor mucho menor, consistente con la teoría de un origen alóctono del terreno Guerrero, por sus características asociadas que corresponden a placas oceánicas más que a continentales [Suárez et al., 1990]. La morfología de la placa después del segmento plano se considera desconocida, aunque se ha teorizado que más al Norte el ángulo de la placa vuelve a aumentar, como se espera por la ubicación y orientación de la Faja Volcánica Transmexicana [Kim et al., 2010].

En 1996, se realizaron estudios gravimétricos a lo largo de la costa del Pacífico [Kostoglodov et al., 1996]. Se utilizaron técnicas de GPS diferencial para obtener la ubicación de las estaciones gravimétricas, localizadas a una distancia de aproximadamente 5 km entre sí. Se encontraron anomalías gravitacionales de Bouguer (Figura 1.3), y se encontró que la anomalía gravitacional cambia gradualmente, respecto a la distancia al eje de la trinchera. Este cambio se produce a lo largo de la costa, en dirección SE-NW, y se atribuye a la diferencia de composición y densidades de la placa oceánica y la continental. Fue posible entonces localizar la zona de contacto entre placas, con ayuda de secciones transversales sísmicas, a través de las anomalías gravitacionales.

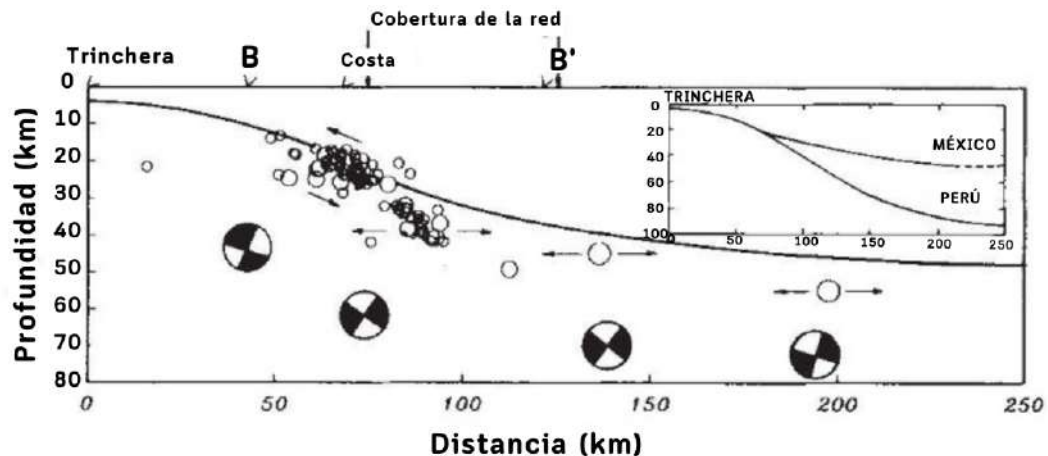


Figura 1.2: Geometría de la zona de subducción entre las placas de Cocos y Norteamérica, con la localización de los principales microsismos y eventos telúricos (círculos) y sus mecanismos focales (bolas de playa). Modificado de [Suárez et al., 1990].

Con ayuda de una red permanente de estaciones a lo largo de la costa del Pacífico, Kostoglodov y colaboradores (2003) realizaron mediciones geodésicas que permitieron registrar un evento de deslizamiento lento ocurrido entre los años de 2001 y 2002 [Kostoglodov et al., 2003]. Estos registros evidenciaron un deslizamiento de 10 cm en promedio que ocurrió a lo largo de la Brecha de Guerrero, para el cual se obtuvo una magnitud equivalente a M_w 7.5. Esta investigación postula que la interfase entre placas no se encuentra acoplada, ni genera acumulaciones periódicas de esfuerzos, sino que libera los esfuerzos a través de eventos episódicos de deslizamiento lento en la dirección de la subducción, incrementándolos a su vez en la base de la zona y generando paulatinamente una fractura. Estos descubrimientos llevaron a un periodo de reevaluación en la comunidad científica sobre el potencial sísmico en la Brecha de Guerrero y otras similares a lo largo de zonas sísmicamente activas del país.

En 2012, se descubrió la existencia de los eventos de deslizamiento lento [Raidiguet et al., 2012] justo en el límite de placas, enfocándose el estudio en los tres eventos ocurridos durante los años 2001 a 2002, 2006, y 2009 a 2010, respectivamente

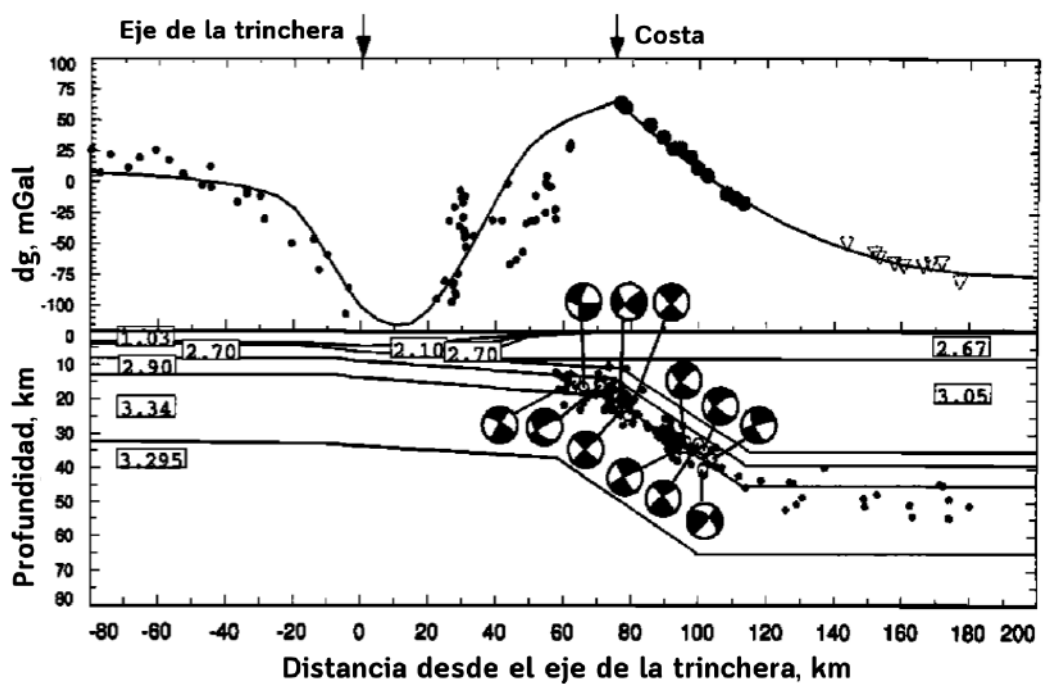


Figura 1.3: Representación del valor de la anomalía de Bouguer (mgal) en comparación con la profundidad (km) desde el eje de la trinchera. Los mecanismos focales de algunos sismos relevantes se muestran como bolas de playa en la figura, y las estaciones se muestran como triángulos invertidos. Modificado de [Kostoglodov et al., 1996].

(Figura 1.4). Estos eventos presentaron magnitudes equivalentes a M_w 7.50 - 7.65. Se realizó el análisis en series de tiempo de los datos recopilados por sistemas de posicionamiento global (GPS), los cuales pasaron por una inversión para obtener las tasas de deslizamiento y su distribución en espacio y tiempo, durante y entre cada uno de los eventos. Esta investigación encontró que el acoplamiento entre los eventos de deslizamiento es mucho mayor en la Brecha que en las zonas adyacentes (Figura 1.5). La porción somera de la placa muestra un acoplamiento débil desde la trinchera hasta la costa. Adicionalmente, se encontró que esta área acumula tan sólo una cuarta parte del déficit de deslizamientos de todo a su alrededor, valor similar a otras zonas que actualmente se encuentran asociadas a la ocurrencia de sismos de gran magnitud. Por lo tanto se concluyó que, de presentarse un gran terremoto de subducción en la Brecha de Guerrero, tendría periodos de recurrencia mucho mayores que los de regiones contiguas, como lo demuestra la gran liberación de esfuerzos durante los periodos entre cada evento.

Durante el año de 2015 se comenzaron a utilizar métodos de InSAR (Radar Interferométrico de Apertura Sintética) con el objetivo de mejorar la resolución espacial [Bekaert et al., 2015]. Se encontró que los deslizamientos debidos al evento de deslizamiento lento en la Brecha de Guerrero que ocurrió en 2006 en la Brecha de Guerrero alcanzaron hasta los 5 cm aproximadamente y profundidades de hasta 12 km. Aunque ya se conocía que estos eventos disminuyen el momento total acumulado hasta en un 50%, en la Brecha de Guerrero este déficit incrementa cada año, volviendo a esta zona una de las que mayor potencial poseen para un evento de gran magnitud, acumulando a lo largo del último siglo un déficit en la liberación de energía de magnitud equivalente a M_w 8.15.

Debido a la necesidad de dilucidar las condiciones sísmicas de esta zona de la trinchera, se han desarrollado técnicas innovadoras de detección sísmica, como las descritas a continuación.

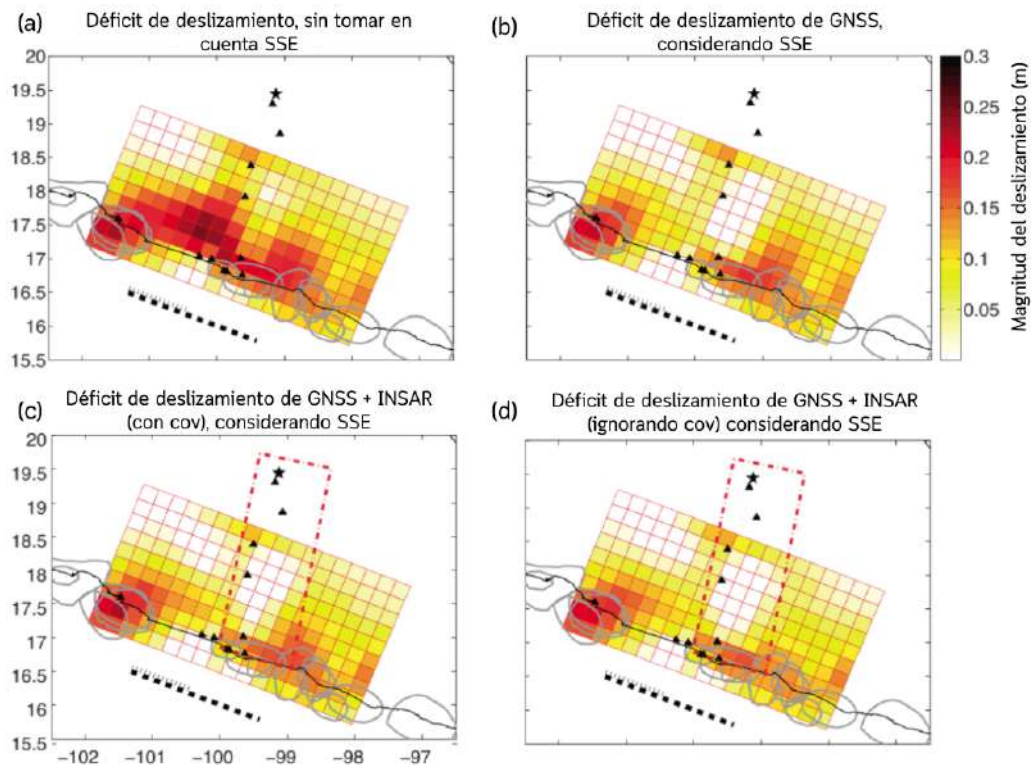


Figura 1.4: Déficit de deslizamiento para el periodo entre el evento de deslizamiento lento de 2001 y el ocurrido en 2006. En a) se muestra el déficit estimado tomando en cuenta sólo una tasa de convergencia de 6.1 cm/año y el acoplamiento intersísmico por GNSS obtenido por [Radiguet et al., 2012]. En b) se muestra el déficit después remover la influencia del evento de 2006, c) presenta una combinación de datos de GNSS e InSAR con toda la información de covarianza, d) retirando la covarianza. En todos los casos el desahogo de esfuerzos por deslizamientos lentos coincide con una región acoplada entre eventos. Recuperado de [Bekaert et al., 2015]

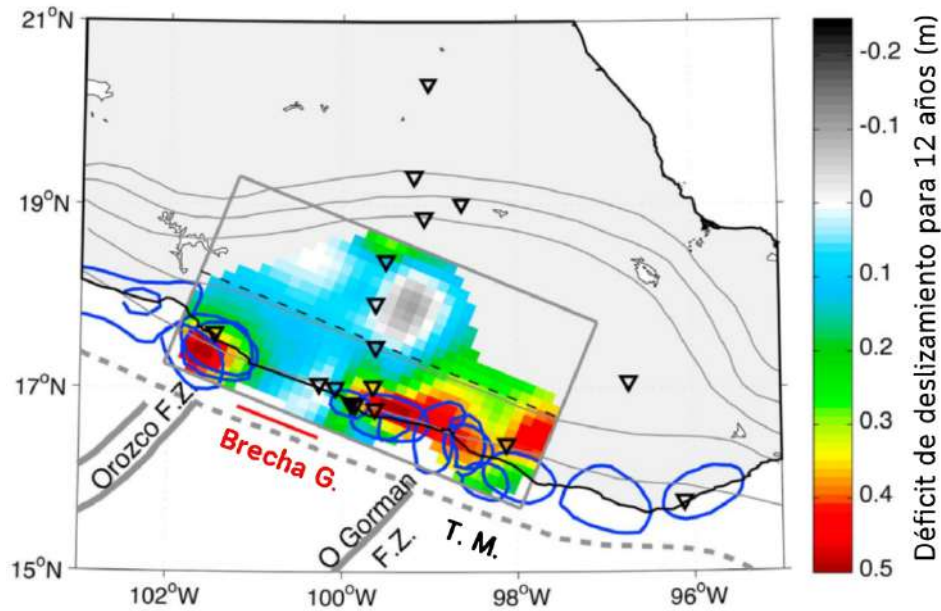


Figura 1.5: Déficit de deslizamiento a lo largo de 12 años [Radiguet et al., 2012]. Las áreas de ruptura de los sismos más importantes se muestran en azul, los triángulos negros representan las estaciones GPS utilizadas y la localización de la porción noroeste de la Brecha de Guerrero se muestra en la línea roja.

1.3.2. Evolución de las técnicas de detección sísmica

Una de las primeras redes anfibia sismogeodésicas instalada en suelo mexicano se puso en marcha en 2017, como resultado directo del esfuerzo colaborativo que han ido llevando a cabo científicos mexicanos y japoneses. Esta red consiste de 15 instrumentos de banda ancha en tierra y 7 instrumentos de medición sísmica submarinos (OBS) (Figura 1.6), 33 sistemas de posicionamiento global (GPS), 7 medidores de presión submarinos y 2 sitios de GPS acústicos instalados en la Brecha de Guerrero. Esta red observacional se complementa con dos redes permanentes pertenecientes a la UNAM (una de ellas consistente en 10 estaciones del Servicio Sismológico Nacional, y la otra con 35 acelerómetros, perteneciente al Instituto de Ingeniería). Este tipo de redes sismogeodésicas anfibia han sido desplegadas en algunas regiones co-

mo Japón, Nueva Zelanda, Turquía, Chile y los Estados Unidos. El diseño que posee la red responde al conocimiento actual que se tiene de la actividad sismotectónica en la zona de subducción y la Brecha de Guerrero. Se pretende que los datos obtenidos por esta red permitan alcanzar distintos fines científicos dentro del marco colaborativo entre científicos de México y Japón, 73 investigadores y 27 estudiantes de ambos países [Cruz-Atienza et al., 2018]. Los principales objetivos son la detección y representación de los procesos de deformación asísmicos en la interfase de placas, el mapeo de la evolución temporal en el acoplamiento sísmico, la generación de escenarios plausibles de ocurrencia de sismos y tsunamis para la valoración de peligros, la detección y análisis de sismos regulares, lentos o **repetitivos**. En caso de un sismo de gran magnitud, la información también será de gran valor para modelar el proceso de ruptura con los registros de movimiento locales o regionales.

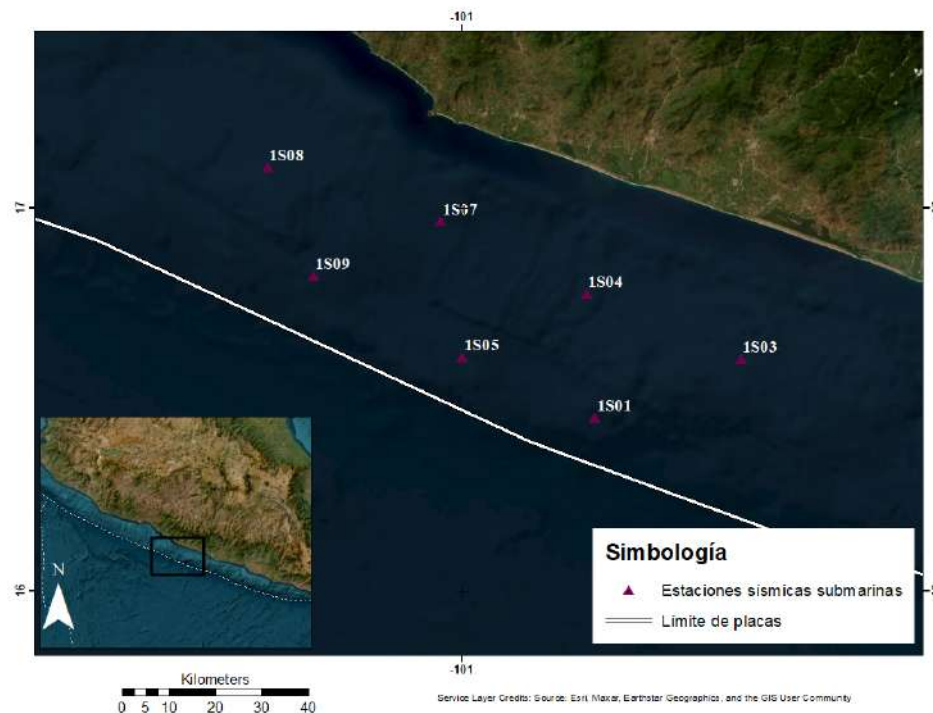


Figura 1.6: Ubicación de las 7 estaciones sísmicas submarinas (OBS). Se muestra la localización geográfica de las estaciones y el código con el que se les identifica.

CAPÍTULO 2

Marco Teórico

Para llegar a una mejor comprensión de los fenómenos sísmicos abordados en este trabajo, es necesario presentar un contexto general acerca de ellos. En este capítulo se abordan definiciones de conceptos importantes en materia de sismología y tectónica de placas, y se proporciona una referencia espacial acerca de la zona de interés: lo que se conoce hasta el momento y las incógnitas que se han planteado, algunas de las cuales se pretende dilucidar a través de este estudio.

2.1. Conceptos importantes

2.1.1. Tectónica

Límites de placas

Un punto clave de la tectónica de placas es la dinámica que controla su movimiento de deriva. Mientras que se trata de fragmentos rígidos de litósfera difíciles de deformar en su totalidad, los bordes de estas tienen tasas mayores de deformación; por lo que es en estas zonas donde se localiza la deformación interplaca, y ahí es donde realmente ocurre el movimiento relativo entre las placas, ya sea en dirección extensiva, compresiva, o paralelas entre sí. Estos límites de placas (Figura 2.1) se encuentran dominados por dinámicas tridimensionales de la disposición de los es-

fuerzos en cada una, y pueden tomar principalmente tres formas [Cramer et al., 2019]:

Límites divergentes o dorsales (márgenes de placas constructivos o acrecionales): son los límites donde las placas divergen. En estos límites las placas se separan entre sí y el magma asciende en la zona de rompimiento entre ellas, dando lugar a nueva litósfera oceánica. Este movimiento divergente de las placas frecuentemente es perpendicular a la dirección del límite entre ambas, aunque esto no es geoméricamente necesario y puede ocurrir con otras disposiciones. Se toma como una característica intrínseca de expansión siempre que se establezca una dirección estable por un tiempo adecuado. Las dorsales oceánicas son el sitio de origen de las placas oceánicas, y en el proceso de su construcción, se divide en múltiples segmentos casi horizontales, que lateralmente se desfazan unos con otros a través de sistemas de fallas transformantes. Son sistemas que evolucionan con rapidez, dando lugar a otro tipo de estructuras, tales como cuencas oceánicas y valles. Un ejemplo es el Golfo de California, en México.

Límites convergentes o zonas de subducción (márgenes destructivos): se trata del límite en que dos placas convergen por un mecanismo en el que por su densidad, una de las placas es empujada por debajo de la otra, para eventualmente ser reabsorbida en el manto. Dado que la Tierra no se expande, la tasa a la que ocurre la destrucción litosférica en las trincheras debe ser aproximadamente la misma que la de la creación de nueva litósfera en los ridges oceánicos. En esta categoría se incluyen también los orógenos del tipo Himalaya, que son causados por la colisión de dos placas continentales, en la que llega a presentarse deformación compresional. Las zonas de subducción, controladores de las placas oceánicas, tienden a tener una forma curva, y adaptan su hundimiento debajo de placas superiores a uno casi vertical. Estas zonas son las más estudiadas de los tres límites de placas, no solamente por su importancia en la dinámica tectónica sino también debido a su increíble complejidad y diversidad en su comportamiento. En este tipo de margen se encuentra en México a lo largo de la costa del Pacífico, en el límite entre las placas de Cocos y Norteamérica, que corresponde a la zona de interés del presente estudio: la Brecha de Guerrero, y será abordado en mayor profundidad más adelante.

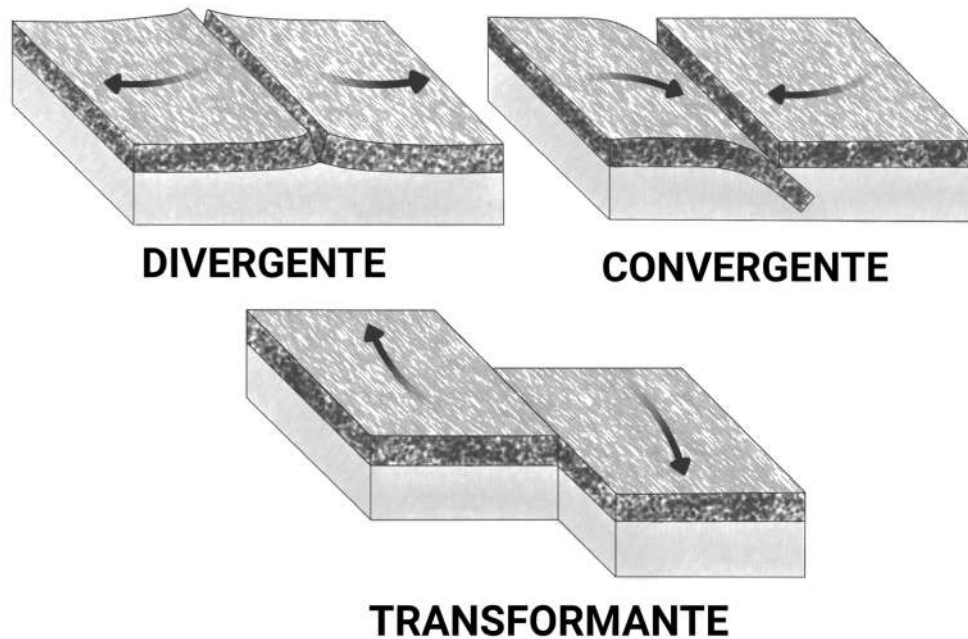


Figura 2.1: Tipos de límites entre placas y su movimiento relativo entre sí. Imagen propia basada en [Crameri et al., 2019].

Límites transformantes (márgenes conservativos): se destacan por su movimiento tangencial, en el que las placas adyacentes se encuentran en movimiento relativo unas con otras, sin existir construcción ni destrucción de litósfera. El movimiento relativo tiende a ser paralelo a la falla. Sin embargo, existen fallas transformantes que poseen un trayecto discontinuo, y en las curvas de estas fallas se crean regiones relativamente pequeñas de extensión y compresión. Los límites transformantes conectan los ridges en expansión con las zonas de subducción. Este margen se puede encontrar en el margen del sur del Golfo de California, en México [Spencer and Normark, 1989].

Distribución sísmica en las zonas tectónicamente activas

A pesar de que las placas, como bloques, se mueven tan sólo unos centímetros por año, el movimiento de sus límites tiende a ser muy distinto, caracterizado por ser mucho más repentino y violento, en el que se pueden cubrir distancias de decenas de metros en unos cuantos segundos, y seguido por largos periodos de cientos de años con desplazamientos casi nulos. Sin embargo, estas rupturas pequeñas y dramáticas pueden desplazar varios metros a pequeñas porciones de placas, y generan una cantidad considerable de energía que se traduce en forma de sismos. Los sismos son, entonces, la reacción del medio elástico que rodea esas pequeñas zonas de ruptura. En un sismo, una gran cantidad de esa energía se libera propagándose rápidamente al exterior, a través de las rocas circundantes en forma de ondas sísmicas. Estas pueden sacudir la superficie de las placas involucradas, causando daños catastróficos a la infraestructura humana en su camino. El estudio de la tectónica de placas afirma que la mayoría de la actividad tectónica debe tener lugar en los límites de placas, lo cual, como se puede observar, se cumple en nuestra zona de estudio. Por lo tanto, la localización de los epicentros sísmicos debe tener una tendencia a originarse en estas regiones, donde puede ocurrir de forma rápida y violenta. Las zonas de subducción son los límites donde se concentran los sismos más energéticos que puede producir el planeta. De esta manera, la localización de los focos sísmicos puede ser de gran utilidad para definir los límites de las placas, conociendo así la distribución global de estos, y viceversa. Puede suponerse la zona donde existe mayor probabilidad de un epicentro sísmico, conociendo la ubicación de los límites de placas.

Los sismos pueden ser clasificados de acuerdo con su profundidad focal: la profundidad por debajo del nivel de superficie a la cual se ubican los hipocentros, o focos, sísmicos. Así bien, de 0-70 km se consideran con focos someros, entre 70-300 km con focos intermedios, y mayores a 300 km son considerados profundos. Haciendo esta distinción, se puede observar un importante cinturón de focos someros que sigue la cresta del sistema de ridges oceánicos: los mecanismos focales indican eventos tensionales atribuidos a acreción de placas, mientras que eventos relacionados con fallamiento *strike-slip* se encuentran en localizados en fallas transformantes. En tierra, los eventos tensionales someros se asocian principalmente a las dorsales.

Los eventos intraplaca, por su parte, se consideran de magnitud relativamente baja, con la ocurrencia ocasional de algunos sismos de magnitud mayor. No se considera que estos eventos aporten a la liberación de esfuerzos en el mismo grado que los eventos interplaca. Sin embargo, se utilizan para determinar la naturaleza y dirección de los esfuerzos dentro y entre las placas.

Zonas de subducción

Las trincheras oceánicas son una manifestación directa de la subducción de litósfera oceánica, y representan los puntos más profundos en la superficie de la Tierra, siendo las del Pacífico Occidental típicamente mucho más profundas que las del Oriental, representado por la fosa de las Marianas y Tonga-Kermadec. En general, las trincheras tienen una extensión de 50-100 km, y forman una V asimétrica, con la pendiente más pronunciada, entre 8-20° [Kearey et al., 2009]. En el manto superior, es claro que la subducción ocurre de manera unilateral y asimétrica, con toda una placa oceánica sumergiéndose por debajo de la placa superior. En el manto intermedio, estas placas suelen desviarse en la zona de transición (entre 410-660 km) volviéndose más horizontal su trayectoria, mientras que otras simplemente se hundían en la misma dirección directamente hacia el manto [Crameri et al., 2019].

Entre las características que han podido ser medidas en las zonas de subducción se encuentran anomalías gravitacionales resultado del equilibrio dinámico impuesto en el sistema por compresión: por equilibrio isostático, la placa que subduce es empujada hacia arriba. Como ya se ha mencionado, las zonas de subducción exhiben actividad sísmica intensa: la actividad sísmica asociada con el desplazamiento hacia abajo de la placa que subduce ocurre como resultado de cuatro procesos distintos que se detallan a continuación. En primer lugar, el proceso de subducción se puede dividir en cuatro regiones específicas a lo largo de la trayectoria de la placa que subduce:

1. En la región de contacto en superficie entre las placas (Figura 2.2 a)), se generan sismos en respuesta a la flexión de la litósfera cuando comienza su descenso.

Al doblarse, la superficie superior de la placa se encuentra naturalmente en tensión, y las fallas normales asociadas con estos regímenes de esfuerzo dan lugar a los sismos observados a profundidades de hasta 25 km. Este plegamiento flexural también da lugar a cierto abultamiento topográfico en la placa inferior, localizado entre 100-200 km de distancia al eje de la trinchera con un espesor de varios kilómetros. Este abultamiento es consecuencia de una desviación repentina hacia abajo, y no es completamente elástico, sino que involucra una deformación plástica considerable.

2. La siguiente región (Figura 2.2 b)), ubicada al inicio del plegamiento en la placa, se caracteriza por sismos generados por fallas inversas a lo largo del contacto entre las placas superior e inferior. En la **zona de Benioff**: a profundidades mayores al grosor de la placa que subduce, no se generan sismos por el empuje sobre la placa descendiente, ya que a causa de su temperatura tan elevada no tiene la rigidez suficiente para soportar los esfuerzos necesarios para un fallamiento extensivo.
3. Posteriormente, existe una zona sísmica doble en la tercera región (Figura 2.2 c)), característica común en la sismicidad de subducción. En algunos casos, se ha sugerido que el aplanamiento de la placa subduciente puede tener gran influencia en su trayectoria hacia el interior de la Tierra. Sin embargo, estas dos zonas se extienden a profundidades mucho más allá de la región plana, por lo que actualmente se considera que la mayoría de estos sismos se disparan por reacciones metamórficas que involucran deshidratación, más específicamente relacionados con la formación de eclogita (en la parte superior) y serpentinita (en la inferior); y que estas reacciones generan un aumento en la presión de poro a lo largo de planos de falla preexistentes en la litósfera, produciendo sismos por fallamiento frágil. Este proceso se denomina fragilidad por deshidratación [Prieto et al., 2012].
4. Por debajo de los 300 km (Figura 2.2 d)), los mecanismos sísmicos son teorizados como resultado de un cambio de fase repentino entre olivino y espinela, produciendo **fallamiento transformacional**. Este tipo de cambio de fase tiende a ocurrir a profundidades de aproximadamente 400 km. Sin embargo dependiendo de las distintas dinámicas y velocidades de subducción, ha sido

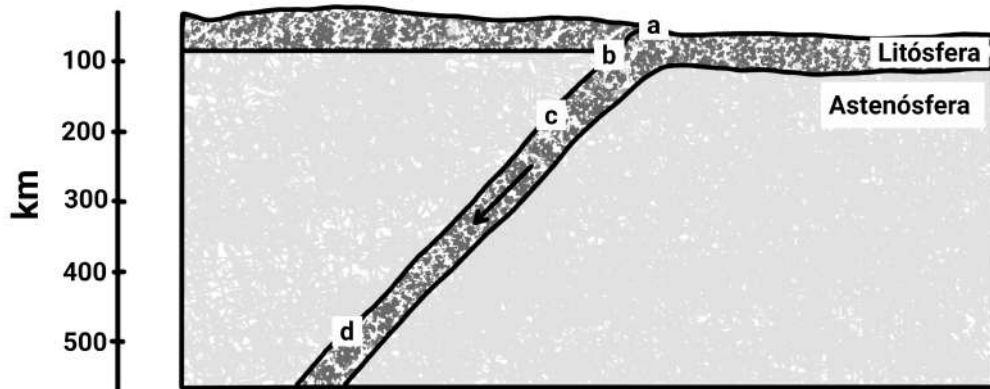


Figura 2.2: Modelo de zona de subducción, las regiones con mecanismos focales distintivos se representan con las letras a, b, c, y d. Modificado de [Kearey et al., 2009]

observado hasta a profundidades de 600 km. Estos últimos dos eventos sísmicos profundos se caracterizan por direcciones de esfuerzos principales, los cuales serán paralelos u ortogonales a la inclinación de la placa que subduce.

Una variación en la naturaleza de las zonas de subducción es su carácter **acrecionario** o **erosivo** cuando la mayoría de la corteza oceánica y sedimentos pelágicos subducen dentro del manto (subducción de sedimentos). Aproximadamente en la mitad de los casos, también lo hace parte de la placa superior (erosión por subducción). La naturaleza acrecionaria o no acrecionaria de una zona de subducción depende en parte de la reserva de sedimentos de la placa oceánica y del material clástico continental que derive hacia la trinchera (Figura 2.3). Sin embargo, las causas de erosión por subducción son pobremente comprendidas: se conoce que una pendiente más pronunciada puede contribuir al adelgazamiento de la placa superior a lo largo de su base.

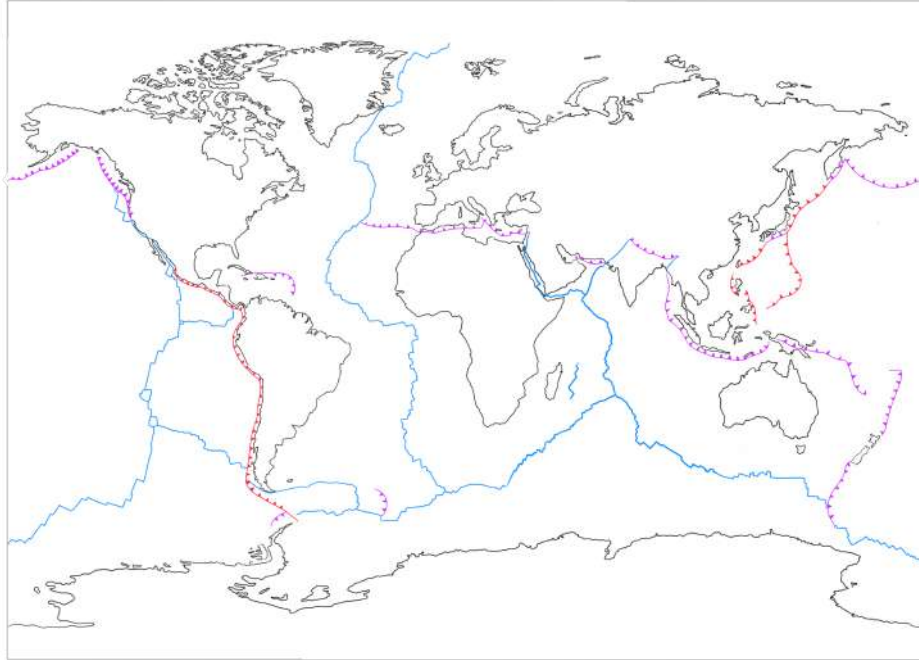


Figura 2.3: Localización de los márgenes de placas. Las líneas moradas con triángulos representan márgenes acrecionarios, mientras las líneas con triángulos rojos muestran márgenes erosivos. Las líneas azules representan centros de expansión. Modificado de [Kearey et al., 2009]

Acoplamiento de placas

El régimen de esfuerzos más allá de las trincheras varía tanto temporal como espacialmente debido a la influencia de sismos de subducción grandes en los esfuerzos regionales. La ocurrencia de estos eventos se relaciona con la naturaleza acoplada y desacoplada de las zonas de subducción. En las zonas de subducción desacopladas, que constantemente se encuentran en tensión por el arrastre de la placa, sólo se presentan eventos tensionales más allá de la trinchera. Posterior a eventos grandes de subducción, cuando el esfuerzo tensional de la placa se transmite hacia esa zona. El acoplamiento sísmico se utiliza como una medida cualitativa de la interac-

ción entre dos placas, tras el descubrimiento de que la magnitud característica de los sismos varía sistemáticamente en distintas zonas de subducción del margen del Océano Pacífico [Ruff and Kanamori, 1983b]. Una comparación cuantitativa global de muchas zonas de subducción revela la existencia de una correlación muy fuerte entre la magnitud de un sismo con dos variables: la edad de la litósfera que subduce y la tasa de convergencia [Christensen and Ruff, 1988].

Tras un estudio del proceso de ruptura en tres sismos de magnitud considerable (Alaska, 1964 $M_w = 9.2$; Islas Rata, 1965 $M_w = 8.7$; Islas Kuriles, 1963 $M_w = 8.5$), se encontró que la magnitud máxima de un sismo se encuentra directamente relacionada con la distribución de las asperezas en el plano de falla [Ruff and Kanamori, 1983a]: las zonas con mayores sismos tienen asperezas grandes, de longitudes entre 140-200 km, mientras en las zonas con sismos menores son pequeñas y distribuidas. Esta observación se puede extrapolar al modelo que ya se tiene sobre el acoplamiento sísmico, donde el esfuerzo compresivo horizontal entre las dos placas es proporcional al radio del total de las asperezas en el área de contacto [Ruff and Kanamori, 1983b]. Mientras la variación en el tamaño de las asperezas se puede utilizar para establecer una conexión entre el tamaño de un sismo y el esfuerzo tectónico, también implica que la edad de la placa y la tasa de convergencia afectan la distribución de las asperezas [Christensen and Ruff, 1988]. Por medio del esfuerzo horizontal compresivo asociado con la “trayectoria preferida”, es decir, el comportamiento de las velocidades horizontales y verticales. Existen también una gran cantidad de factores indirectos, como la topografía oceánica y la cantidad de sedimentos subducidos.

A pesar de que el grado de acoplamiento se puede atribuir a muchos factores, los resultados de este acoplamiento se pueden observar de manera fácil como variaciones en la magnitud de los eventos sísmicos significativos que ocurren en la región, con respecto a los eventos más significativos que ocurren en las zonas altamente acopladas.

2.2. Contexto geodinámico

La Brecha de Guerrero (*Guerrero Gap*) forma parte, en mayor escala, del Cinturón de Fuego del Pacífico, y en menor escala, de la porción norte de la Trinchera Mesoamericana, ubicada en la costa pacífica de la República Mexicana.

El Cinturón de Fuego del Pacífico [Pushcharovsky, 1967] es una zona de subducción ubicada en las costas del Océano Pacífico. Esta zona cuenta con cerca de 56,000 kilómetros de circunferencia, su grosor varía desde unos cuantos cientos de kilómetros en la parte sureste de Sudamérica hasta 5,000 km en la región sureste de Asia.

La Trinchera Mesoamericana (Figura 2.4) es una fosa oceánica localizada en el Océano Pacífico oriental, que se extiende por casi 3000 kilómetros desde el sureste de México hasta Costa Rica. Se ha calculado que la profundidad máxima alcanza los 6.8 km. La existencia de esta fosa se debe al límite de subducción de la placa oceánica de Cocos y la placa Norteamericana. Puede ser dividida principalmente en dos partes [Aubouin et al., 1982]. El segmento norte sigue la línea del continente norteamericano desde Nayarit hasta la plataforma de Honduras, mientras que el segmento sur se encuentra soportado por una cubierta volcánica formada por eventos de subducción en el Mesozoico.

2.2.1. Sismotectónica de México

México es una estructura localizada principalmente en la placa de Norteamérica, que presenta dos tipos de sismicidad: sismicidad intraplaca e interplaca. La sismicidad interplaca son los sismos que ocurren a lo largo del contacto entre placas, deben cumplir necesariamente con las siguientes características: que el plano de falla sea aproximadamente paralelo a la trinchera (con un ángulo generalmente menor a 35°), y que la orientación del vector de deslizamiento represente principalmente empuje (thrust). [Tichelaar and Ruff, 1993]. Los sismos intraplaca, por su parte, se pueden

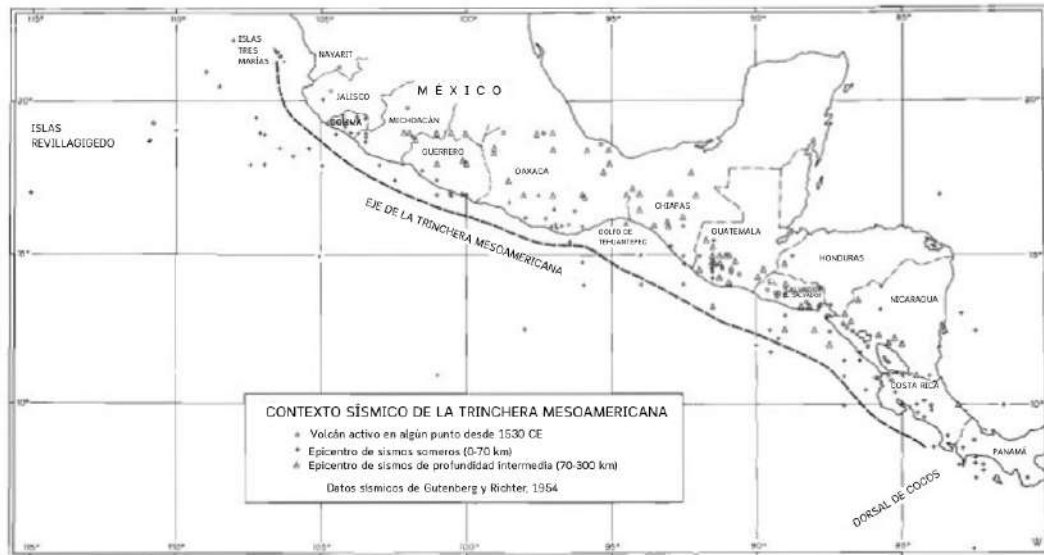


Figura 2.4: Ubicación y extensión sísmico-volcánica de la Trinchera Mesoamericana. Modificado de [Fisher, 1961]

dividir en varias categorías. Los hay de profundidad intermedia, que corresponden a sismos ocurridos al interior de la placa que se subduce, como resultado de esfuerzos tensionales, y tienen profundidades hipocentrales mayores a los 60 km. Los intra-placa superficiales se producen por mecanismos de fallas inversas y transcurrentes, y sus profundidades son inferiores a los 40 km. Finalmente, los sismos de intraplaca oceánica (outer-rise) tienen lugar al interior de la placa oceánica, cercanos a la superficie, y se producen por la flexión de la placa al descender bajo el continente; estos pueden provocarse tanto por mecanismos compresionales como tensionales.

Existen cinco tipos de terremotos en México, clasificación directamente relacionada con las placas que interactúan al provocarlos [Cotilla-Rodríguez et al., 2019].

- **Los sismos ante-fosa:** asociados a la curvatura de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica. Tienden a presentar magnitudes bajas y no producen tsunamis.

- **Los sismos interplaca:** corresponden a la interacción entre las placas, en este caso de Cocos y Norteamérica. Ocurren en la zona de contacto y acoplamiento entre placas, con magnitudes mucho mayores y pueden llegar a producir tsunamis.
- **Sismos provocados por fallas transcurrentes:** por fallas de desplazamiento lateral en el contacto, se presentan en los contactos entre las placas de Cocos-Rivera, Pacífico-Norteamérica y el punto triple de Norteamérica-Cocos-Caribe. Estos sismos no generan tsunamis.
- **Los sismos intraplaca:** que ocurren al interior de la placa de Cocos, en la zona donde ésta subduce a la placa de Norteamérica. Predominan las magnitudes bajas, pero pueden presentarse sismos fuertes que causan graves pérdidas, como lo fue en el caso del sismo de Puebla-Morelos, ocurrido el 19 de septiembre de 2017.

2.3. Parámetros de los conjuntos de datos sísmicos

2.3.1. Escalas de magnitud sísmica

El término “magnitud sísmica” es introducido por Charles F. Richter, haciendo analogía al concepto astronómico relacionado con el brillo de una estrella [Peláez, 2011] debido a la escala logarítmica que propuso para la medición sísmica. La primera aproximación a la medición de la magnitud sísmica, llamada desde entonces magnitud de Richter, o M_R , fue definida como:

$$M = \log A - \log A_0 \quad (\text{Ec. 2.3.1})$$

Donde:

M: magnitud de Richter.

A: amplitud máxima registrada en el sismograma [mm].

A_0 : amplitud que se registraría de un **terremoto estándar** a igual distancia que el terremoto registrado.

Sin embargo, esta escala dependía directamente del tipo de sismógrafo utilizado (en aquella época se utilizaban en California los sismógrafos Wood-Anderson), y la fase que se utilizaba para ese cálculo aún no había sido definida por Richter. Sin embargo, fue a partir de esta primera relación que se llegó a la definición de la magnitud local, o M_L .

Magnitud local

La magnitud local o M_L proviene de la fórmula original de Richter, con ciertas modificaciones:

$$M_L = \log\left(\frac{A}{T}\right)_m ax + Q(\Delta, h) \quad (\text{Ec. 2.3.2})$$

Donde:

A: amplitud máxima en el sismograma.

T: periodo asociado a la máxima amplitud.

Q: función de la distancia epicentral y la profundidad.

Δ : distancia epicentral.

h: profundidad.

Dado que los sismógrafos han evolucionado a lo largo del tiempo, y la amplitud es una medida que puede calcularse en diversos puntos del sismograma, esta relación, como su nombre lo indica, es sólo aplicable para sismos locales y ha sido calibrada dependiendo de la parte del mundo donde se requiera obtenerla y el tipo de red sismológica. En el caso de México, el Servicio Sismológico Nacional no utiliza esta escala de magnitud en sus reportes.

Magnitud de coda

La magnitud de coda (M_{coda}), o magnitud duración (M_d), es una medida de la magnitud sísmica basada directamente en la duración total del registro sísmico, desde la llegada de la onda P hasta el final de la señal [Pelález, 2011]. Ha sido objeto de estudio extensivo durante las últimas décadas [Mayeda et al., 2003]. Esta escala es útil para redes locales y la detección de sismos cercanos, debido a que la saturación de la señal vuelve difícil obtener la amplitud máxima [Pelález, 2011]. La magnitud de coda puede ser calculada como:

$$M_{coda} = a \log(t_{coda}) + br + c \quad (\text{Ec. 2.3.3})$$

Donde:

t_{coda} , duración del registro.

r , distancia hipocentral.

a , b , c , parámetros constantes dependientes de la atenuación y dispersión de las ondas sísmicas, diversos según la región. Los coeficientes a , b y c se determinan al asumir la variación de t_{coda} como función de la distancia [Havskov and Macías, 1983].

La ventaja de esta medida de magnitud es que la duración de la señal puede ser medida con certeza utilizando sensores de periodo corto, cuya banda de onda no es suficiente para captar la amplitud de baja frecuencia de los eventos mayores [Rodríguez-Pradilla and Eaton, 2019]. Su estabilidad proviene de la medición en el dominio del tiempo, simultánea en una gran porción del sismograma, y promediando a lo largo del campo de ondas dispersas [Mayeda et al., 2003].

Magnitud de momento

La magnitud de momento es la escala más utilizada actualmente, especialmente para altos valores de magnitud [Peláez, 2011]. Su principal ventaja es que no se satura como en el resto de magnitudes, es independiente del tipo de instrumento, permite su cálculo incluso en mediciones de banda corta en el dominio del tiempo [Kanamori, 1977] y es la que mejor representa el tamaño de las rupturas [Peláez, 2011]. Sin embargo, su cálculo es más complejo y menos intuitivo y no refleja exactamente la energía elástica radiada en el foco [Peláez, 2011].

Esta magnitud fue definida por Hanks y Kanamori en 1979, como una escala de magnitud basada directamente en la energía sísmica liberada [Hanks and Kanamori, 1979] a través de la expresión:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 16.0 \quad (\text{Ec. 2.3.4})$$

En donde:

M_0 es el momento sísmico, expresado en dyn.cm, y a su vez se obtiene por medio de:

$$M_0 = \mu * A * D \quad (\text{Ec. 2.3.5})$$

Donde:

μ es el módulo de cizalla.

A es la superficie de ruptura.

D es el desplazamiento medio en la superficie de ruptura.

En general, el valor de M_0 para el cálculo de la magnitud se obtiene directamente mediante análisis espectral de las ondas sísmicas, esto permite utilizar indistintamente la fase P o la fase S para el cálculo de la magnitud [Pelález, 2011].

Magnitud equivalente

Esta magnitud se refiere a la equivalencia entre la liberación de energía que provoca la ocurrencia de un sismo y de un evento de deslizamiento lento [Obara, 2010].

En los eventos de deslizamiento lento, el cálculo de la magnitud es distinto a los sismos regulares, al tratarse de eventos con una duración que puede ir entre días a varios meses [Radiguet et al., 2012]. El desplazamiento de la superficie de ruptura se calcula a través del uso de estaciones de GPS, localizadas en zonas estratégicas, de manera que permitan monitorear el movimiento del terreno por un largo periodo de tiempo.

2.3.2. Desviación Media Absoluta

La Desviación Media Absoluta (MAD) se define como la mediana del valor absoluto de cada valor de la muestra x , menos la mediana del conjunto de la muestra [Hamilton, 2020]. Este factor se utiliza en lugar de la desviación media para controlar que los valores extremos del conjunto afecten menos al valor de la desviación.

Este valor proporciona la cantidad de desviación que se produce en torno al valor medio del catálogo, sin tomar en cuenta si se trata de una variación positiva o negativa.

La desviación media absoluta se calcula de la siguiente manera:

$$MAD = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |x_i - \bar{x}| \quad (\text{Ec. 2.3.6})$$

Donde:

MAD = Desviación media absoluta.

x_i = Elemento del conjunto de datos.

\bar{x} = Valor medio de la distribución.

En adelante, al referirnos al valor de MAD, no se hablará de un valor en específico, a menos que se indique lo contrario, sino escalado con respecto a un múltiplo de la desviación absoluta dentro del conjunto de datos.

2.3.3. Relación de Gutenberg-Richter

La relación de Gutenberg-Richter se trata de una ley empírica que permite cuantificar la relación entre la frecuencia y la magnitud de la actividad sísmica en una región [Gutenberg and Richter, 1941]. Esta relación se puede expresar de forma logarítmica de la siguiente forma:

$$\log_{10} N = a - bM \quad (\text{Ec. 2.3.7})$$

Donde:

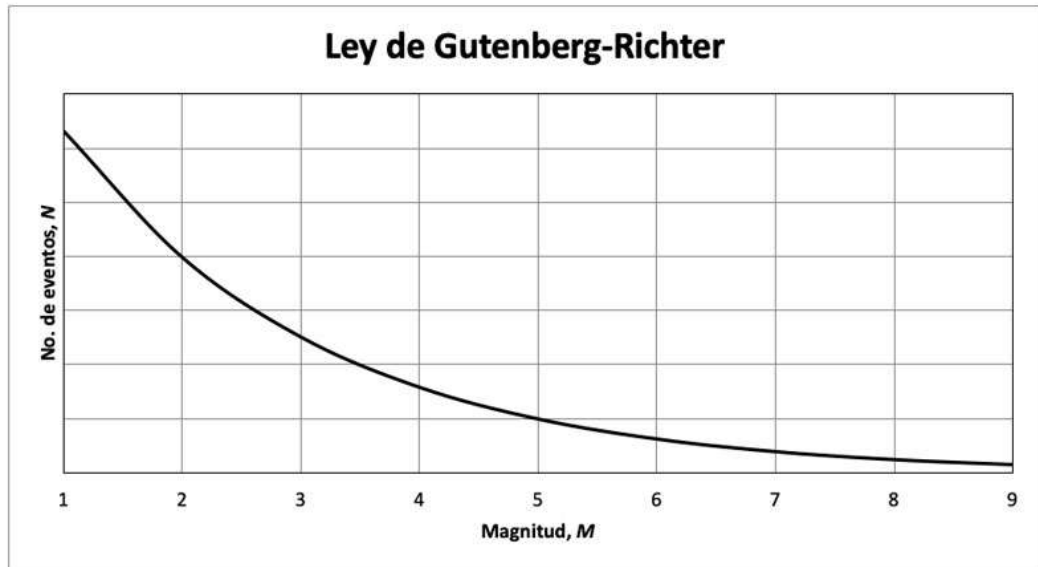


Figura 2.5: Relación de Gutenberg-Richter. Imagen tomada de [Sánchez et al., 2020]

N es el número de sismos que se producirán en un lugar y tiempo determinados.

M es la magnitud de los sismos a pronosticar.

a es el logaritmo del número de sismos con magnitud mayor o igual a M .

b es un factor que caracteriza la dependencia entre N y M , considerado teóricamente como 1.0 (Figura 2.5).

Esta relación es de gran importancia para la sismología. Sin embargo, las bases principales de esta relación fueron interpretaciones empíricas presentadas por diversos científicos a lo largo de las décadas.

Una ley similar a la relación de Gutenberg Richter fue desarrollada con aplicación para las réplicas sísmicas. La ley de Omori, que describe la tasa de decaimiento en el número de réplicas correspondientes a una secuencia sísmica de determinada magnitud.

2.3.4. Ley de Omori

Fusakichi Omori analizó en 1891 un sismo de magnitud $M_s = 8.0$, ocurrido el 28 de octubre de ese año. Las numerosas réplicas que los sismógrafos de Milne registraron, permitieron a Omori formular una ley, en 1894 [Omori, 1895] que lleva su nombre.

Esta ley postula que, después de un sismo de gran magnitud, el número de réplicas que lo siguen decae con el tiempo, en promedio, de acuerdo con la relación hiperbólica:

$$n(t) = \frac{k}{c + t} \quad (\text{Ec. 2.3.8})$$

donde:

n es el número de réplicas,

$k > 0$, $c > 0$, son parámetros constantes y

$t \geq 0$, se refiere al tiempo tras el evento principal.

Posteriormente, esta ley ha sido modificada como una función de ley de potencia [Utsu, 1961] que toma la forma:

$$n(t) = \frac{k}{(c + t)^p} \quad (\text{Ec. 2.3.9})$$

Donde el exponente de la ley de potencias, p , varía dependiendo de la localización.

2.3.5. Magnitud de completitud

La magnitud de completitud representa la menor magnitud a la cual es posible detectar el 100 % de los eventos sísmicos dentro de un espacio y tiempo determinados. La magnitud de completitud de un catálogo sísmico se define como la magnitud más baja en la cual es posible detectar el 100 % de los sismos dentro de una región y periodo de tiempo determinados [Woessner and Wiemer, 2005]. Los factores que pueden influir la capacidad de detección de una red sismológica son:

1. la densidad y distribución de las estaciones,
2. la precisión y naturaleza de la instrumentación usada,
3. la eficiencia en el manejo de los datos y,
4. los procedimientos de detección sísmica.

2.4. Obtención de datos sísmicos submarinos

2.4.1. Medición sísmica en el fondo oceánico

Un sismómetro de fondo oceánico es un instrumento que puede ser utilizado para obtener información acerca de las propiedades físicas de la corteza y el sedimento sobreyacente a través del análisis de un campo de ondas registrado por un sismómetro de tres componentes que se instala en el suelo oceánico. Estos instrumentos consisten de una esfera metálica que contiene los sensores y baterías suficientes para que tenga un comportamiento autónomo, sellada con un anillo circular y una abrazadera de metal que ayuda a mantener un vacío ligero en el interior. Esta esfera está unida en su parte inferior a un ancla que la ayude a mantenerse en el fondo del suelo oceánico, una placa discoidal de metal que permite que el instrumento caiga al ser desplegado de manera suave hasta el fondo.

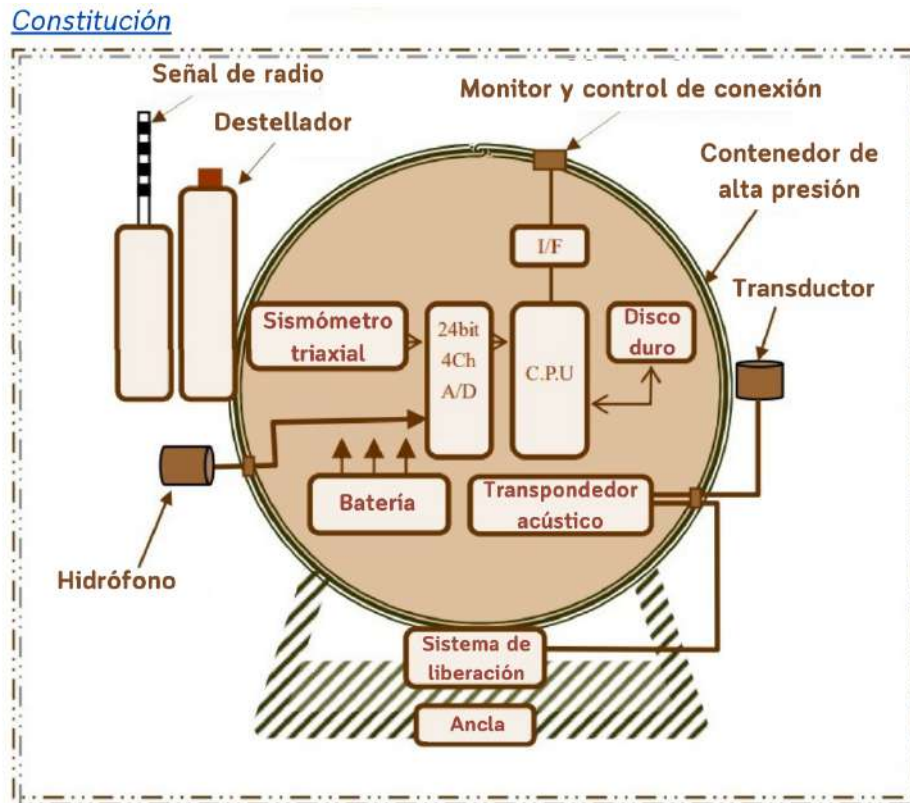


Figura 2.6: Constitución básica de los sismómetros de fondo oceánico (OBS) empleados en la toma de datos utilizados en el presente trabajo. Esquema modificado con información proporcionada por [Tokyo Sokushin Co., LTD, 2010], que puede ser consultada en su **página web**

Se ha comprobado que los sismómetros de fondo oceánico u OBS (Ocean Bottom Seismometer, por sus siglas en inglés) [Mànuel et al., 2002] son de gran utilidad para el estudio de las zonas de subducción de gran sismicidad, permitiendo obtener funciones de velocidad a profundidad de estructuras sismogénicas. En general, estos instrumentos están compuestos por cuatro bloques principales [Shariat-Panahi, 2007] (ver Figura 2.6):

- El transductor. El sistema de registro se compone de una fuente de alimentación, sensores Katsujima 1 Hz HDDDR-5 y Tokio Sokushin 1 Hz con TOBS-24N, reloj interno, digitalizador y sistema de almacenamiento de datos.
- El ancla: proporciona el peso suficiente para que el conjunto completo se mantenga en el fondo marino.
- El sistema de liberación y flotabilidad: compuesto por un receptor de señales acústicas que libera al OBS del ancla al recibir la señal de liberación.
- Los elementos de localización: permiten la localización del equipo al llegar a superficie, pueden ser flashes, banderas o cualquier otro elemento.

Durante el despliegue típico de un OBS [Zha et al., 2013] los sensores se colocan en el suelo oceánico a través de un proceso de caída libre, los periodos de despliegue mayores a un año permiten la detección de un número considerable de eventos tectónicos con una buena relación de señal a ruido [Dahm et al., 2002]. La principal dificultad de una estación instalada por caída libre es la falta de control total por parte de los usuarios sobre la ubicación y orientación exacta de la estación, que permanece desconocida hasta después de su recuperación típica, después de meses de funcionamiento.

Avances en instrumentación: OBS de banda ancha compactos

Recientemente, se ha desarrollado un sismómetro de fondo oceánico de banda ancha compacto o CBBOBS (*Compact Broadband Ocean-Bottom Seismometer*), con el objetivo de monitorear sismos lentos, **sismos de muy baja frecuencia** (VLFs) y **tremores de baja frecuencia** (LFTs) [Shinohara et al., 2021]. Específicamente, se ha desarrollado para zonas cercanas a la trinchera a lo largo de la fosa de Nankai, Japón. La conveniencia de las observaciones sísmicas de banda ancha en el fondo oceánico consiste en la posibilidad de investigar eventos sísmicos en la cercanía de la trinchera, detectando señales de muy baja frecuencia.

Estos instrumentos comprenden sismómetros compactos con periodos de 20 o 120 s, con un diámetro de 90 mm y una altura de 110 mm. Este sensor cuenta con distintas ventajas que lo vuelven ideal para su utilización en estos contextos: no contiene partes móviles que sea necesario proteger de golpes durante su transportación, su peso es solamente de 1.2 kg y tiene un amplio rango de tolerancia a la inclinación. Esta última característica, a pesar de requerir entre un 10-20 % más de potencia, permite la instalación en suelo marino sin condiciones de estricta precisión en la inclinación durante el despliegue, lo que disminuye considerablemente el costo del sistema de nivelación.

Este sistema de nivelación para los CBBOS, ha evolucionado, disminuyendo su tamaño. Consisten de una unidad mecánica de nivelación, de 160 mm de diámetro y 108 mm de altura, y una unidad de control. La unidad mecánica se encuentra recubierta en un contenedor cilíndrico de plástico de 203 mm de altura y 170 mm de diámetro, la cual deja un espacio de movimiento durante la nivelación [Shinohara et al., 2021]. El sistema de nivelación consta de dos ejes horizontales controlados por un motor individual para cada uno, cuyo tamaño limita el máximo ángulo de inclinación a 20°, así como el consumo de energía de 3.6 W a 12 V.

La utilización exitosa de estos sismómetros de banda ancha y bajo consumo han permitido incrementar el número de sismómetros de fondo oceánico a un bajo costo, así como reemplazar los sensores de corto periodo con los que se contaba hasta la actualidad.

2.4.2. Despliegue de una red anfibia sismogeodésica

En 2017, un proyecto colaborativo fundado entre los gobiernos mexicano y japonés a través de sus distintas agencias e instituciones, instaló una red anfibia sismogeodésica en la Brecha de Guerrero [Cruz-Atienza et al., 2018].

La red se encuentra constituida de sismómetros e instrumentos geodésicos sin telemetría, tanto en la costa como fuera de ella a lo largo de este segmento. Se

desplegaron 15 sismómetros de banda ancha y 7 sismómetros de fondo marino u OBS, descritos en la Sección 2.4. Las estaciones geodésicas son de tres tipos: en tierra se encuentran 33 estaciones de posicionamiento global (GPS), mientras que en mar existen 7 medidores de presión de fondo oceánico y 2 sitios de GPS acústico (GPS-A). Cada uno de ellos se compone de 3 transpondedores en forma de triángulo para realizar las mediciones geodésicas. Los instrumentos operan de manera autónoma en alta mar, y son desplegados y recuperados a bordo del buque de investigación “*El Puma*” de la UNAM. Con los datos obtenidos es posible realizar distintos estudios sismotectónicos para determinar la estructura de la corteza valiéndose de diferencias en tiempos de llegada, eventos regionales y correlación del ruido sísmico.

Específicamente a 20 km debajo de la costa y la región adyacente en alta mar, se había realizado una sobreestimación del deslizamiento debido a la ausencia de estaciones marinas, y un denso conjunto de GPS [Cruz-Atienza et al., 2018; Cavalié et al., 2013]. Esta región es de especial interés porque se desconoce el efecto del deslizamiento lento en alta mar dentro del ciclo sísmico. A partir de nuevas observaciones realizadas con esta red, es posible un análisis de alta resolución de la estructura de la corteza y del acoplamiento sísmico en la interfaz de la placa.

Este tipo de red ya ha sido implementada con anterioridad en algunos países como Japón, Nueva Zelanda, Turquía, Chile y los Estados Unidos; proporcionando observaciones sin precedente de los procesos que se llevan a cabo en las interfases de placas. En la región de interés, se espera profundizar el conocimiento actual sobre los procesos de subducción, así como proporcionar estimaciones mucho más confiables de los peligros sísmicos a lo largo de la costa.

Además de observaciones realizadas con instrumentación mucho más actual y adecuada, la mitigación de los riesgos asociados con la Brecha de Guerrero requiere de modelos físicos basados en dichas observaciones. La colaboración conjunta entre diversas áreas de las ciencias, las autoridades competentes y las instituciones educativas: con este esfuerzo integral es posible reducir el riesgo de catástrofes localizadas en la Brecha.

2.5. Preprocesamiento de datos sísmicos

El filtrado de datos sísmicos es un proceso basado en características de las ondas registradas, tales como la frecuencia o amplitud de las señales, con el principal objetivo de separar la señal sísmica del ruido. A través de él, se obtienen parámetros del fenómeno sísmico que permiten su interpretación en un contexto geofísico. A grandes rasgos consiste en la elección y aplicación de estas técnicas a los datos denominados “crudos”, es decir, tal y como han sido registrados por el instrumento utilizado.

Existen distintos tipos de filtro de datos, tales como el filtro paso altas, filtros paso bajas o el filtro paso banda, cuyo uso varía dependiendo de las características específicas de los datos con los que se cuente. Con el objetivo de elegir el que mejor visualización de los datos proporcione, se hace uso del análisis espectral de datos, el cual consiste en la descomposición de señales en componentes sinusoidales, cada componente oscilando a una frecuencia determinada y con una amplitud determinada, es decir, se muestra se consigue una visión de la información en el dominio de la frecuencia, mostrando la contribución de cada componente de frecuencia de una señal. Esta conversión al dominio de la frecuencia se logra mediante la transformada de Fourier. El resultado del análisis de Fourier es un espectro de amplitud, con las mismas unidades de amplitud que tenía la señal en el tiempo [Sriyanto et al., 2022].

En este trabajo se utiliza uno de los filtros más comúnmente empleados en el análisis sísmico: el filtro paso-banda, cuyo uso se explica en la Sección 3.2. La elección de este filtro se debe a que permite eliminar un intervalo definido de frecuencias por debajo y por encima de cierta frecuencia de corte determinada. Si se realiza de manera correcta, es posible seleccionar la señal de interés de acuerdo al fenómeno físico que se está examinando.

2.6. Técnicas de detección de eventos sísmicos

Los métodos tradicionales de identificación sísmica se basan en la identificación de las ondas p y s, y por lo tanto se encuentran restringidos a una buena relación de señal al ruido detectado. Las dos categorías más notables de métodos para la detección de eventos pequeños son el Algoritmo de Escaneo de la Fuente o SSA (Source-Scanning Algoritm) [Kao and Shan, 2004] y la técnica de filtros de empalme [Gibbons and Ringdal, 2006] [Liu et al., 2020].

El primero identifica eventos con base en la suma de las amplitudes absolutas observadas en todas las estaciones para un tiempo de arribo determinado [Kao and Shan, 2004] a través de un intervalo de prueba de ubicación en la fuente y tiempo de origen. Este método falla si las señales sísmicas se encuentran rodeadas de una gran cantidad de ruido o mezcladas con otras señales.

Mientras tanto, la técnica de filtros de empalme emplea algunos eventos como plantilla y detecta eventos pequeños a través del apilamiento de correlogramas entrecruzados entre las formas de onda de la plantilla y las señales de potenciales eventos pequeños en sus registros continuos de formas de onda, de manera simultánea sobre múltiples estaciones y componentes. Esta es la técnica utilizada en la presente investigación, con ciertas adecuaciones, que se tratarán en mayor detalle a continuación.

Técnica de filtros de empalme: *Matched Filter Technique* (MFT)

La técnica de filtro de empalme es un método de detección sísmica que aprovecha la capacidad de realizar una correlación entrecruzada para detectar señales débiles con formas de onda similares, y ha sido extensamente aplicada en la detección de sismos de baja frecuencia [Gibbons and Ringdal, 2006].

El análisis sísmico comienza con la obtención de registros sísmicos continuos para detectar eventos por correlación cruzada de formas de onda. Las formas de

onda de plantilla se filtran y se calculan los tiempos de arribo de las ondas s y p para cada uno de los eventos utilizando un modelo de velocidad adecuado (de tipo estratificado) para la región de estudio. Posteriormente se deben empalmar los coeficientes de correlación y se calcula el coeficiente de correlación promedio en cada punto temporal, que será utilizado como medida de similitud entre el evento de la plantilla y los eventos detectados. Se calcula el coeficiente de desviación media absoluta (MAD) para cada plantilla y se toma nueve veces este coeficiente como umbral de detección. Los eventos detectados finalmente tendrán formas de onda con alta similitud a las del evento plantilla, por lo que su hipocentro deberá encontrarse colocalizado o en las cercanías, por lo que es esta la ubicación que se asigna al evento detectado. El tiempo de origen, por su parte, será el tiempo con el mayor valor de coeficiente de correlación. Para calcular la magnitud del evento detectado, se compara el valor medio de la amplitud máxima en todos los canales de la detección y la plantilla, considerando que un incremento de decenas en la amplitud corresponde a un incremento en una unidad de magnitud.

Esta técnica presenta algunas limitaciones. En primer lugar, el evento principal y el evento a detectar tiene que tener localizaciones similares, de manera que el filtro de empalme sea efectivo. Además, las funciones de tiempo de la fuente del evento principal deben ser muy similares, no se debe tomar como plantillas a eventos de gran magnitud si lo que se busca es detectar eventos pequeños. Una relación de señal a ruido baja proporciona una plantilla más adecuada, de ser muy alta se puede obtener un evento demasiado grande para que sea posible encontrar un mecanismo de fuente comparable. Del mismo modo, si es demasiado baja, el coeficiente de correlación puede encontrarse dominado por el ruido y no se genera ninguna detección, o de hacerlo las estimaciones de magnitud obtenidas serán erróneas.

La técnica utilizada en el presente estudio se trata de una variación de esta técnica, con ciertas adaptaciones para la zona de estudio y el tipo de datos con los cuales se trabajó, que se describirá en posteriores secciones.

Técnica de empalme y localización: *Match and Locate* (M&L)

Zhang (2015) desarrolló un método, con el nombre de Match and Locate (M&L) para la detección de eventos pequeños. Este método adopta conceptos similares de los anteriores, como la correlación de las formas de onda en el método de filtros de empalme, pero tomando en cuenta la posibilidad de que exista una diferencia en la localización de los eventos pequeños y la plantilla. De esta manera, hace la detección de eventos y obtiene la información sobre su localización al mismo tiempo.

Este método funciona de manera similar a la técnica de empalme, con la diferencia de que lleva a cabo el apilamiento posterior a las correcciones del tiempo de viaje, basado en las ubicaciones relativas del evento de plantilla y el potencial: en primera instancia se construye una malla en 3D, alrededor de la localización de la plantilla. Posteriormente, se determinan sus localizaciones de un catálogo, estas ubicaciones potenciales se colocan sobre una malla 3-D centrada en las ubicaciones de la plantilla y se calcula el coeficiente de correlación media (CC). Cuando este valor y los valores de la relación entre señal y ruido (SNR) exceden cierto umbral definido (valor empírico obtenido por medio del valor promedio del CC y SNR), se interpreta como una detección positiva de un evento de menor magnitud ($M_w < 4.0$). La ubicación que posea el máximo valor de CC se interpreta como la ubicación de este evento.

La diferencia en los tiempos de viaje que se debe a una localización distinta entre la plantilla y el evento detectado se calcula a partir de [Zhang and Wen, 2015]:

$$\delta t(k, p) = dD_k \frac{dt}{dD}(k, p, D, h) + dh \frac{dt}{dh}(k, p, D, h) \quad (\text{Ec. 2.6.10})$$

Ec. 2.6.10. Cálculo de la diferencia entre los tiempos de arribo debida a distintas localizaciones entre la plantilla y el evento.

Donde:

$\delta t(k,p) \equiv$ diferencia de tiempos de viaje.

$dD_k \equiv$ diferencia en la distancia epicentral a la estación k debida a la diferencia relativa entre la plantilla y el potencial evento pequeño.

$dh \equiv$ cambio de profundidad relativo entre los dos eventos.

$\frac{dt}{dD}(k,p,D,h)$, $\frac{dt}{dh}(k,p,D,h) \equiv$ derivadas del tiempo de viaje de la fase sísmica p con respecto a la distancia epicentral a la plantilla D (lontitud horizontal) y la profundidad de la plantilla h (lontitud vertical).

De acuerdo a Zhang [Zhang and Wen, 2015] el cálculo de esta diferencia en los tiempos de viaje depende sólo ligeramente del modelo de referencia utilizado, por lo que el modelo prácticamente no afectará al programa de detección. Los criterios de detección más influyentes son el CC promedio y SNR. Al bajar el límite definido para el CC, es posible llegar a detectar eventos de menor magnitud, pero también dará lugar a mayor posibilidad de detecciones falsas. Debido a esto, cuando se aplica un valor alto de CC promedio, no se hace uso del SNR. Cuando el valor del CC promedio definido es pequeño (más cercano a 0), se utilizan tanto el umbral del CC promedio como el de SNR. Introducir un umbral adicional de la relación señal a ruido en caso de valores pequeños mitiga la posibilidad de detecciones falsas y permite la captura de detecciones deseadas de eventos con distintas funciones fuente-tiempo. Cuando se aplica el umbral de SNR, sus coeficientes asociados también son una función del valor del coeficiente de correlación (mientras mayor este valor, menores los coeficientes de SNR).

Se ha demostrado que tanto el método de filtros de empalme como M&L son capaces de detectar eventos muy próximos a los de la plantilla, aunque el primero presenta una limitación en el cálculo de las magnitudes de dichos eventos [Zhang and Wen, 2015]. Sin embargo, al superar cierta distancia de separación entre la plantilla y el evento (en el caso de prueba esta distancia fue de 4 km), el filtro de empalme deja de funcionar, debido a que la separación entre los eventos genera que los correlogramas entrecruzados no se alineen de manera coherente y el apilamiento

no potencie la relación señal-ruido, ocasionando el fallo en la técnica de empalme convencional. Por otra parte, en el método de M&L se realizan correcciones efectivas de tiempos de arribo, logrando que los correlogramas se apilen de manera coherente en el tiempo y generando detecciones robustas. Esto prueba que M&L es mucho más sensible para detectar señales débiles, así como también presenta menor dependencia de la precisión de los modelos de velocidad utilizados. Al buscar la localización óptima para eventos de pequeña magnitud sobre una cantidad de posibles ubicaciones, permite obtener detecciones a menor magnitud mientras proporciona información sobre su localización con muy alta precisión para estas mismas detecciones. En este trabajo se utiliza una versión mejorada de la técnica Match & Locate, modificada por [Liu et al., 2020].

Empleo de unidades de procesamiento gráfico (GPU) para la optimización de las técnicas

La detección y localización de microsismos es un aspecto fundamental para comprender los mecanismos que los dominan y de esta manera evaluar los peligros asociados a ellos. Mientras los métodos convencionales, como el filtro de empalme y el algoritmo de escaneo de la fuente, son una herramienta útil para detectar y localizar sismos de manera simultánea, su eficacia depende de la cantidad de datos utilizados. Esto también se encuentra directamente relacionado con la fiabilidad estadística de los resultados. Esto conlleva que un método de detección computacional de estas características se encuentre limitado en gran medida por la capacidad de procesamiento del equipo con el que se cuente, volviendo el trabajo en algunos casos mucho más lento y complicado. Es por esta razón que se empleó un método [Liu et al., 2020] que pretende mejorar los tiempos de computación con respecto al método Match & Locate, denominado por sus creadores el **Método de Empalme y Detección Basado en Unidades de Procesamiento Gráfico** (Graphic Processing Unit-Based M&L, o simplemente GPU-M&L). Este mejorado método sigue el método tradicional de Match and Locate [Zhang and Wen, 2015] con ayuda de unidades de procesamiento gráfico (GPU) que mejoran la eficiencia computacional de su aplicación.

Unidades de procesamiento gráfico (GPU)

Las unidades de procesamiento gráfico (GPU), a pesar de ser cada día más una parte integral de los sistemas computacionales en rápida evolución y mejora, no son sólo poderosas herramientas de manejo de gráficos, también cuentan con un enorme potencial para el procesamiento en paralelo, con características que superan por mucho su contraparte en las unidades de procesamiento central. El desarrollo de la computación acelerada por GPU (o GPU computing), ha ido en desarrollo cada vez más, generando nuevas formas de utilizar el GPU como alternativa a los microprocesadores tradicionales dentro de sistemas de alto rendimiento.

La arquitectura de una GPU difiere de la CPU, en la manera de dividir los recursos del procesador para distintas tareas. A diferencia de una CPU, que divide los elementos de una tarea en tiempo, la GPU los divide en el espacio [Owens et al., 2008]. En términos generales, para completar una tarea computacional, una CPU llevaría cada elemento de esa tarea a través de su arquitectura, de principio a fin, antes de comenzar con el siguiente elemento. Lo que hace una GPU es dividir cada parte de su procesador para trabajar en un elemento de la tarea, de manera que la salida de una de las etapas alimenta directamente a otra parte que trabajará en la siguiente etapa.

Esta organización es sumamente eficiente al permitir el paralelismo en los procesos en cualquier etapa que se encuentren, procesando múltiples elementos al mismo tiempo y además distintas tareas paralelas al mismo tiempo en distintas etapas. Por otra parte, estas unidades permiten la personalización de distintas tareas de procesamiento, aumentando aún más la capacidad computacional. Uno de los beneficios de estas unidades es su gran cantidad de recursos dedicados a la computación, permitiendo que los elementos se agrupen en bloques y estos bloques sean procesados en paralelo.

Las unidades programables de las GPU siguen un modelo de un solo programa con múltiples datos (single-program multiple-data, o SPMD). Es decir, la GPU procesa muchos elementos en paralelo utilizando el mismo programa, en el cual cada

uno de los elementos es independiente de los demás, sin necesidad de comunicarse entre sí. De esta manera es que deben estructurarse todos los programas basados en GPU.

Mejora del método M&L a través de la implementación de GPU

El método M&L se puede dividir en tres fases principales: 1) la correlación de formas de onda, 2) el apilamiento tras la corrección de tiempos de arribo y, 3) la selección de los eventos con base en este apilamiento. El tiempo de computación está dominado principalmente por los primeros dos procesos. En el enfoque del método por GPU, se cargan todas las plantillas en la memoria al inicio y se generan ciclos a través de cada plantilla para el empalme de formas de onda. Adicionalmente, dado que mientras incrementa la cantidad de datos en tiempo continuo y de mallas de búsqueda, aumentará también la capacidad de memoria global y del dispositivo requeridas para el procesamiento, por lo que para evitar que se exceda esta capacidad, se cortan las formas de onda continuas en múltiples segmentos según sea necesario.

2.7. Fenómenos meteorológicos y ondas sísmicas

2.7.1. Tormentas tropicales y huracanes

Un ciclón tropical es una perturbación atmosférica, originada dentro de la zona tropical, que puede abarcar cientos de kilómetros cuadrados y es conocido por ser el más peligroso y destructivo de los fenómenos atmosféricos. Se les otorga un nombre distinto dependiendo de la región del mundo en la que se identifique, y el grado que alcance dentro de su evolución. Para que se genere este fenómeno es necesario que se cuente con ciertas condiciones [SEMAR, 1987]:

- Que exista un disturbio tropical sobre una región marítima, con temperatura superior a 26.5°C , a más de 8° de latitud.

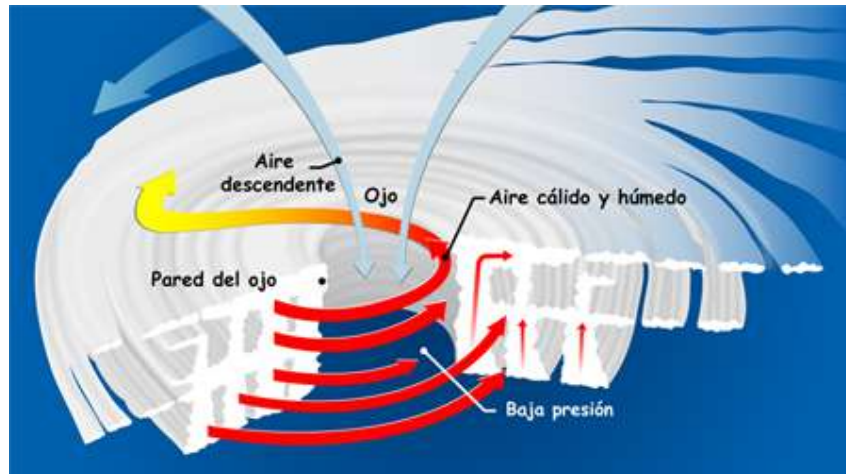


Figura 2.7: Factores y proceso de formación de un huracán. Recuperado de [Erickson, 2019]

- Que en la región no existan fuertes gradientes verticales del campo de viento, que provoque el llamado efecto de ventilación.
- Un aumento en el espesor de la capa de la tropósfera, traducido como un aumento en la temperatura en esta capa.
- Convergencia de masa en los niveles inferiores de la atmósfera, y circulación anticiclónica en los niveles superiores.

La vida de un ciclón tropical se puede dividir en cuatro etapas: 1) formación, 2) desarrollo, 3) madurez y 4) disipación. Durante la primera etapa (Figura 2.7), conocida como depresión tropical, se presentan lluvias intensas con precipitaciones mayores a 75 mm, velocidades de vientos no mayores a los 63 km/h y presión cercana a 1000 mb.

Durante el desarrollo, estas depresiones se intensifican y alcanzan categorías mayores, ya sea tormenta tropical o huracán. Las nubes se distribuyen en forma de espiral y se forma un ojo pequeño en forma circular, presenta vientos con radios

máximos de entre 74 y 111 km. En esta fase se le otorga un nombre conforme a la lista de la Organización Meteorológica Mundial (OMM).

Si las tormentas alcanzan una presión mínima, adquieren la característica de huracán, ocasionando vientos mayores a 119 km/h. Los sistemas provocan vientos intensos de circulación ciclónica y oleaje elevado, afectando la seguridad de la navegación marítima y provocando efectos importantes en las zonas pobladas cercanas.

Cuando los sistemas se adentran a aguas más frías o tocan tierra, pierden rápidamente su energía y comienzan a disolverse. Esta es la última etapa, la disipación, que puede suceder en un periodo de cuatro días en promedio desde su formación [SEMAR, 1987].

2.7.2. Huracanes y ondas sísmicas

Durante estos fenómenos meteorológicos de gran magnitud, tal como huracanes o nortes, se ha observado que la interacción de ondas de largo periodo con características del suelo marino, como bancos oceánicos, agita paquetes de ondas Rayleigh en la banda de periodo de entre 20 y 50 segundos (Figura 2.8). Este fenómeno ha sido denominado como Stormquakes, o "tormentamotos" [Fan et al., 2019]. Estas fuentes pueden causar movimientos de terreno de duración de entre horas y días, así como migrar con la trayectoria de la actividad meteorológica. Esta nueva interacción entre la atmósfera, el océano y la litósfera difiere del ruido sísmico ambiental, teniendo magnitudes equivalentes de hasta 3.5, produce fuentes puntuales en tiempo y espacio [Fan et al., 2019]. Hasta el momento, se ha determinado que es necesaria una topografía del suelo oceánico específica para que exista el fenómeno de stormquake, y se ha postulado como mecanismo principal la interacción entre las ondas oceánicas con dicha topografía para producir estas fuentes sísmicas [Ardhuin, 2018]. En todas las regiones que se han encontrado stormquakes existen bancos oceánicos presentes. Sin embargo, se ha encontrado que este es sólo uno de los tres factores necesarios para que se genere este fenómeno, siendo necesaria también la presencia de grandes plataformas continentales y tormentas fuertes de categoría de huracán.

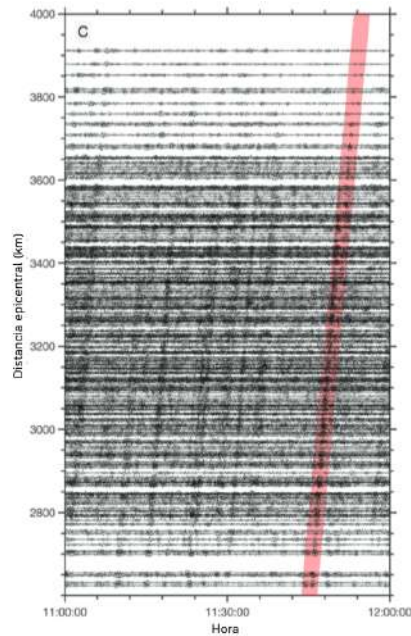


Figura 2.8: Formas de onda a las que se aplicó un filtro paso bandas, de 20-50 s, alineadas con el epicentro del *stormquake* detectado. Modificado de [Fan et al., 2019].

En el caso de la costa del Pacífico, donde se encuentra la zona de interés, hasta el momento no se conoce la existencia de topografía específica para que este tipo de fenómenos se produzcan [Fan et al., 2019]. En el presente trabajo se analizan el número de detecciones de baja magnitud durante días de tormentas tropicales y huracanes, con respecto a los meses en los que no ocurren, con el fin de comprobar los hallazgos reportados para esa zona. Posteriormente, se realiza una comparación de los niveles de ruido para esos periodos de tiempo, especialmente dentro del rango de 20-50 s, dentro del que, de existir *stormquakes* podrían ser detectados.

CAPÍTULO 3

Metodología

3.1. Instrumentación

Los registros sísmicos obtenidos para la presente investigación fueron recopilados por medio de siete estaciones sísmicas submarinas, pertenecientes al proyecto de investigación colaborativo de Evaluación de Peligros por Grandes Sismos y Tsunamis en la Costa del Pacífico Mexicano para Mitigación de Desastres, como parte de SATREPS (Asociación de Investigación en Ciencia y Tecnología para el Desarrollo Sustentable, o Science and Technology Research Partnership for Sustainable Development).

Un sismómetro de fondo oceánico como los utilizados dentro del marco de dicho proyecto, puede comenzar a realizar mediciones por su cuenta una vez ha sido desplegado. Estas mediciones difieren en ciertas características según el tipo de sismómetro utilizado. En el despliegue realizado por el equipo de investigación del proyecto SATREPS, se trató de sensores Katsujima a 1 Hz de tres componentes con un digitalizador HDDDR-5 y un digitalizador Tokio Sokushin TOBS-24N [Cruz-Atienza et al., 2018].

3.2. Pre-procesamiento de datos sísmicos

Los registros sísmicos en tiempo continuo proporcionan una gran cantidad de información y variedad de señales que pueden ser analizadas individualmente. Dentro

del análisis sísmico, comprender la naturaleza y tratamiento de estas señales es de suma importancia para derivar características físicas o geológicas del objeto de estudio. Este procesamiento involucra una variedad de procesos como la selección o "picado" de fases, la asociación y localización de formas de onda.

Los datos de tiempo continuo que se trabajaron en este estudio fueron tratados por medio del programa *SAC* (Seismic Analysis Code) [Helffrich et al., 2013] dentro de scripts en lenguaje *Python*, *Perl* y *Bash*. Esto con el fin de extraer la información específica que permitiera el empalme y localización de eventos sísmicos, por medio de la técnica *Match and Locate* [Zhang and Wen, 2015].

Datos sísmicos en tiempo continuo

En primer lugar, a los archivos en tiempo continuo se les asignó un código relacionado con el número de estación del que provenían y la componente de medición ("N" y "E" para horizontales, y "Z" para vertical). A continuación, se procedió a aplicar una serie de pasos con ayuda de *SAC* que permitiera obtener las formas de onda de los eventos que serían utilizados como plantilla para la detección y localización. Esto se hizo con ayuda de un código en Python y un archivo de texto conteniendo datos de sismos ya reportados dentro de ese periodo.

El funcionamiento de este código se describe brevemente a continuación:

- Definir los directorios en los que se encuentran almacenados los datos en tiempo continuo, y el archivo de texto de sismos reportados, cuyas formas de onda serán utilizadas como plantilla.
- Leer el archivo de texto.
- Obtener para cada uno de los sismos de los archivos, las variables "Año", "Mes", "Día", "Código de la estación", "Componente del registro"
- Definir los directorios donde se almacenarán las formas de onda obtenidas

- Definir el tiempo de inicio y final de los sismos a partir del archivo de texto
- Recortar los registros y renombrar las formas de onda obtenidas

El directorio donde se almacenaron las formas de onda fue una carpeta llamada Template, según los requerimientos del siguiente paso del procesamiento.

Filtrado y procesamiento de datos sísmicos

Posteriormente, se pre procesaron los datos que se utilizaron como los archivos de traza. Los datos en tiempo continuo se encontraban en crudo, únicamente se les había retirado la respuesta del instrumento, así que se decimaron y filtraron. La tasa inicial de muestreo era de 200 muestras por segundo (200 Hz), por lo que se les retiró la media y se decimaron hasta una tasa de 40 Hz. Posteriormente se aplicó un filtro de tipo paso bandas Butterworth entre 1 y 20 Hz, donde se concentra la mayor parte de la señal de los registros.

Finalmente, se determinaron los tiempos de arribo teóricos con ayuda de la herramienta TauP [Crotwell et al., 1999] tomando como base el modelo IASPEI91, con modificaciones específicas para estructura sísmica de la Brecha de Guerrero [Suárez et al., 1992]. Sin embargo, como se mencionó en el capítulo anterior, para el uso de este método el modelo de velocidad elegido tiene menor influencia que con el uso de otros métodos.

3.3. Técnica de detección utilizada: Empalme y localización

Como se comentó en la Sección 2.6, se utilizó la técnica *Match and Locate* [Zhang and Wen, 2015] implementada por medio de un algoritmo en GPU [Liu et al., 2020]. Los archivos de entrada son los obtenidos al finalizar el preprocesamiento de datos,

almacenados en carpetas llamadas “*Template*” y “*Trace*”: los datos a utilizar como plantilla y como traza, respectivamente.

3.3.1. Hora de referencia de Trazas

El primer paso del método consistió en sincronizar la hora de referencia de todos los registros de traza, en formato UTM. Esto se realizó por medio del programa de perl llamado *SACH_0.pl*. Este programa toma de entrada la fecha en formato *AAAAMMDD*, es decir, el año en cuatro dígitos, el mes en dos y el día en dos, sin espacios, por lo que fue necesario crear una función de bucle que entrara a cada uno de los registros, previamente organizados por día en la fase de pre procesamiento, y asignara la hora de referencia.

3.3.2. Picado de ondas p y s

En segundo lugar, se marcaron los tiempos teóricos de llegada de las ondas p y s para cada uno de los registros de plantilla, en los cuales tanto los sismos, como los tiempos de inicio y final fueron definidos en el preprocesamiento. Los scripts *marktaup_p.pl* y *marktaup_s.pl*, realizan este proceso, nuevamente dentro de una función recursiva, además de calcular el parámetro de rayo de la llegada de cada una de las ondas. En este paso es que se implementó el modelo de velocidades correspondiente a la zona de estudio.

3.3.3. Cálculo de factor de peso

Posteriormente, fue necesario ponderar la relación de señal a ruido para cada traza, lo cual se realizó con ayuda del script de Shell *cal_weights.sh*. Este programa proporcionó un factor de peso con respecto a la relación de señal a ruido analizada para cada uno de los conjuntos de datos, recursivamente. De esta manera, las señales

con una relación de señal a ruido alta proporcionan un valor de peso más alto dentro del conjunto de datos. Este programa toma como entrada archivos obtenidos en los pasos anteriores: un archivo que contiene el valor de la relación de señal a ruido, y un archivo con los tiempos de arribo de las ondas s. La implementación de este script devuelve un archivo con el factor de peso para cada traza.

3.3.4. Empalme y localización de eventos

En este paso, se hace uso de la modificación de [Liu et al., 2020] con la implementación de tarjetas gráficas para el procesamiento en paralelo de los datos (ver Sección 2.6). Se toma el script *RunProcAll.pl*, el cual entra de manera simultánea a todos los directorios donde se encuentran ubicadas tanto las plantillas como las trazas, y aplica el programa *GPU.MatchLocate.sh* para realizar el empalme de las formas de onda, el cálculo del tiempo de ocurrencia de los eventos y la ubicación de estos. Por defecto, este programa devuelve los eventos resultantes como un archivo de texto, cuyas características específicas se explicarán en las siguientes secciones, proporcionando un archivo de texto por cada día de registro. Para los análisis estadísticos posteriores fue necesario reagrupar todos los eventos detectados dentro de un sólo archivo de texto, al cual se denominó *DetectedFinal.dat*

3.3.5. Filtro de empalme y localización por GPU

Previamente se mencionó que el programa *RunProcAll.pl* permite aplicar el método *Match and Locate* de manera paralela a todo el conjunto de datos disponible. Existen diversos parámetros con los que fue necesario realizar pruebas, para obtener el que mejor ajuste proporcionara:

- Definición del área de búsqueda: Este parámetro acepta tres variables: máxima latitud, máxima longitud y máxima profundidad. Por defecto, en el método de filtros de empalme estos parámetros se definen como “0/0/0”

- Salto de búsqueda, con las mismas variables antes mencionadas. Para este caso, el valor fue de “0.001/0.001/1”.
- Ventana de tiempo / múltiplo de MAD: Este parámetro permite definir una ventana de tiempo en la que sólo se mantendrá una detección. El múltiplo de MAD permite definir un umbral dado por un múltiplo de la desviación media absoluta. Por defecto estos parámetros son “6.0/9”, pero este último se modificará más adelante con el fin de refinar el conjunto de datos finales con los que se trabajará.
- Estilo de salida: Este parámetro permite obtener el valor del coeficiente de correlación apilado para las detecciones o desecharlo. En el presente se mantuvo este valor, nuevamente con el fin de refinar el catálogo de detecciones.

El programa toma como entrada los datos identificadores de cada señal, es decir, canal, número y plantilla, así como sus relaciones del valor de lentitud horizontal y vertical, y los datos de traza. A continuación, realiza el empalme y la localización de las formas de onda y devuelve varios archivos de texto con las detecciones de los distintos eventos, por día.

3.3.6. Combinación y selección de eventos finales

En este paso, se hizo uso de los scripts llamados “MergeEvents.pl” y “SelectFinal.pl”, cuya utilidad es facilitar el procesamiento y la obtención de los resultados cuando se utilizan múltiples plantillas. El primero, como su nombre lo indica, permite combinar todos los eventos de un día en un archivo final, obteniendo la hora del evento, su ubicación en tres coordenadas (latitud, longitud y profundidad), el valor del coeficiente de correlación, el valor del múltiplo de MAD y la plantilla de referencia con la cual se detectó el evento. Cabe destacar que estos datos son enviados a un archivo de salida siempre y cuando dicho evento se encuentre por encima del umbral de MAD previamente establecido.

El segundo programa devuelve el mismo archivo de datos, sin embargo, estos han pasado por unas cuantas modificaciones que los hacen más legibles y permiten los subsecuentes análisis: el tiempo del evento detectado se muestra en un formato de fecha y hora en calendario juliano, en lugar de segundos a partir del primer día del año; también retoma algunas restricciones iniciales como mantener únicamente una detección cada 6.0 s, en caso de que haya detecciones dentro de ese margen se tomaron como repetidas y dejaron fuera del catálogo final.

Como en el resto de los pasos antes mencionados, este proceso se realizó de manera recursiva, para todas las fechas de las que se tiene registro, y más adelante se unieron todos los catálogos considerados como “finales”.

3.4. Catálogo preeliminar

Como producto final del proceso de detección realizado con el método Match & Locate, se obtuvo un archivo de texto llamado por sistema ‘DetectedFinal.dat’, con el siguiente formato:

Num.	Fecha	Hora	Lat.	Long.	Prof.	Mag.	Coef.	Mad.	Ref.
------	-------	------	------	-------	-------	------	-------	------	------

Tabla 3.1: Estructura general del catálogo de nuevas detecciones, tal como lo arroja directamente el método de GPU-Match&Locate.

Donde:

- **Num:** Es un número consecutivo de detección para cada evento
- **Fecha:** La fecha de ocurrencia del evento, en formato AAAA/MM/DD
- **Hora:** La hora en la que se registró el evento, en formato HH:MM:SS.SSS
- **Lat.:** la ubicación geográfica del evento con respecto al ecuador (positivo al norte y negativo al sur)

- **Long.:** la ubicación geográfica del evento con respecto al meridiano cero (positivo al este y negativo al oeste).
- **Prof.:** profundidad de ocurrencia del evento con respecto al nivel del mar (positivo hacia abajo y negativo hacia arriba).
- **Mag.:** magnitud calculada del evento, con base en el valor medio de la amplitud máxima entre la detección y el evento de plantilla [Liu et al., 2020].
- **Coef.:** el valor de CC entre el evento detectado y el evento plantilla
- **Mad.:** el valor de la máxima desviación absoluta (MAD)

3.4.1. Magnitudes y ubicaciones de sismos

Las detecciones finales arrojadas por el programa fueron un total de 10957 eventos, en el intervalo de magnitudes que se muestra en la Tabla 3.2, en la que se agrupan los eventos sísmicos por magnitud, así como el valor promedio de CC y MAD.

Magnitud ($< M <$)	Número de sismos	CC promedio	MAD promedio
$0.0 \leq M < 1.0$	129	0.26	18.8
$1.0 \leq M < 2.0$	3825	0.24	18.1
$2.0 \leq M < 3.0$	5043	0.23	19.1
$3.0 \leq M < 4.0$	1716	0.09	43.4
$4.0 \leq M < 5.0$	181	0.41	30.1
$5.0 \leq M < 6.0$	3	0.29	20.6
$6.0 \leq M < 7.0$	1	0.22	15.8

Tabla 3.2: Número de detecciones obtenidas con respecto a la magnitud del evento (cada 1.0 de magnitud). Eventos reportados tal cual los arrojó el método GPU-Match & Locate

En la Figura 3.1 se muestra un histograma del número de detecciones con respecto a la magnitud calculada de los eventos, agrupados cada 0.1 de magnitud.

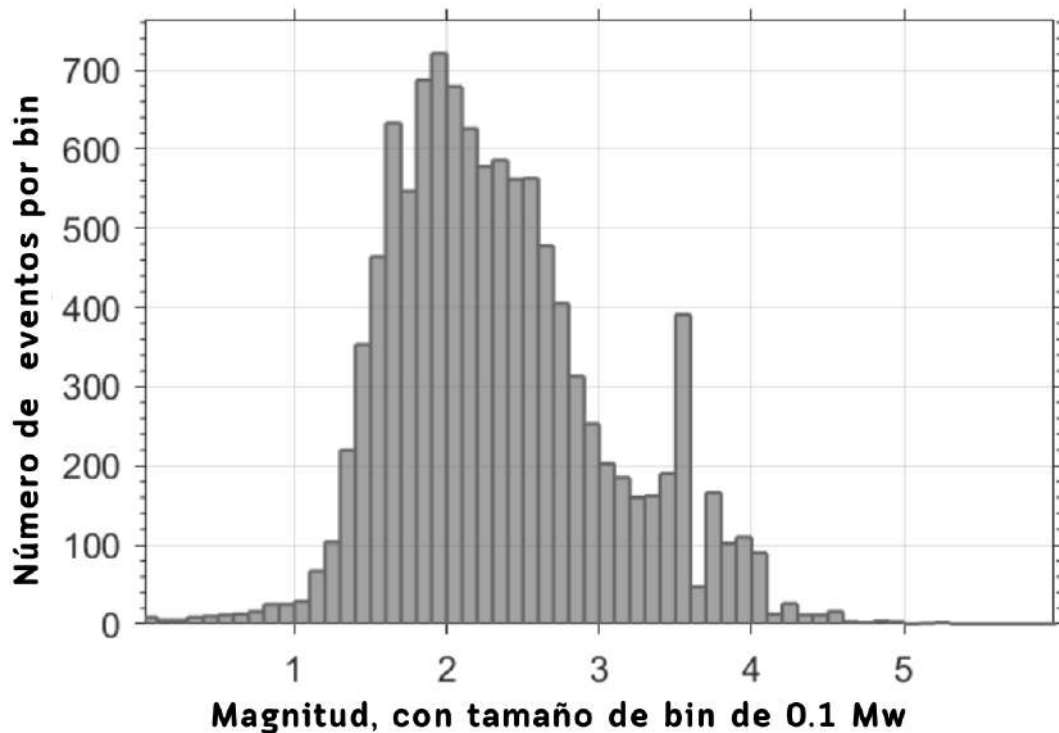


Figura 3.1: Número de eventos detectados con respecto a la magnitud de los sismos. Análisis realizado en Zmap, con la herramienta *Histograms*.

Tras una revisión preeliminar del catálogo obtenido, se encontró que el programa arrojó eventos de magnitud alta, $M_w > 5.0$, no reportados por el SSN, lo cual indicó la necesidad de hacer una revisión de los parámetros de búsqueda y repetir el proceso. Se pudo inferir que dichos resultados correspondían a detecciones falsas, o algún error en el cálculo de la magnitud de los eventos detectados. En primer lugar, se realizó una inspección visual de la amplitud de las formas de onda de los eventos que el programa interpretó como nuevas detecciones, y se compararon con los eventos de plantilla. Estos serán analizados a mayor profundidad para descartar las detecciones falsas, a continuación se describe a mayor detalle el proceso.

3.4.2. Inspección visual de formas de onda

El script llamado *PlotEventWaveform.pl* fue utilizado para graficar las formas de onda de los eventos detectados, y correlacionarlos con el evento utilizado como plantilla para la revisión visual. Este programa permitió definir *a priori* si la detección falsa observada se trata de una autodetección ¹ o un error en la estimación de magnitud, y hacer los ajustes correspondientes al proceso de empalme.

Dicho script toma como entrada el archivo de texto con el catálogo final para un día definido, y un número, que en este caso se trata del identificador de número de evento detectado, ubicado en la primer columna del catálogo final. Como alternativa, se puede modificar el script para solicitar que grafique todos los eventos detectados en ese día, con el fin de encontrar la discrepancia en los registros. Este proceso se aplicó a cada una de las detecciones consideradas anómalas dentro del primer catálogo, obteniendo el identificador requerido para graficar de la información de fecha y hora y contrastándola con el catálogo de eventos.

Se encontraron cuatro detecciones que proporcionaban una magnitud anómalamente alta ($M_w > 5.0$), las cuales fueron llevadas a una revisión particular. En primer lugar, se analizaron las formas de onda tanto del evento detectado como del evento que se utilizó como plantilla en esa detección. A continuación se describen dichas detecciones, cuyas posibles causas y soluciones se discutirán más a fondo en la Sección 4.1.

Detección del 25 de diciembre de 2017. $M_w = 6.53$

Esta detección representa un sismo con una magnitud calculada como $M_w = 6.53$, ocurrido el 25 de diciembre de 2017, a las 20:23:13.30 horas. Esta detección fue correlacionada con el evento, utilizado como plantilla, ocurrido el 05 de octubre de 2018, a las 15:14:18.00 horas .

¹Resultado en el que, debido al proceso de empalme del programa, el evento plantilla se detecta a sí mismo y se presenta como una nueva detección. Estas detecciones, al ser el mismo evento plantilla, se pueden identificar por tener un coeficiente de correlación de 1.0.

Detección del 09 de febrero de 2018. $M_w = 5.14$

Esta detección representa un sismo con una magnitud calculada como $M_w = 5.14$, ocurrido el 09 de febrero de 2018, a las 05:12:31.36 horas. Esta detección fue correlacionada con el evento, utilizado como plantilla, ocurrido el 02 de diciembre de 2017, a las 06:17:10.00 horas.

Detección del 10 de mayo de 2018. $M_w = 5.25$

Esta detección representa un sismo con una magnitud calculada como $M_w = 5.25$, ocurrido el 10 de mayo de 2018, a las 05:12:31.36 horas. Esta detección fue correlacionada con el evento, utilizado como plantilla, ocurrido el 06 de noviembre de 2018, a las 01:55:15.00 horas.

Detección del 12 de agosto de 2018. $M_w = 5.20$

Esta detección representa un sismo con una magnitud calculada como $M_w = 5.20$, ocurrido el 12 de agosto de 2018, a las 14:42:09.00 horas. Esta detección fue correlacionada con el evento, utilizado como plantilla, ocurrido el 12 de agosto de 2018, a las 14:42:09.00 horas.

3.4.3. Uso de Zmap

Zmap es un conjunto de herramientas manejadas por una interfaz gráfica [Wyss et al., 2001]. Este programa fue diseñado para ayudar a sismólogos a analizar datos de catálogos, principalmente con objetivos de investigación. Este software es apropiado para evaluar la calidad de catálogos y probar hipótesis específicas, pero puede ser utilizada en operaciones de redes de rutina.

Para este trabajo se utilizaron las herramientas de Zmap con el fin de analizar la distribución espacial y temporal de las detecciones sísmicas obtenidas, identificar la posible presencia de enjambres sísmicos, modelar la dinámica de subducción a

partir de la nueva información y determinar las propiedades estadísticas del nuevo catálogo. Finalmente, se intentó aproximar a una determinación de las condiciones en la zona de subducción a partir de comparar los resultados aquí obtenidos con estudios previos.

3.4.4. Desagrupación del catálogo de detecciones

Se investigó la posibilidad de la existencia de enjambres sísmicos dentro de la zona de detecciones, por lo que se aplicó una técnica de desagrupación o *declustering* proporcionada por las herramientas de Zmap, en el menú *Catalog*, y la opción *Decluster*.

El proceso de *declustering* comienza con un catálogo sísmico que contiene los parámetros de fuente como el tiempo de ocurrencia, la localización de hipocentro o epicentro, y la magnitud. Es importante entender los catálogos sísmicos y sus limitantes, como pueden ser la incompletitud, cambios en las escalas de magnitud, y otros factores que puedan influenciar el proceso de *declustering*, por lo que el control de calidad preeliminar del catálogo es necesario.

El método de desagrupación utilizado en este trabajo corresponde a un método de ventanas [van Stiphout et al., 2012]. En este método, se toma cada sismo en el catálogo con magnitud M y, si los sismos subsecuentes ocurren dentro de un intervalo y distancia determinados, $T(M)$ y $L(M)$, respectivamente, son identificados como réplicas. Los sismos precursoros se tratan de igual manera que a las réplicas, es decir, el intervalo $T(M)$ se toma de manera bidireccional. Este método permite retirar al mismo tiempo las réplicas y los precursoros [Uhrhammer, 1986].

Los parámetros de ventana utilizados para implementar el algoritmo de desagrupación se presentan a continuación, donde la configuración de parámetros de ventana para el proceso de desagrupación según Uhrhammer, 1986.

$$d = e^{1.77+(0.037+1.02*M)^2} [km] \quad (\text{Ec. 3.4.1})$$

donde: d: distancia epicentral (en kilómetros) M: magnitud del evento

Por medio del *declustering* se obtuvo un catálogo libre de autodetecciones, para separar las réplicas y sismos precursores de los eventos principales y encontrar la distribución temporal y espacial de los eventos sísmicos. Este análisis se analizará más a fondo en las Secciones 4.4 y 4.5.

3.4.5. Elección de CC y MAD

Tras esta primera inspección de las formas de onda, se decidió restringir los parámetros de coeficiente de correlación y MAD, con el fin de desechar del catálogo las autodetecciones y las detecciones erróneas en magnitud. Se decidió restringir estos dos parámetros con base en la relación obtenida en la Figura 3.2. Se puede apreciar la clara influencia del valor del coeficiente de correlación en la cantidad de detecciones nuevas dentro de ese valor, con respecto a la cantidad de autodetecciones.

Se puede observar que, en el intervalo de $0.8 < CC < 1.0$, el número de autodetecciones disminuye hasta ser muy cercano a cero, y el número de detecciones nuevas se mantiene relativamente alto. Es decir, el número acumulativo de detecciones nuevas que se pierden al modificar el valor del coeficiente de correlación no es muy significativo. Esto permitió definir un nuevo umbral para el $CC = 0.9$

Respecto al valor de la desviación media absoluta, se planteó restringir este valor a aquellas detecciones con MAD mayor a 20 y 25, para comparar la diferencia entre las métricas de ambos catálogos y elegir respectivamente. Se analizaron los resultados en función de la aparición y desaparición de nuevas detecciones y autodetecciones, y el valor de la magnitud de completitud, M_c (ver definiciones en la Sección 2.3).

La restricción de las detecciones, entonces, se realizó en tres partes:

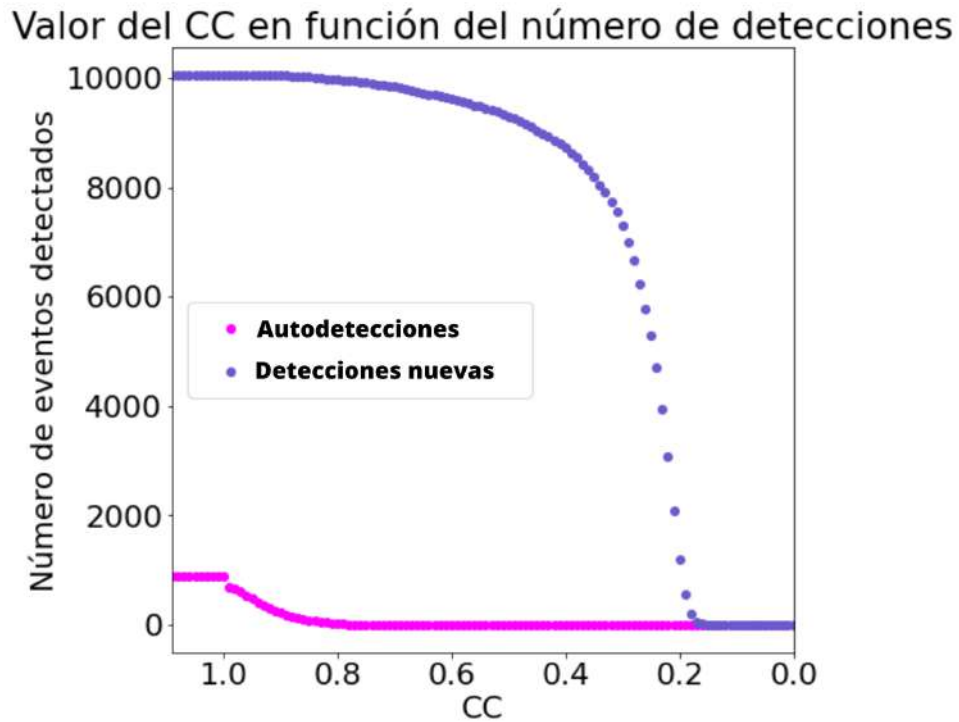


Figura 3.2: Número de detecciones nuevas y autodetecciones con respecto al valor de CC.

- Búsqueda de los eventos detectados con la misma fecha y hora de ocurrencia que los eventos de plantilla.
- Restricción de los eventos que tuvieran un cc mayor a 0.9, para una posterior verificación a mayor detalle.
- Selección de los eventos con una $MAD > 20$ y $MAD > 25$, respectivamente.

El primer paso de este proceso permitió eliminar las autodetecciones similares al evento del 12 de agosto de 2018, que toma la misma fecha y hora del evento de plantilla. Sin embargo, esto presenta otra incógnita, pues dicho evento tiene un

coeficiente de correlación con el evento de plantilla de $CC = 0.94$, y no de $C = 1.0$, que es lo que se esperaría al tratarse del mismo evento. Debido a esto, dentro del primer paso se planteó, además de separar los eventos que comparten la misma fecha y hora de las plantillas, dentro de este grupo separar los elementos que contaran con un $CC \leq 0.95$.

Entonces, en el segundo paso, se tomaron todos los eventos, sin considerar "autodetecciones", con un $CC \geq 0.9$, y se verificaron otros parámetros distintos al tiempo de ocurrencia del evento de plantilla, como la latitud, longitud, magnitud profundidad, para descartar que pudiera tratarse de un evento repetitivo o el mismo evento, en cuyo caso se debió reconsiderar el método para el cálculo de las magnitudes.

El catálogo obtenido en los pasos anteriores se filtró una tercera vez, para restringir los eventos con una MAD menor a un umbral definido, a saber: $MAD > 20$ y $MAD > 25$. Se eligieron estos parámetros debido a que se observó la manera en que la MAD variaba entre los eventos nuevos, autodetecciones y detecciones posiblemente erróneas que se identificaron en los dos pasos anteriores, y al finalizar se analizaron las métricas de ambos catálogos. Dichas métricas permitieron conocer que el mejor valor de MAD para el presente estudio fue de $MAD > 20$, por lo cual se repitió el proceso de empalme y localización introduciendo dicho valor, obteniendo un segundo nuevo catálogo con el cual se continuaron los subsecuentes análisis.

Finalmente, la última restricción a la que se sometió a estos eventos fue a mantener únicamente las que proporcionaran un coeficiente de correlación mayor a 0.9. Este proceso se llevó a cabo mediante un script de shell que toma como entrada el archivo 'DetectedFinal_all', proveniente de la combinación de todos los archivos de detecciones finales obtenidos por el método de Match Locate, y proporciona como resultado tres archivos distintos:

- **newdets.dat:** Un archivo de texto que proporciona únicamente las nuevas detecciones, eliminando las detecciones de los eventos de plantilla.
- **templatedets.dat:** Un archivo que sólo contiene las autodetecciones

- **weirdcoef.log:** Un archivo que almacena las detecciones que muestran un coeficiente de correlación menor a 0.9.

Partiendo del archivo que contiene únicamente las nuevas detecciones y con un coeficiente de correlación mayor a 0.9, se hizo la última selección de las detecciones que cuenten con una máxima desviación absoluta, en primer lugar de $MAD > 20$ y $MAD > 25$. Los dos archivos de salida, a su vez, son nombrados ‘dets_MAD20’ y ‘dets_MAD25’, cuyo nombre es autoexplicativo.

Se ponderaron las restricciones anteriores, y particularidades encontradas en los resultados como lo son autodetecciones, detecciones de sismos de magnitud mayor que no corresponden con la realidad, y la pérdida de eventos de magnitud menor (entre $M_{0.5}$ y $M_{1.5}$). Se tomó como catálogo final el archivo llamado ‘dets_MAD20’. Este catálogo contiene un número de 3073 nuevas detecciones, con magnitudes entre $0.04 < M_w < 4.63$, y como se explicará en secciones posteriores sus parámetros estadísticos son congruentes con lo que se espera en la zona y lo encontrado por el SSN en una mayor escala.

3.5. Determinación de métricas estadísticas con Zmap

El análisis de las métricas estadísticas del catálogo obtenido permitió definir la completitud y la precisión con la que el catálogo obtenido representa el área de estudio. De la misma manera, la comparación de dicha base de datos con los que se encuentran disponibles a través del Servicio Sismológico Mexicano, permite analizar dentro de qué rango de magnitudes, si es el caso, nuestro catálogo presenta una mejor aproximación a la distribución sísmica de la Brecha de Guerrero. Los parámetros analizados se definen brevemente a continuación.

En primer lugar, se transformó la presentación de los datos a un nuevo archivo con el formato aceptado por Zmap para su lectura dentro del programa. El archivo newdets.dat se modificó reordenando y eliminando columnas de datos hasta alcanzar

el siguiente formato de entrada para su uso en zmap [Wyss et al., 2001]:

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Longitude	Latitude	Year	Month	Day	Magnitude	Depth	Hour	Minute
-101.5800	16.8300	2017	11	21	1.27	16.10	00	18

Tabla 3.3: Formato de entrada del catálogo de nuevas detecciones para su uso en Zmap

3.5.1. Estimación de magnitud de completitud

El valor de M_c puede ser determinado a través de distintos métodos. Todos ellos evalúan la estabilidad de la tasa media de ocurrencia de sismos en un rango de magnitud y tiempo definidos, la cual inicialmente sigue una distribución de Poisson. Tras la determinación del número de eventos acumulados, la tasa media de ocurrencia y la desviación estándar, es posible realizar una comparación gráfica para todos los rangos temporales y de magnitud definidos.

En este trabajo se empleó el método de máxima curvatura, el cual consiste en tomar como la magnitud de completitud la magnitud mínima en la que la curva de frecuencia-magnitud alcanza su máximo. El proceso se realizó con apoyo de las herramientas de Zmap, que otorgan la posibilidad de graficar la distribución de frecuencia de los eventos en un histograma y devuelve la intersección del eje de las abscisas en el punto máximo, la magnitud de completitud.

3.5.2. Distribución espacial de los eventos sísmicos

Se realizó un análisis de la distribución espacial, de la misma manera que el análisis temporal, para todo el periodo de estudio y por cada uno de los meses. En un principio se tomó como parámetro principal la acumulación de cada uno de los

eventos, sin hacer distinción de la magnitud, con el fin de visualizar de mejor manera la evolución de las detecciones. Posteriormente, se consideró tomar en cuenta la magnitud de cada sismo en el mapeo de la acumulación, nuevamente esto es considerado únicamente una herramienta visual que permita analizar la distribución espacial de la liberación de energía de cada evento en conjunto. Se realizó una revisión de la distribución geográfica de las detecciones, a lo largo de todo el periodo de estudio, y también en cada mes de registro. Se analizó la concentración de las detecciones geográficamente y a profundidad, así como su desarrollo a lo largo del periodo de estudio. Se crearon mapas y secciones transversales para observar el comportamiento sísmico cercano a la zona de contacto de las placas y a lo largo de la zona de subducción.

Para realizarlo se utilizaron las herramientas de análisis espacial de *Zmap*, así como el software *ArcMap* para la presentación visual. Los mapas generados pueden consultarse en el Anexo G.

3.6. Niveles de ruido durante la temporada de huracanes 2018

Como se presentó en la Sección 2.7, el análisis de la interacción de los eventos meteorológicos en la medición sísmica es de interés particular en las mediciones submarinas. Para la identificación de detecciones sísmicas anómalas, y su posible relación con los eventos meteorológicos en la zona, se graficaron el número de eventos por espacios de un día, tres días, y cinco días, con el objetivo de analizar la distribución de las detecciones y su posible asociación con estos eventos.

En primer lugar, se realizó una discriminación de posibles réplicas y precursores, para evitar una errónea asociación con eventos meteorológicos en la zona, al considerar los sismos de una magnitud considerable ($M > 5.0$). Se cuestionó la influencia del ruido ambiental submarino en las lecturas realizadas por los OBS. Específicamente se tomaron en cuenta los periodos correspondientes a la temporada de huracanes en

el Pacífico durante el periodo de toma de datos, entre los meses de mayo y noviembre de 2018.

Se consideró la influencia de las perturbaciones atmosféricas durante la temporada de huracanes de 2018, sobre las mediciones de estaciones submarinas. Para esto, se realizó un tratamiento de datos y análisis de la señal espectral en los registros durante el periodo del paso de los ciclones. Se tomaron en cuenta el número de detecciones sísmicas antes, durante y después del paso de huracanes por encima del arreglo, y se comparó con los registros de presión registrados por los OBPs, a los cuales previamente se retiró la señal por mareas. También se comparó la cantidad de eventos de baja magnitud con respecto a los días de condiciones meteorológicas normales, durante el paso de la tormenta tropical Carlotta, la tormenta tropical Ileana, la tormenta tropical Tara, la tormenta tropical Vicente y el huracán Willa.

3.6.1. Comparación de niveles de ruido sísmico

Para determinar el efecto de las tormentas tropicales durante este periodo en las mediciones sísmicas, se realizó una revisión de las formas de onda en los registros de las nuevas detecciones, analizando dentro de todo el periodo desde un par de días previo a la formación de las depresiones tropicales hasta días después de su disipación. El análisis se limitó a la componente vertical de cada medición en la estación ubicada a menor profundidad (1S03), por encontrarse sujeta más cercanamente a la influencia de la interacción mar-atmósfera. Se consideró un periodo de 0.01 a 100 segundos, rango de frecuencias en el que podrían encontrarse señales de interés correspondientes a alguno de los fenómenos descritos en la Sección 2.7.

Tras observar que las gráficas mostraban niveles de ruido más altos y formas de onda mucho más caóticas en las detecciones, se propuso el realizar un análisis de los niveles de ruido sísmico y su cambio a lo largo del periodo de estudio, con énfasis en la observación de estos cambios sutiles durante los periodos de desarrollo de estos fenómenos meteorológicos. En las componentes verticales, principalmente, los registros mostraban niveles más altos de ruido sísmico, y una mayor proporción de

detecciones de magnitud <2.0 , lo cual llevó a plantear la posibilidad de la existencia de fenómenos de *stormquake* en la zona.

Se obtuvieron los espectrogramas de los niveles de ruido promedio para cada mes, así como para los periodos durante los cuales hubo huracanes o tormentas tropicales por encima de los sensores sísmicos. Se analizó la interferencia del ruido sísmico durante los días previos, los días del desarrollo de los fenómenos meteorológicos y los días posteriores. Específicamente, se consideró la posibilidad de la existencia de stormquakes, por lo que los análisis se enfocaron en las bandas de amplitud correspondientes a estos fenómenos (explicado en la Sección 2.7.2). Finalmente, se ponderó la contribución de las perturbaciones atmosféricas a los registros instrumentales durante esa época.

CAPÍTULO 4

Resultados

4.1. Detecciones anómalas

La revisión preliminar de las formas de onda con ayuda de *PlotEventWaveform.pl* permitió encontrar detecciones en las que el umbral de MAD no representaba la mejor opción y modificarlo, así como encontrar autodetecciones que posteriormente se eliminaron, obteniendo el catálogo final de 3073 eventos. Se encontraron cuatro detecciones cuya magnitud no corresponde con lo reportado por el SSN. Sus principales parámetros se muestran en la tabla 4.1.

Fecha	Magnitud	Latitud	Longitud	Profundidad	MAD	CC
25/12/2017	6.53	16.75	-100.27	13.00	15.79	0.22
09/02/2018	5.14	17.49	-101.18	53.7	15.09	0.21
10/05/2018	5.25	16.88	-100.25	14.0	15.21	0.22
12/08/2018	5.20	17.11	-100.84	44.3	72.25	0.94

Tabla 4.1: Parámetros de las detecciones sísmicas anómalas.

4.2. Catálogo final

En la Figura 4.1 se observa el mapa de ubicaciones de las detecciones de este nuevo catálogo, donde la distribución de eventos y la magnitud de estos es consecuente con lo observado en estudios previos [Kostoglodov et al., 2003] [Suárez et al.,

1990]. El evento de mayor magnitud en este catálogo tiene una magnitud $M_w < 5.0$, y la mayor parte de los eventos se encuentran en la magnitud entre 1.5 y 3.0.

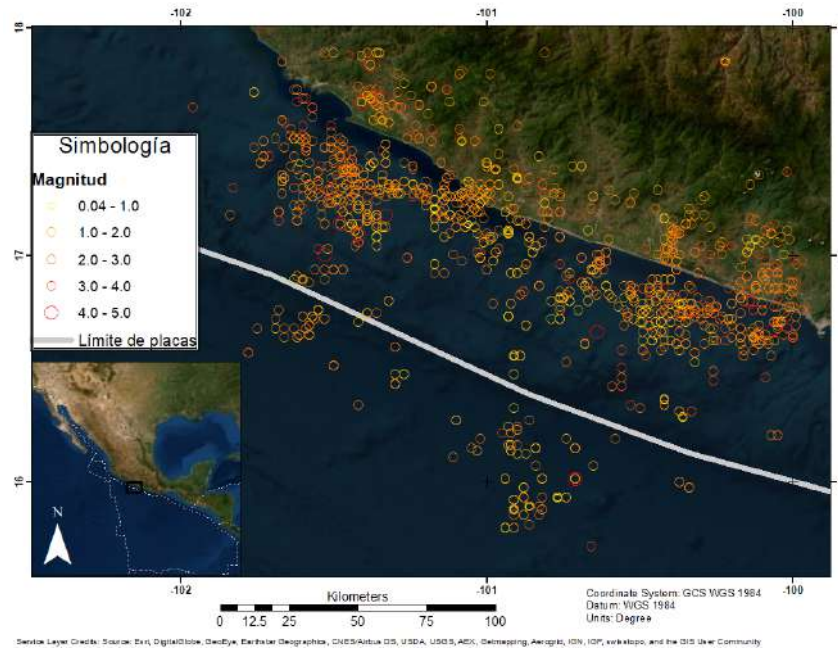


Figura 4.1: Ubicación de las detecciones sísmicas para el catálogo $MAD > 20$.

4.3. Métricas estadísticas

4.3.1. Magnitud de completitud

Se calculó la magnitud de completitud del catálogo, para el catálogo de $MAD > 20$, con los 3073 eventos detectados y filtrados con la metodología en el Capítulo 3, por medio del método de máxima curvatura [Wiemer and Wyss, 2000] tal como se describe en la Sección 3.5.1, y se observa en la Figura 4.2(a). El valor de la magnitud de completitud de este catálogo fue de M_c : 1.99, lo cual indicaría que se cuenta con

el total de las detecciones disponibles dentro del catálogo para una magnitud $M_w > 1.99$.

Este valor depende de muchos factores como lo son la disponibilidad de estaciones, la instrumentación y el método de detección, por lo que se considera una métrica apropiada para evaluar la precisión con la que el catálogo representa la dinámica sísmica del área de estudio.

4.3.2. Distribución de Gutenberg-Richter

Se aplicó la relación de Gutenberg-Richter al catálogo para observar el ajuste de los datos a esta distribución.

El resultado se puede observar en la figura 4.2(b). Los círculos de color rojo y morado representan la frecuencia acumulada de los sismos con respecto a la magnitud, los círculos azules representan la frecuencia no acumulada. La línea azul representa la línea de ajuste.

4.3.3. Distribución acumulativa de detecciones

En este trabajo se graficó la distribución de la cantidad de eventos acumulativos a lo largo de todo el periodo de estudio y su comportamiento por meses. También se obtuvo la distribución del momento acumulativo a lo largo del periodo de estudio y su relación con los eventos de magnitudes mayores a M_w 4.0. Esta distribución (Figura 4.3) muestra el comportamiento del aumento de detecciones sísmicas a lo largo del tiempo, y si existe alguna relación en la cantidad de detecciones sísmicas con la ocurrencia de eventos de mayor magnitud. La distribución acumulativa por mes se puede consultar en el Anexo A, Figuras A.1 - A.7.

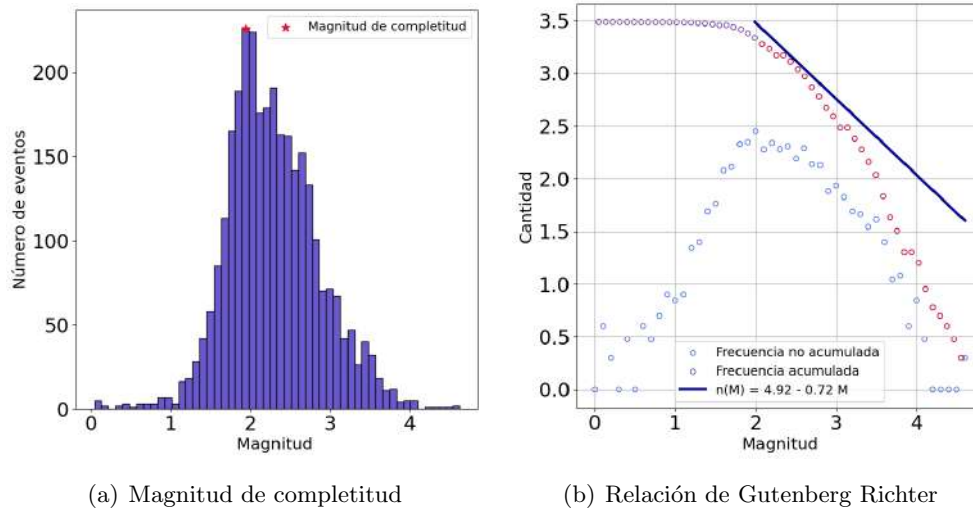


Figura 4.2: Obtención de la magnitud de completitud y la relación de Gutenberg-Richter

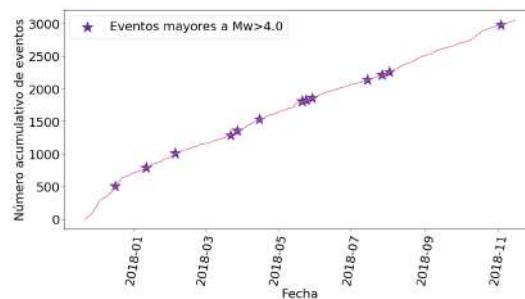


Figura 4.3: Distribución acumulativa del número de detecciones a lo largo del periodo de estudio.

4.3.4. Resultados de distribución de momento acumulativo

Se obtuvo la distribución del momento acumulativo a lo largo del periodo de estudio. Esta distribución indica la liberación de momento sísmico, en unidades de Nm, a través del tiempo. Se obtuvo el momento acumulativo a lo largo del periodo de

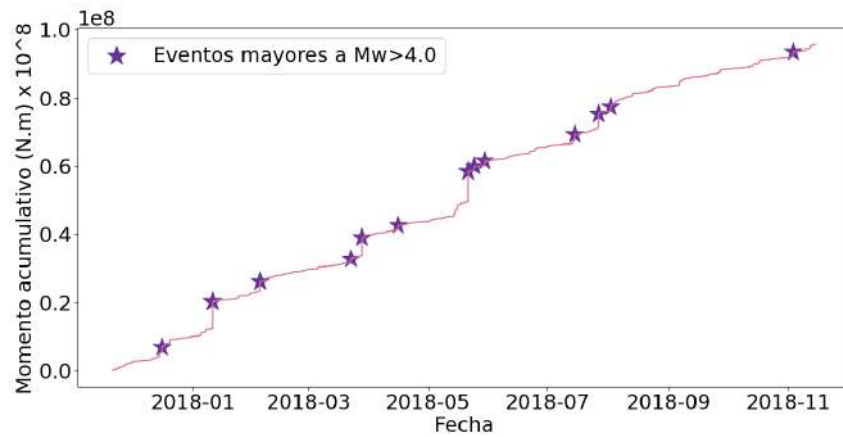


Figura 4.4: Distribución del momento sísmico acumulativo a lo largo del periodo de estudio.

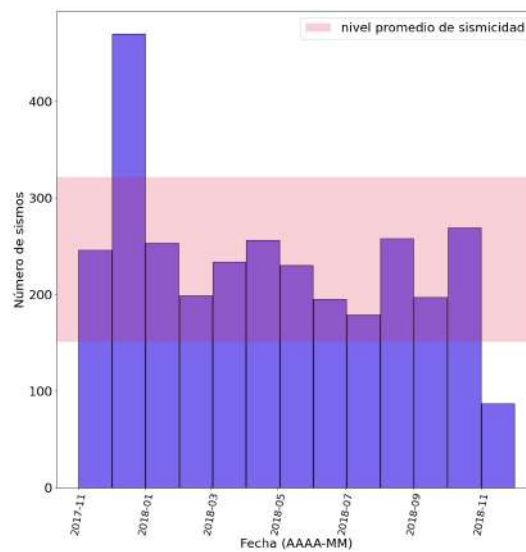


Figura 4.5: Cantidad de detecciones sísmicas a lo largo de todo el periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.

estudio, por medio de la metodología descrita en la Sección 3.5, indicando también los periodos en los que ocurrieron sismos de magnitud mayor a M_w 4.0. Como es posible

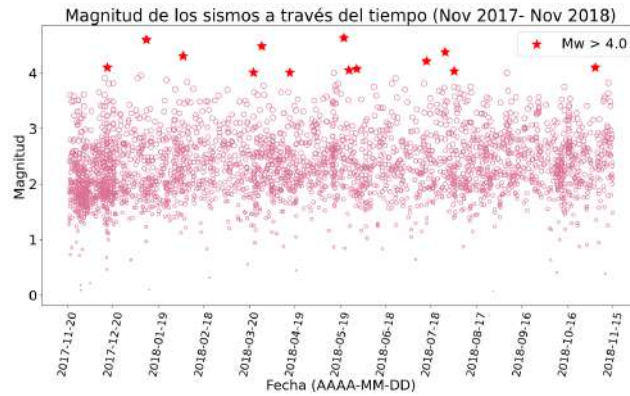


Figura 4.6: Magnitud de las detecciones sísmicas a lo largo del periodo de estudio.

observar en la Figura 4.4, la distribución del momento acumulativo a lo largo del periodo sigue una tendencia logarítmica, con aumentos repentinos de distinto orden al ocurrir uno o varios sismos de mayor magnitud dentro de un periodo, pero con la próxima recuperación de la tendencia anterior, lo cual se mantiene a lo largo de todo el periodo de estudio.

4.4. Distribución temporal

Se analizó la distribución de los eventos detectados, considerando su ocurrencia en todo el periodo, por mes, y por día. Para cada uno de estos lapsos temporales se analizó la ubicación y magnitud de los eventos, así como la tasa de ocurrencia. A continuación se presentarán los mapas de ubicación de los eventos, así como la distribución de cantidad y magnitud de sismos a profundidad.

Para el periodo comprendido entre el 21 de noviembre de 2017 y el 14 de noviembre de 2018, se encontraron las detecciones sísmicas que se muestran en la Figura 4.5. El total de nuevas detecciones para este periodo fue de 3073 eventos. El evento de mayor magnitud en este catálogo fue de M_w 4.63 (ver Figura 4.6) y la distribución de eventos sísmicos a lo largo del periodo de estudio se observa en la Figura 4.5.

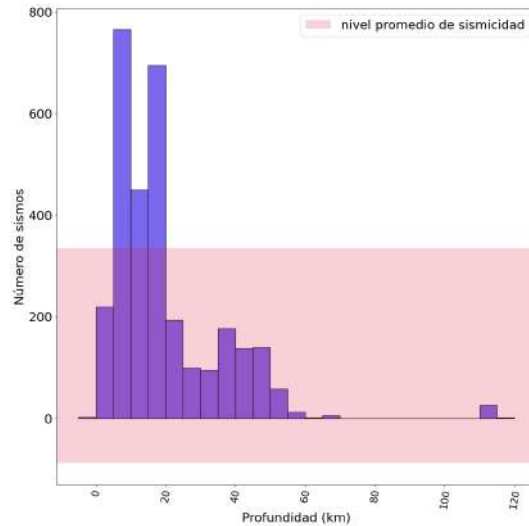


Figura 4.7: Cantidad de detecciones sísmicas a lo largo de todo el periodo de estudio, con respecto a la profundidad. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.

La mayoría de los eventos sísmicos ocurren a una profundidad de entre 5 y 10 km (Figura 4.7), el mayor número de detecciones ocurrieron en el mes de diciembre de 2017, con 470 sismos detectados.

De igual manera, la mayor concentración de sismos a lo largo de este periodo ocurrió en el área en el rango de latitudes entre 17.0 y 17.5 N. (Figura 4.8) longitudes entre 101.5 y 100.5 W (Figura 4.9). La mayoría de los eventos de este periodo comprenden magnitudes de entre 1.8 y 2.1 (Figura 4.10). La tasa acumulativa de liberación de energía sigue una distribución regular y constante, a excepción de liberaciones bruscas y repentinas de energía coincidentes con los sismos del 10 de enero de 2018 ($M_w = 4.6$), 28 de marzo de 2018 ($M_w = 4.48$) y 21 de mayo de 2018 ($M_w = 4.63$).

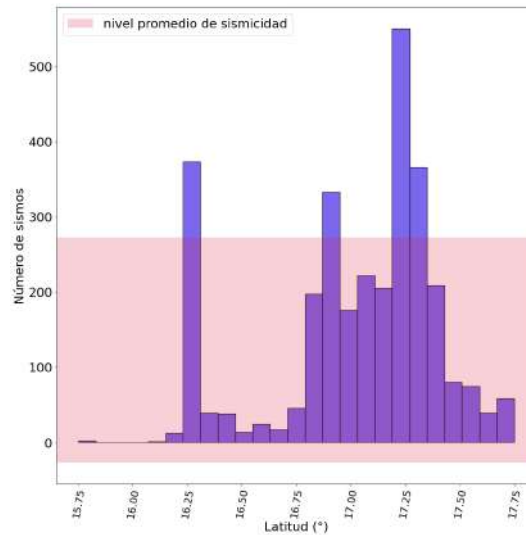


Figura 4.8: Cantidad de detecciones sísmicas a lo largo de todo el periodo de estudio, con respecto a la latitud. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.

4.4.1. Distribución mensual de sismos (Noviembre de 2017 a Noviembre de 2018)

El análisis por mes de los eventos sísmicos proporcionó información para analizar la evolución de la liberación de energía en la zona de estudio a lo largo del año de observaciones. Los principales parámetros observados se resumen en la Tabla 4.2 y pueden ser consultados en los Anexos B, C, D, E y F.

4.4.2. Distribución diaria de los sismos en el catálogo final

Para el análisis de la distribución diaria de las detecciones sísmicas, se agruparon los eventos detectados por horas en un principio, y posteriormente por fragmentos de horas (Figura 4.11). El número de detecciones es bastante constante a lo largo de las horas del día. Tras hacer varias pruebas modificando los periodos de análisis se

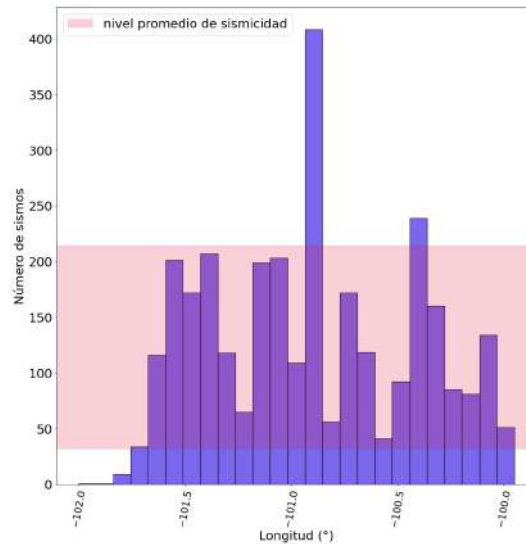


Figura 4.9: Cantidad de detecciones sísmicas a lo largo de todo el periodo de estudio, con respecto a la longitud. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.

puede mencionar un aumento en las detecciones entre las 21:30 hrs y las 22:00 hrs, en el que el número de detecciones se encuentra por encima del promedio en general, y en menor medida la hora entre las 8:00 y 8:30 horas, en que las detecciones son menores al promedio. Como es evidente, estas cantidades no son estadísticamente significativas, en general se observa que la cantidad de sismos y el momento sísmico acumulativo se mantienen constantes a lo largo de todo el día.

4.5. Distribución espacial

4.5.1. Zonas de mayor concentración sísmica

A lo largo de todo el periodo de estudio, es posible observar una mayor concentración de las detecciones en las zonas correspondientes a las latitudes $17^\circ - 17.5^\circ$ N

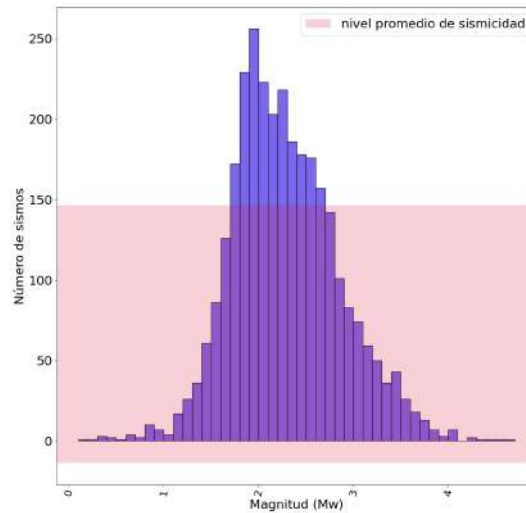


Figura 4.10: Cantidad de detecciones sísmicas a lo largo de todo el periodo de estudio, con respecto a la magnitud. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.

y longitudes 101.5° - 100.5° W. Es importante destacar que en la zona que se encuentra en medio de estas dos regiones resalta una disminución considerable de todos los eventos sísmicos, aún menor que el promedio en el resto de la zona de estudio. Se trata de la región que corresponde a la Brecha de Guerrero, lo cual es congruente con los estudios que se tienen hasta el momento [Radiguet et al., 2012; Kostoglodov et al., 2003; Plata-Martínez et al., 2021]. Dentro de estas regiones de mayor acumulación, las detecciones son de una magnitud intermedia en general, mientras que en la zona correspondiente a la Brecha las magnitudes de las detecciones son, o superiores a la media ($M_w = 3.0-5.0$) o de menor magnitud ($M_w < 2.0$).

Dentro del periodo de estudio, se observó un desplazamiento en estas regiones de acumulación sísmica, que se pueden observar en la Figura 4.12. La acumulación sísmica por mes puede consultarse en el Anexo G.

Durante el periodo para el que se tiene registro durante noviembre de 2017, la acumulación de los sismos ocurrió principalmente en la zona sureste, entre las coordenadas 15.5° - 16° N y 101° - 101.5° W. A pesar de que ocurrieron un número

Mes	Número de detecciones	Magnitud máxima	Rango de profundidad (km)	Número máximo de detecciones diarias	Rango de latitud (°N)	Rango de longitud (°W)	Rango de magnitud (M_W)
Noviembre 2017	217	3.61	10-20	34	16-16.5	101-100.5	1.6-2.1
Diciembre 2017	501	4.1	15-20	40	16-17.5	101-100.5	1.6-2.1
Enero 2018	258	4.6	15-20	16	17-17.5	101.5-100	1.6-2.1
Febrero 2018	190	4.3	15-20	16	17-17.5	101.5-100	1.9-2.1
Marzo 2018	223	4.48	15-20	19	17-17.5	101.5-101	2.0-2.1
Abril 2018	228	4.01	5-10	24	17-17.5	100.5-100	1.9-2.0
Mayo 2018	237	4.63	5-20	39	17-17.5	102-101	2.3-2.7
Junio 2018	193	3.9	5-20	14	17-17.5	101.5-101	2.2-2.4
Julio 2018	179	4.37	5-15	10	17-17.5	101.5-101	1.9-2.0
Agosto 2018	179	4.37	5-15	20	17-17.5	100.5-100	1.9-2.0
Septiembre 2018	198	4.0	5-10	15	17-17.5	101.5-100	2.1-2.2
Octubre 2018	270	3.75	5-10	27	17-17.5	101.5-101	2.6-2.7
Noviembre 2018	87	4.1	5-10	14	17-17.5	101.5-101	2.3-2.4

Tabla 4.2: Distribución de las detecciones por cada mes del periodo de estudio.

de detecciones en el resto de la zona de estudio, la acumulación sólo ocurrió dentro de esta región. Para diciembre de 2017, la acumulación anterior se mantiene, y se puede notar en otras zonas cierta acumulación a lo largo del mes, principalmente cercana a la costa, a ambos costados de la Brecha de Guerrero (Figura G.1).

Durante enero de 2018, la acumulación en la sureste anterior se muestra mucho mayor, mientras que las acumulaciones del mes anterior se mantienen y aumentan su densidad, y existen otras de menor densidad que se observan nuevamente adyacentes a la zona de la Brecha. En febrero de 2018, la concentración de los sismos en la región sureste se mantuvo, aumentando el área de acumulación, y se muestra a lo largo de la costa una acumulación constante a excepción de la zona correspondiente a la Brecha.

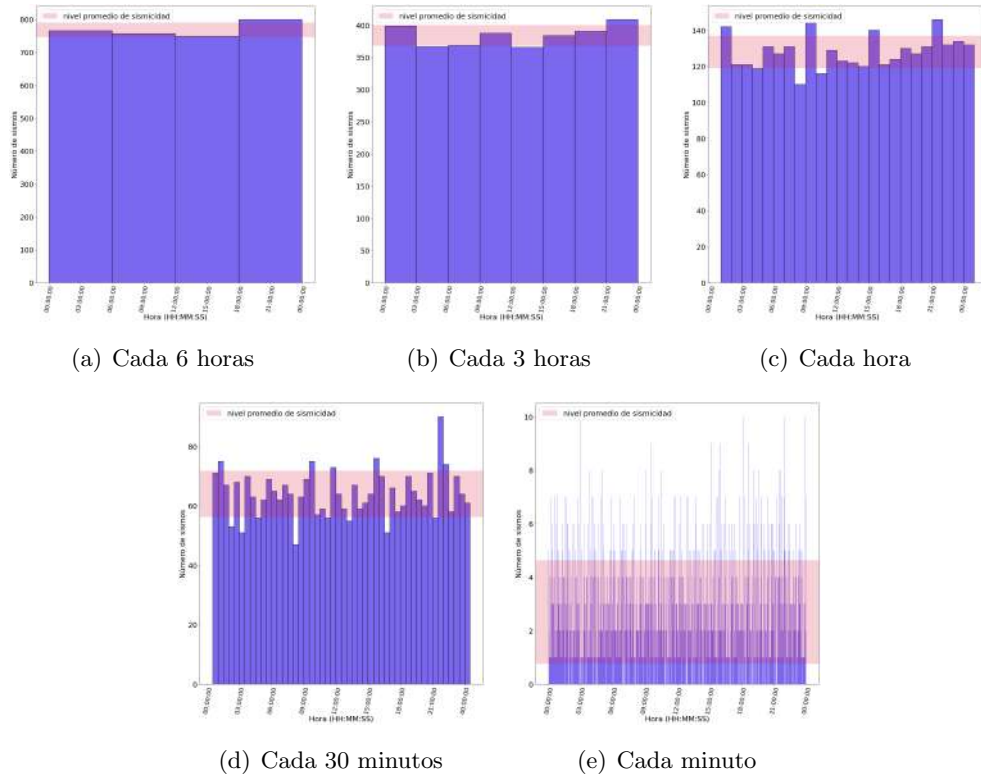


Figura 4.11: Número de detecciones a lo largo del día, dentro de distintos periodos de tiempo: cada 6 horas 4.11(a), cada 3 horas 4.11(b), cada hora 4.11(c), cada 30 minutos 4.11(d), y cada minuto 4.11(e). En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos a lo largo del día con una desviación estándar.

La densidad en la zona de la costa es mayor así como el área de acumulación para este periodo (Figura G.2).

Durante marzo de 2018, las acumulaciones se mantienen en las zonas observadas para el mes anterior. En la zona sur, el área de acumulación aumenta y se densifica acercándose al límite de la placa. En la zona correspondiente a la Brecha se puede observar una ligera acumulación de detecciones, con densidad y área mucho menor a comparación con las áreas adyacentes. En abril de 2018, las acumulaciones del mes

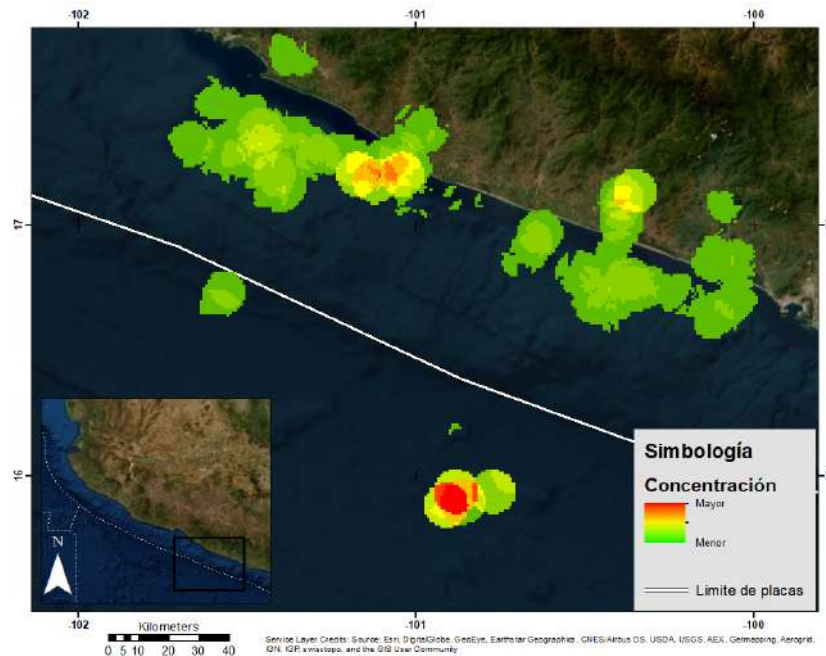


Figura 4.12: Concentración de las detecciones sísmicas a lo largo del periodo de estudio

anterior disminuyen su área y se densifican, principalmente para las zonas norte y sur de la costa. La acumulación previa dentro de la zona sureste de la interfase de subducción disminuye su densidad y dentro de la Brecha la zona de acumulación mantiene su densidad y área durante este periodo (Figura G.3).

Para mayo de 2018, la mayoría de las acumulaciones de detecciones sísmicas desaparecen, a excepción de la localizada en la zona norte cercana a la interfase de subducción, la cual aumenta en densidad así como en área. Existe otra acumulación en tierra cercana a la costa norte de la zona de estudio. Durante junio de 2018, la acumulación en la zona norte cercana a la costa es más evidente, y las detecciones muestran mayor densidad. En la zona sureste, se presenta nuevamente una acumulación de detecciones de baja densidad. En general, existe una acumulación de baja densidad de detecciones sísmicas a lo largo de la costa (Figura G.4).

En julio de 2018, las acumulaciones de sismos fueron regulares nuevamente a lo largo de la costa, exceptuando un segmento de la costa dentro de la Brecha de Guerrero. Las acumulaciones nuevamente presentan una mayor área y densidad en la zona norte que el resto del área de estudio. Durante agosto de 2018, la acumulación de detecciones se mantiene constante a lo largo de la costa, disminuyendo la densidad con respecto al mes anterior en la zona norte, y lo opuesto sucedió con las detecciones más al sur a lo largo de la costa (Figura G.5).

Para septiembre de 2018, nuevamente la acumulación de detecciones sísmicas se presenta cubriendo mayor área y densidad en la zona norte de la costa, presentando muy poca a ninguna acumulación dentro de la Brecha de Guerrero, y una acumulación de menor densidad a lo largo de toda la costa sur. Es importante recalcar que la mayor concentración de detecciones sísmicas para este periodo se encuentra ubicada en tierra, muy cerca de la costa. Durante octubre de 2018, la acumulación de las detecciones se concentra en el norte del área de estudio, cercana a la costa, con la mayor densidad. Existe una acumulación con densidad importante dentro de la zona continental cercana a la costa, pero en general la zona al sur de la Brecha de Guerrero presenta menor acumulación de detecciones (Figura G.6).

Para el periodo del que se tiene registro durante noviembre de 2018 (Figura G.7), se tiene una menor densidad de zonas de acumulación, distribuidas más cercanas a la costa. Es importante destacar que en este periodo la mayor acumulación, pese a su reducida área, se encuentra dentro de la zona correspondiente a la Brecha de Guerrero, el resto presentan menor densidad y se encuentran principalmente distribuidas a lo largo de la costa.

4.5.2. Distribución de eventos sísmicos a profundidad

Se consideró el parámetro de la profundidad de los eventos detectados para esquematizar la distribución de los hipocentros en la zona de estudio. En general, durante todo el periodo de estudio, se pudo encontrar una zonación en la detección de los eventos conforme a la profundidad de estos:

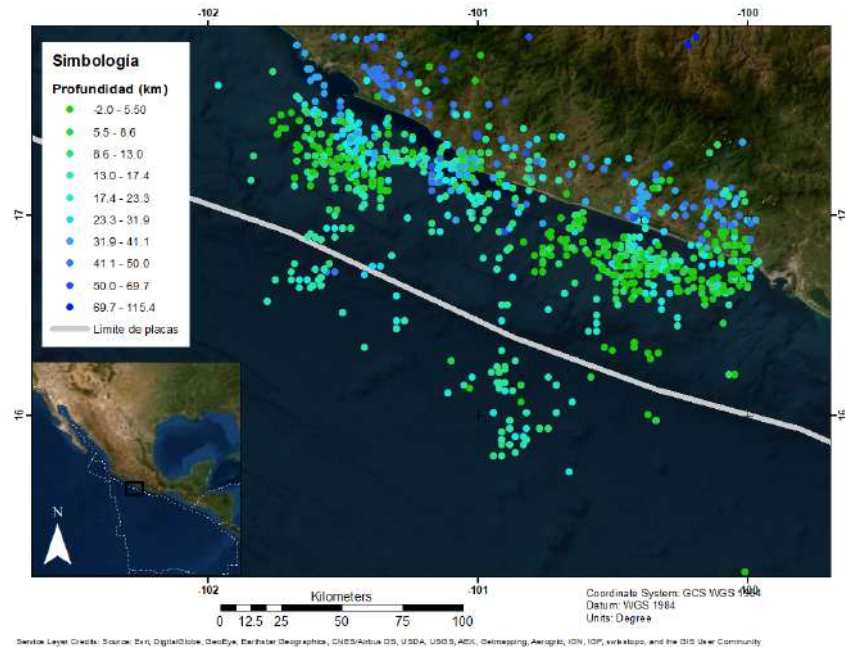


Figura 4.13: Distribución de la profundidad de los hipocentros a lo largo de todo el periodo de estudio

- **Placa de Cocos, antes del límite de placas:** Se encontró que la mayoría de los sismos detectados en esa zona se encuentran ubicados a una profundidad de entre 8 y 18 km. En la Figura 4.13 se pueden ver representados como puntos de color verde pálido.
- **Placa Norteamericana, cerca del límite de placas:** En esta zona se pueden observar aún algunos eventos en el rango de profundidad anterior (8-18 km), pero en general las profundidades en esta zona son menores, en un rango de entre 2 y 13 km de profundidad. En la Figura 4.13 se pueden apreciar como puntos de color verde brillante.
- **Placa Norteamericana, distancia intermedia entre el límite de placas y la costa mexicana:** En esta zona la profundidad aumenta nuevamente, en un rango de entre 17 y 32 km. En la Figura 4.13 se pueden ver representados como puntos de color azul claro.

- **Zona muy cercana a la costa, incluyendo áreas en tierra:** En esta tercera zona la profundidad de las detecciones baja drásticamente, alcanzando profundidades desde 30 a 116 km. Se trata de los puntos de color azul oscuro representados en la Figura 4.13.

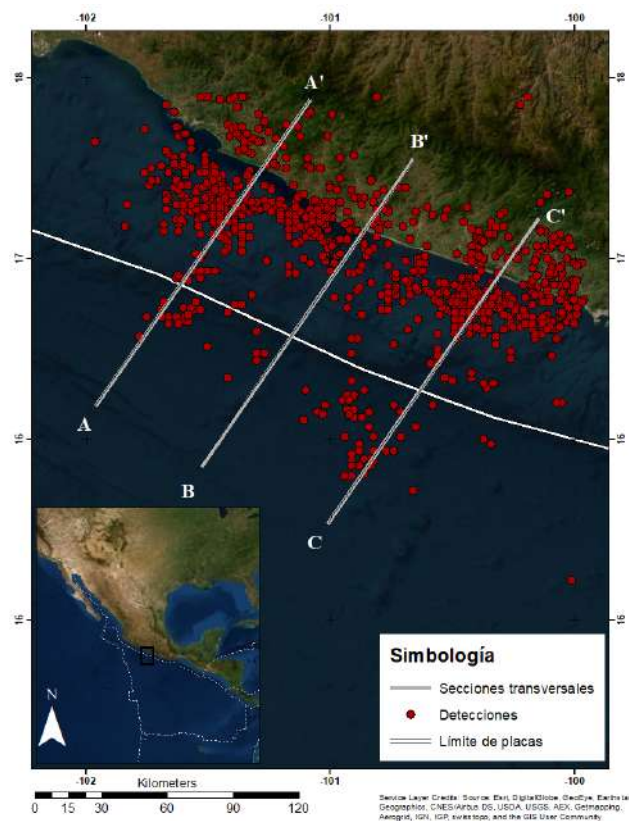


Figura 4.14: Secciones transversales a lo largo de las cuales se analizó la distribución de los hipocentros. La Brecha de Guerrero se encuentra entre las secciones transversales A-A' y C-C'.

Se realizaron tres secciones transversales (ver Figura 4.14), perpendiculares a la interfase de subducción, con el objetivo de observar de mejor manera la distribución de los hipocentros a lo largo de la trinchera, principalmente en la zona específica correspondiente a la Brecha de Guerrero y las zonas adyacentes a ésta. De esta manera se pudo describir el comportamiento sísmico a profundidad. La sección prin-

cial, que se nombró B-B', corta de manera perpendicular al límite de placas y su extensión transversal corresponde a las dimensiones de la Brecha de Guerrero. De manera paralela a la sección principal se construyeron las secciones A-A' y C-C', las cuales cruzan las zonas de acumulación sísmica que se comentaron previamente en el análisis a superficie.

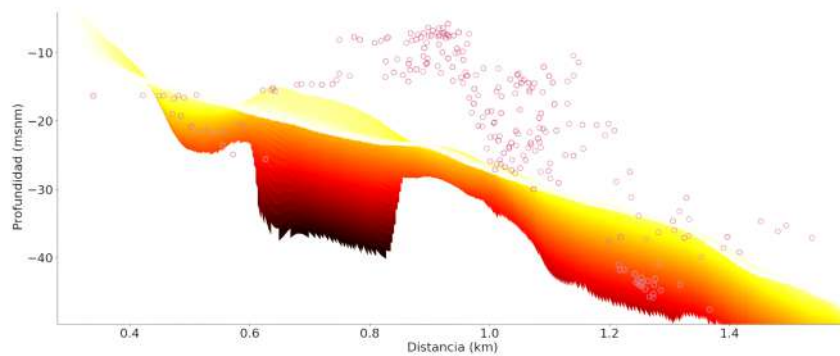


Figura 4.15: Distribución de los eventos detectados a lo largo de la sección A-A'. Los círculos huecos representan los eventos sísmicos, y la línea continua es una aproximación a la interfase de subducción.

Con ayuda de los parámetros del modelo SLAB 2.0 [Hayes et al., 2018] se construyó un perfil de la interfase de placas, dentro del que se graficaron las detecciones sísmicas a lo largo de las secciones.

Sección A-A'

Esta sección corresponde a la zona noroeste de la sección B-B'. A lo largo de esta sección se puede observar (Figura 4.15) que las detecciones sísmicas siguen la línea del perfil, las concentraciones de eventos que se pudieron analizar para los meses de enero, marzo, abril, mayo, julio, agosto, septiembre y octubre del año 2018

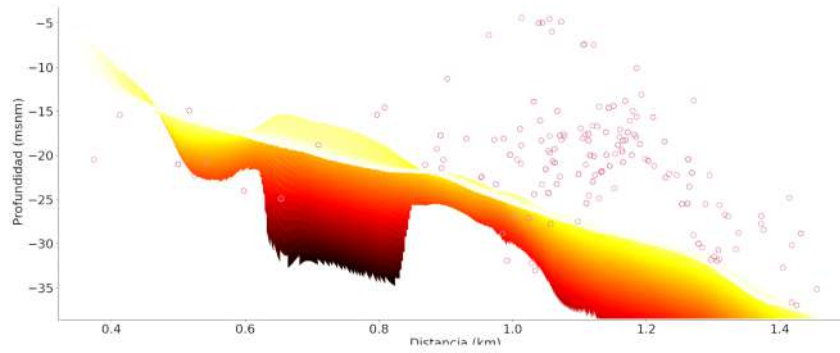


Figura 4.16: Distribución de los eventos detectados a lo largo de la sección B-B'. Los círculos huecos representan los eventos sísmicos, y la línea continua es una aproximación a la interfase de subducción.

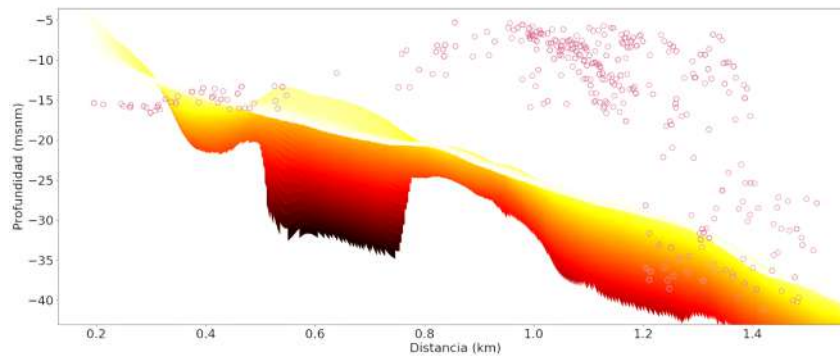


Figura 4.17: Distribución de los eventos detectados a lo largo de la sección C-C'. Los círculos huecos representan los eventos sísmicos, y la línea continua es una aproximación a la interfase de subducción.

se encuentran principalmente ubicadas a muy baja profundidad (entre 10 y 20 km de profundidad). Las concentraciones más cercanas a la línea de costa, observadas en diciembre de 2017, y enero, febrero, marzo, abril, mayo, junio, julio y septiembre de 2018 se encuentran a muy altas profundidades, mayores a 40 km de profundidad. Fuera de esto, las detecciones muestran una distribución regular a lo largo de todo el perfil, mostrando una menor concentración sólo al final del perfil, dentro de las detecciones con hipocentro en tierra.

Sección B-B'

Esta sección corresponde a la zona de la Brecha de Guerrero, perpendicular a la región de la trinchera (Figura 4.16). En esta sección se puede apreciar que las detecciones no siguen la distribución del perfil. En la zona cercana al límite de placas existen menos y más espaciadas detecciones de profundidad cercana a los 15 km, en la que la mayoría de las detecciones se mantienen, congruente con lo observado en los registros de noviembre de 2018. En la zona intermedia se concentran la mayoría de las detecciones, abarcando un rango muy amplio de profundidad desde 4 a 35 km. En la zona cercana a tierra las detecciones disminuyen, aunque aumentan en gran medida su profundidad, alcanzando profundidades mayores a 40 km.

Sección C-C'

Esta sección se trata de un perfil paralelo al sureste de la Brecha de Guerrero. En esta sección (Figura 4.17) se puede observar que las detecciones se concentran muy cercanas al límite entre placas a una profundidad de entre 15 y 20 km, como es evidente para los meses de noviembre y diciembre de 2017, enero, febrero y marzo de 2018. Con mayor densidad, en la zona intermedia entre la trinchera y la costa se observa otra concentración de hipocentros con profundidades de entre 5 y 15 km, congruente con lo que se muestra para enero, febrero, marzo, abril, junio, julio y septiembre de 2018. En la zona más cercana a la costa, existen un gran número de

detecciones en un gran rango de profundidades desde 5 a 45 km. Esta zona corresponde a las acumulaciones observadas para marzo, abril, junio, agosto, septiembre y octubre de 2018.

4.6. Sismicidad durante la temporada de huracanes 2018

4.6.1. Temporada de huracanes del 2018

La temporada de huracanes en el Pacífico del 2018 comenzó el 10 de mayo de 2018 con la depresión tropical “Uno-E”, y terminó el 5 de noviembre de 2018 con la tormenta tropical “Xavier”. En esta temporada se formaron 17 sistemas ciclónicos en el océano Pacífico.

Tormenta tropical Carlotta

Durante la tarde del 14 de junio de 2018, la depresión tropical “Cuatro - E” se formó a 146 km al suroeste de Acapulco, Guerrero, se desplazó al noroeste con una velocidad de 9 km/h, con presión mínima de 1008 mb, vientos sostenidos de 56 km/h y rachas de 74 km/h, ocasionando lluvias frente a las costas de Guerrero y Oaxaca.

Esta depresión se intensificó a tormenta tropical “Carlotta”, a las 13:30 horas del 15 de junio, mantuvo una trayectoria hacia el noroeste, con una velocidad de viento de 37 a 46 km/h y oleaje de 2.1 a 2.7 m. Estas condiciones se mantuvieron hasta la noche del 16 de junio, cuando sus vientos se intensificaron a 102 km/h, con una presión mínima de 997 mBar a 24 km de Acapulco, siguiendo una trayectoria paralela a la línea de costa (Figura 4.18). A las 22:30 se registró una velocidad de viento de 55 km/h y rachas de 89 km/h. Durante la madrugada del 17 de junio, Carlotta comenzó a debilitarse, hasta degradarse a depresión tropical a las 13:00 horas, y disiparse el 18 de junio a las 22:00 horas, frente a las costas de Michoacán.

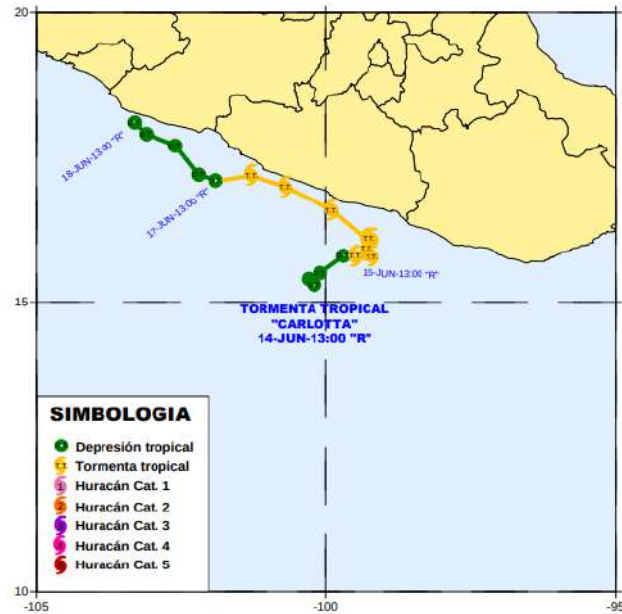


Figura 4.18: Trayectoria de la tormenta tropical Carlotta. Elaborado por el Departamento de Climatología de la Secretaría de Marina (SEMAR) con datos de Unisys Weather.

La amplitud de los niveles de ruido sísmico durante el desarrollo y el paso de esta tormenta se presentan en la Figura H.1.

Tormenta tropical Ileana

La Depresión Tropical “Once-E”, se desarrolló el 4 de agosto de 2018 a las 16:00 horas, a 414 km al sur de Salina Cruz, Oaxaca, con una presión central de 1008 mBar y desplazamiento hacia el noroeste de 20.3 km/h, con vientos de 46 km/h y rachas de 65 km/h, ocasionando cielo nublado, lluvias, chubascos, tormentas eléctricas y oleaje de 2.1 a 3 m.

El 5 de agosto a las 17:00 horas, esta depresión evolucionó a la Tormenta Tropical “Ileana”, con una velocidad de 18 km/h, vientos sostenidos de 74 km/h y rachas de

93 km/h, con acumulaciones de tormentas eléctricas sobre las costas de Guerrero, Oaxaca, y Chiapas y oleaje de 2 a 3 m. El 6 de agosto incrementó la velocidad de sus vientos a 102 km/h, rachas de 120 km/h, encontrándose a 157 km de Lázaro Cárdenas, Michoacán (Figura 4.19). Esta tormenta provocó cielo nublado, chubascos y tormentas puntuales muy fuertes y tormentas eléctricas en Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Nayarit y Sinaloa, hasta su disipación el 7 de agosto a las 10:30 horas, cuando fue absorbida por el Huracán “John” categoría-2.



Figura 4.19: Trayectoria de la tormenta tropical Ileana. Elaborado por el Departamento de Climatología de la Secretaría de Marina (SEMAR) con datos de Unisys Weather.

La amplitud de los niveles de ruido sísmico durante el desarrollo y el paso de esta tormenta se presentan en la Figura H.1.

Tormenta Tropical Tara

El 14 de octubre de 2018, se desarrolló la Depresión Tropical “Veintidós-E”, con centro de 1006 mb, a 78 km al suroeste de Lázaro Cárdenas, Michoacán, desplazándose hacia el noroeste con vientos de 56 km/h y rachas de 74 km/h. Fue

categorizada como tormenta tropical “Tara” el 15 de octubre a las 4:00, con un centro de 1003 mBar a 176 km de Manzanillo, Colima. Ocasiónó oleaje de entre 2.4 y 3 m, incrementando la intensidad hasta las 22:00 que alcanzó vientos de 101 km/h y rachas de 120 km/h, con una presión de 996 mb.

Tara continuó debilitándose hasta encontrarse a 40 km de Melaque, Jalisco (Figura 4.20), donde se convirtió en depresión tropical a las 16:00 del 16 de octubre, y en la noche de ese mismo día, con vientos de 56 km/h, rachas de 74 km/h y olas de 3 a 3.7 m, se disipó frente a las costas de Jalisco.

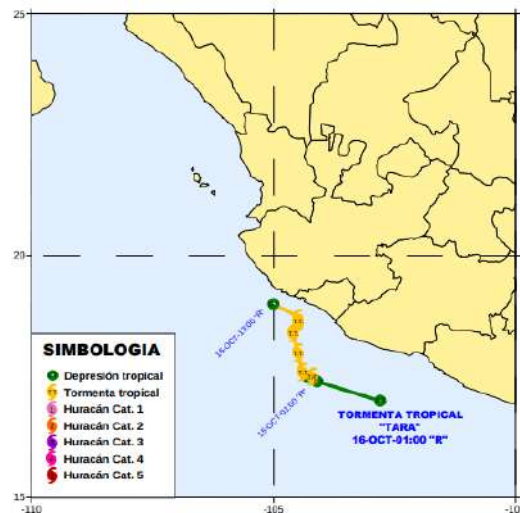


Figura 4.20: Trayectoria de la tormenta tropical Tara. Elaborado por el Departamento de Climatología de la Secretaría de Marina (SEMAR) con datos de Unisys Weather.

La amplitud de los niveles de ruido sísmico durante el desarrollo y el paso de esta tormenta se presentan en la Figura H.2.

Tormenta Tropical Vicente

La Depresión Tropical “Veintitrés-E” se originó el 19 de octubre a las 10:00 horas, a 163 km del puerto de San Benito, Chiapas. A las 16:00 horas fue declarada como tormenta tropical “Vicente”. Esta tormenta ingresó a territorio nacional en la madrugada del 20 de octubre (Figura 4.21), con oleaje de 2.4 a 3 m, con vientos de 83 km/h y rachas de 102 km/h, y una presión de 1002 mb. Su núcleo relativamente pequeño y su traslación muy lenta entre 3.7 y 20.3 km/h favoreció su rápida intensificación y persistencia en aguas nacionales. Sin embargo, su cercanía con el continente no permitió que evolucione a huracán.

Durante los últimos días en que se mantuvo activa la tormenta tropical Vicente, se encontraba activo en las cercanías el huracán “Willa”, por lo cual se preveía una posible interacción entre ambos sistemas, coincidencia que se retomará más tarde dentro de este mismo análisis. Esta tormenta tropical finalmente tocó tierra el 23 de octubre a las 10:00 horas en La Mira, Michoacán, como remanentes de baja presión. Se trata de uno de los ciclones más devastadores de la temporada de 2018, dejando a su paso 11 personas fallecidas y activando el Plan Marina.

La amplitud de los niveles de ruido sísmico durante el desarrollo y el paso de esta tormenta se presentan en la Figura H.2.

Huracán Willa

La depresión tropical “Veinticuatro-E”, se desarrolló en el huracán “Willa”, la madrugada del 20 de octubre a 427 km al suroeste de Lázaro Cárdenas, Michoacán, con vientos sostenidos de 56 km/h y rachas de 74 km/h. Continuó fortaleciéndose hasta ser declarada como huracán categoría-5 el 22 de octubre a las 7:00 horas, debido a sus vientos de 259 km/h y rachas de 315 km/h, con una presión mínima central de 925 mb.



Figura 4.21: Trayectoria de la tormenta tropical Vicente. Elaborado por el Departamento de Climatología de la Secretaría de Marina (SEMAR) con datos de Unisys Weather.

Considerado uno de los huracanes con mayor aceleración que se han registrado, se preveía un impacto en costas del estado de Nayarit (Figura 4.22), pero comenzó a debilitarse hasta convertirse en un huracán de categoría-3, con vientos sostenidos de 204 km/h y rachas de 250 km/h, la mañana del 23 de octubre, a 43 km de las Islas Marías. Finalmente, a las 20:00 horas del 23 de octubre, el huracán Willa categoría-3 impactó en la costa sur de Sinaloa, provocando precipitaciones severas, inundaciones importantes y daños a construcciones. Asimismo, sus remanentes ocasionaron chubascos puntuales y tormentas en Nayarit, Jalisco, Durango, Zacatecas, Aguascalientes, San Luis Potosí, Coahuila y Nuevo León.

La amplitud de los niveles de ruido sísmico durante el desarrollo y el paso de esta tormenta se presentan en la Figura H.2.



Figura 4.22: Trayectoria del huracán Willa. Elaborado por el Departamento de Climatología de la Secretaría de Marina (SEMAR) con datos de Unisys Weather.

CAPÍTULO 5

Discusión

5.1. Sismicidad en la zona cercana a la trinchera

5.1.1. Detecciones anómalas en el catálogo preeliminar

Dentro de las detecciones consideradas como anómalas, tras la inspección visual y el proceso de confirmación con respecto al catálogo del SSN, se obtuvo información que permitió refinar el método y considerar análisis a mayor profundidad que puedan ser aplicados en futuras etapas de esta investigación.

Detección del 25 de diciembre de 2017

Para el caso de esta detección, se encontró un evento sísmico dentro del catálogo del Servicio Sismológico Nacional que corresponde a una detección de magnitud $M_w = 5.0$, a diferencia de la magnitud $M_w = 6.53$ del catálogo inicial. La existencia de dicho evento en la temporalidad definida por el programa, pero con una magnitud sobreestimada permite reconocer la necesidad de realizar ajustes en el cálculo de la magnitud por medio del programa.

Detección del 09 de febrero de 2018

El mismo caso es evidente para esta detección, reportada por el SSN con una magnitud de $M_w = 3.9$, mientras el catálogo inicial la consideraba como $M_w = 5.14$.

Detección del 10 de mayo de 2018

Esta falsa detección, de magnitud $M_w = 5.25$, no fue encontrada dentro del catálogo del SSN, y dentro del catálogo preeliminar fue posible eliminarla, así como otras posibles detecciones falsas, al modificar el parámetro de MAD, de 15 a 20.

Detección del 12 de agosto de 2018

Fue posible identificar a este evento como una autodetección, a pesar de los parámetros de CC y MAD que podrían indicar lo contrario, gracias a esta primera inspección visual. Esto puede ser confirmado al observar las formas de onda, que se muestran en la Figuras ??, ?? y ??, demostrando que se trata del mismo evento.

En general, se esperaría que las autodetecciones proporcionen un CC de 1.0. Esto llevó al análisis posterior de autodetecciones con un $CC < 1.0$, las cuales fue posible arreglar al repetir los pasos de picado de ondas y selección de hora de referencia de plantillas y trazas, de acuerdo con el manual del método de empalme [Zhang and Wen, 2015].

5.1.2. Distribución de los sismos en tiempo y espacio

Se interpretó la distribución observada de las detecciones sísmicas a lo largo del periodo de estudio, analizando su distribución geográfica, por magnitud y en profundidad.

Distribución por magnitud

El análisis del catálogo mostró que la magnitud de completitud es de 1.99, es decir la menor magnitud a la que el 100 % de los eventos pudieron ser detectados. El rango de magnitudes a las que se encuentran la mayoría de las detecciones es, entonces, de entre 1.6 y 2.1. El evento de mayor magnitud del catálogo se trata del sismo del 21 de mayo de 2018, con una magnitud de Mw 4.63. El mes que cuenta con un nivel base de magnitud sísmica fue diciembre de 2017 y el de menor magnitud fue junio de 2018. El mes con menor cantidad de detecciones fue diciembre de 2017, con 500 eventos detectados, mientras que las 179 detecciones del mes de julio de 2018, representan el mes con registro completo en el que se registraron menos eventos.

Geográficamente, los eventos no muestran una distribución zonal por magnitud de manera evidente. Sin embargo, es evidente que las detecciones con magnitud intermedia, entre $1.0 \leq M_w \leq 3.0$, predominan en las zonas cercanas a la costa adyacentes a los límites de la Brecha de Guerrero. Las detecciones de menor magnitud predominan en esta región, y las de mayor magnitud se encuentran distribuidas en toda la zona de estudio sin patrón alguno.

Distribución geográfica

A partir de las Figuras presentadas en el capítulo anterior, se pudo encontrar que las detecciones sísmicas se concentran en tres zonas principales: en los límites norte y sur de la Brecha de Guerrero, dentro de la línea de costa, y en la porción sureste de la zona de estudio, cercano al límite de placas sobre la placa de Cocos, con la mayor concentración de eventos detectados correspondiente a este periodo. Estas zonas de concentración se fueron desplazando, aumentando y disminuyendo a lo largo de los meses que comprende este estudio, sin embargo respetando esta disposición en general, que ha sido observada también en registros históricos del Servicio Sismológico Nacional.

Sin embargo, esta acumulación de detecciones sísmicas en ciertas regiones se hizo considerando todo el rango de magnitudes calculadas, por lo que no es un indicador directo del comportamiento sísmico de la zona, como se observará más adelante.

Distribución a profundidad

La distribución de los eventos sísmicos a profundidad, en cambio, muestra un patrón por zonas muy evidente dentro de toda la región de estudio que podría permitir mapear la actividad sísmica a lo largo de la zona de subducción. En la zona previa a la interfase de subducción, en la placa de Cocos, se tiene una profundidad media de los sismos de entre 8 y 18 km. Avanzando de manera perpendicular al límite de placas dentro de la zona de subducción, ya dentro de la placa Norteamericana, la profundidad de las detecciones disminuye, para aumentar nuevamente al acercarse a la zona de costa. La profundidad de las detecciones en la zona de costa y hacia tierra aumenta drásticamente entonces, alcanzando profundidades de casi 120 km.

Esta distribución a profundidad se pudo cargar en un perfil que muestra la distribución de los puntos de sismicidad en tres dimensiones, a lo largo de la interfase de subducción. A partir de esto se pudo observar que a lo largo de toda la Brecha de Guerrero las detecciones comparten el mismo rango de profundidad, sin importar la sección de la placa en la que se encuentren.

Distribución de la liberación de energía sísmica

Anteriormente se analizó la acumulación de sismos, independientemente de su magnitud, a través de la zona de estudio. Esta acumulación, aunque es útil para encontrar zonas en las que, como se pudo observar para la Brecha de Guerrero, la cantidad de detecciones es difícilmente comparable a las del resto de la región en la interfase de la zona de subducción, no permiten una apreciación correcta del comportamiento sísmico en la zona de estudio, en cuestión de la relación entre la cantidad de sismos en un área específica y el nivel de energía liberada.

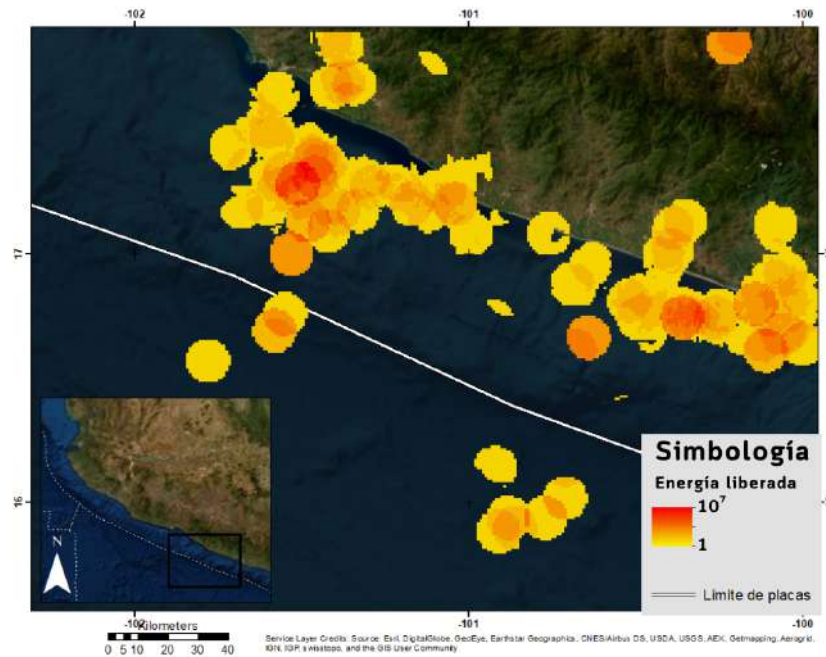


Figura 5.1: Liberación de energía calculada a partir de los eventos sísmicos detectados a lo largo del periodo de estudio. Valor de energía liberada con respecto a la energía del sismo de menor magnitud del catálogo ($M_w = 1.6$)

Previamente se había considerado que existían tres zonas principales de acumulación sísmica, que presentan una gran densidad en sólo una porción de ellas. Sin embargo, en la Figura 5.1 se puede observar que esta densidad corresponde a detecciones de menor magnitud, y las zonas de una menor acumulación corresponden a magnitudes más elevadas. De esta manera, la liberación de energía es mucho más uniforme en las zonas de acumulación identificadas en análisis previos. Es evidente también que la liberación de energía es mucho menor en la zona correspondiente a la Brecha de Guerrero que el resto de toda la región de estudio. Las concentraciones

de detecciones en las porciones adyacentes, sin embargo, presentan a su vez la mayor liberación de energía que se puede observar en el área.

5.2. Influencia de los fenómenos metereológicos periódicos en las observaciones

En el caso del análisis de datos sísmicos del fondo marino, los estudios de ruido ambiente en una estación sísmica son de vital importancia, debido a que las fuentes de ruido son mucho más energéticas y variables. Las corrientes del fondo marino, así como perturbaciones en la columna de agua a cualquier profundidad, pueden generar una señal en presión de fondo, detectada por los OBS como niveles de ruido muy altos incluso en componentes horizontales, aunque en general, las componentes verticales son más ruidosas en comparación con las estaciones en tierra [Shariat-Panahi, 2007].

5.2.1. Observaciones en la sismicidad durante la temporada de huracanes

Como se puede observar en la Figura 5.2, para el periodo de desarrollo de la tormenta tropical Carlotta, el nivel de sismicidad diaria se encuentra por debajo del número promedio de detecciones diarias para el catálogo.

Durante la tormenta tropical Ileana, sin embargo, se observa un aumento considerable en el número de detecciones de manera repentina justo en el día de inicio de este fenómeno, que se mantiene por días después de la disipación de la tormenta antes de volver al nivel de sismicidad promedio.

Para la tormenta tropical Vicente, Tara y el huracán Willa, se observa un fenómeno similar. Los niveles de sismicidad mucho más altos que durante el resto del mes, con

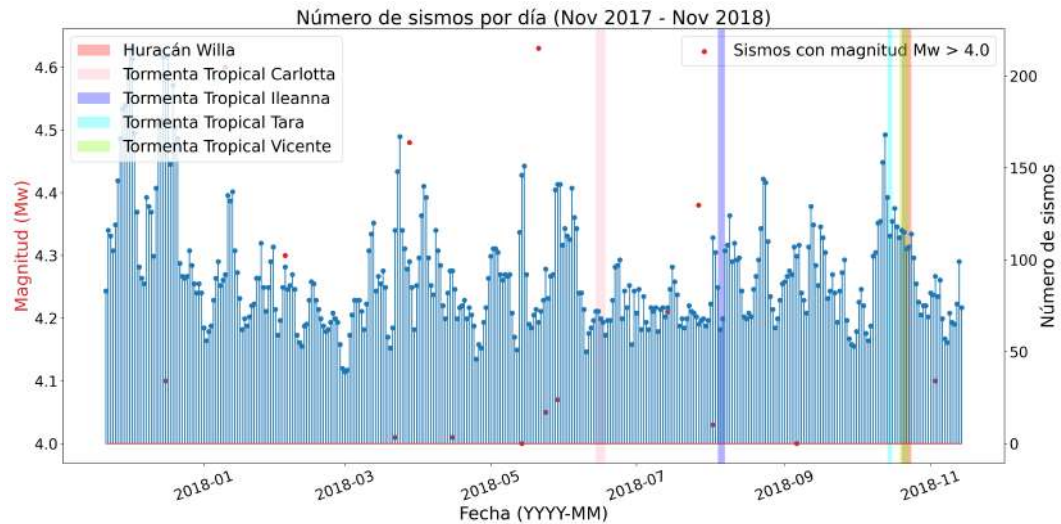


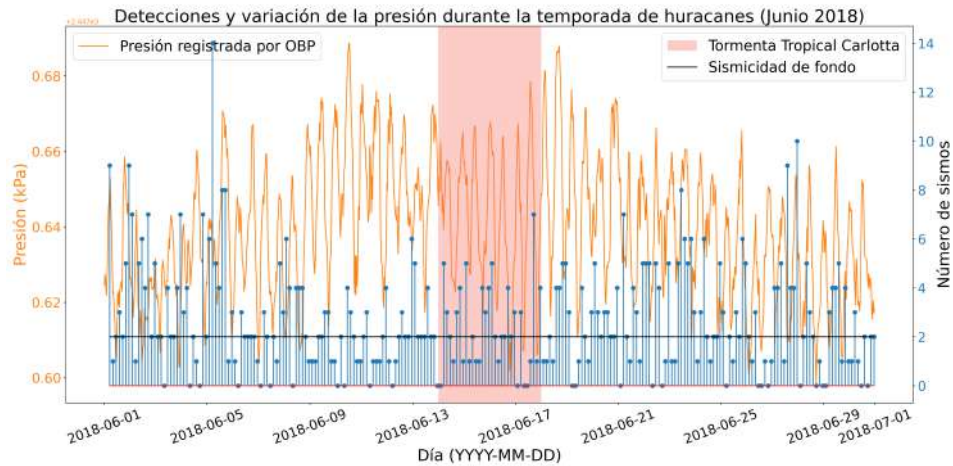
Figura 5.2: Número de detecciones sísmicas por día durante el periodo de estudio. En sombreado se pueden observar los periodos correspondientes al paso de tormentas tropicales y huracanes, y los puntos de color rojo representan detecciones de sismos con $M_w > 4.0$

la particularidad de que al coexistir estos fenómenos en espacio y tiempo, el aumento en la sismicidad llega a niveles mucho mayores, casi doblando el nivel promedio de sismicidad, y este aumento en las detecciones se prolonga hasta volver a niveles regulares justo después de la fecha de la disipación del Huracán Willa.

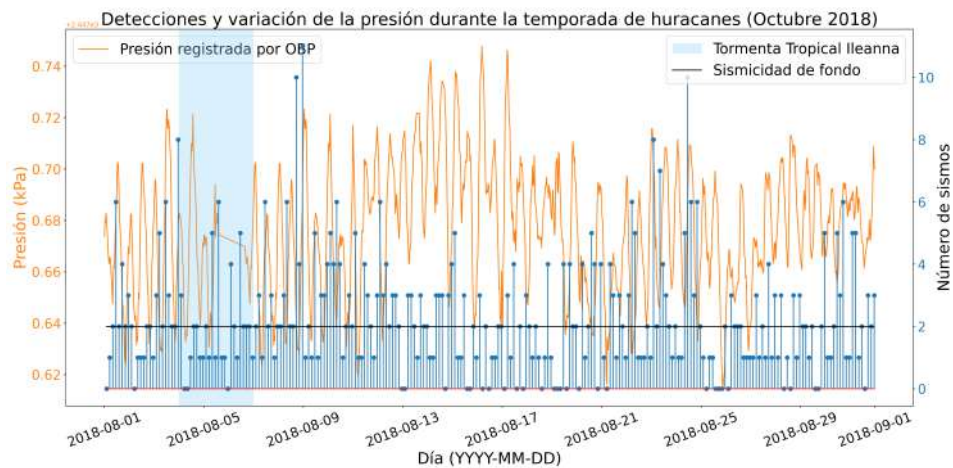
5.2.2. Detecciones sísmicas

Se observó la cantidad de detecciones sísmicas correspondientes a los periodos en los que las tormentas y huracanes ocurrieron, se relacionaron a su vez con los valores de presión disponibles y los eventos sísmicos de mayor magnitud detectados.

En la Figura 5.3(a), se muestra el periodo del paso de la tormenta tropical Carlotta, y las detecciones sísmicas que se obtuvieron para ese periodo. No se aprecia una alteración en la magnitud de las detecciones durante el paso del huracán, sin



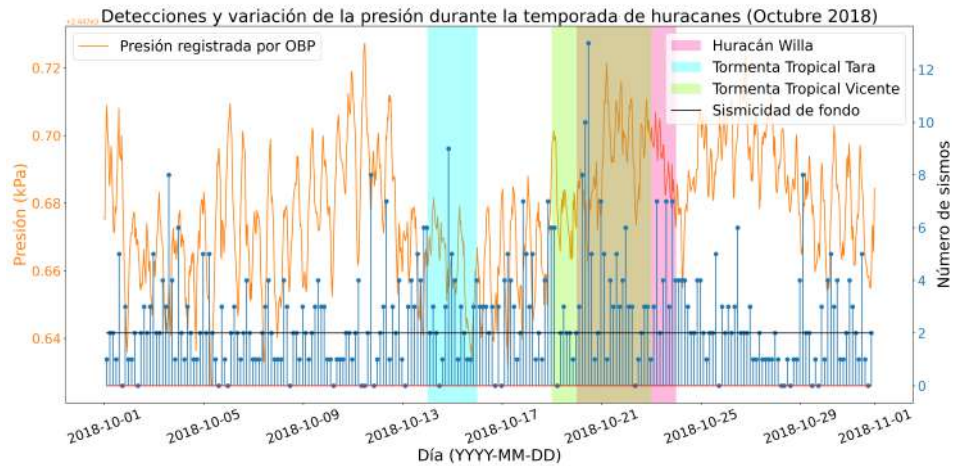
(a) Junio 2018



(b) Agosto 2018

Figura 5.3: Número de detecciones sísmicas (azul) por día durante los meses en que ocurrieron tormentas tropicales y huracanes. Se presentan los niveles de presión (naranja) a la cual se ha retirado la contribución por mareas.

embargo, se puede observar un aumento en la cantidad de sismos de magnitud menor a M_w 1.5, en el periodo que el huracán se encuentra justo por encima de la zona



(a) Octubre 2018

Figura 5.4: Número de detecciones sísmicas (azul) por día durante los meses en que ocurrieron tormentas tropicales y huracanes. Se presentan los niveles de presión (naranja) a la cual se ha retirado la contribución por mareas.

de estudio. De manera general, no se encuentra una clara relación entre la cantidad de detecciones sísmicas y esta tormenta. El máximo en la cantidad de sismos que se puede observar durante junio no muestra estar asociado en forma alguna con la aparición de la tormenta tropical Carlotta.

Observando la Figura 5.3(b), se puede notar una leve alteración en la cantidad de sismos detectados justo cuando el ciclón se encuentra por encima de la zona de estudio, aumentando la magnitud general de todas las detecciones para bajar nuevamente al pasar la tormenta. Nuevamente, no se encuentra una relación clara entre la tormenta tropical Ileana y la cantidad de detecciones sísmicas.

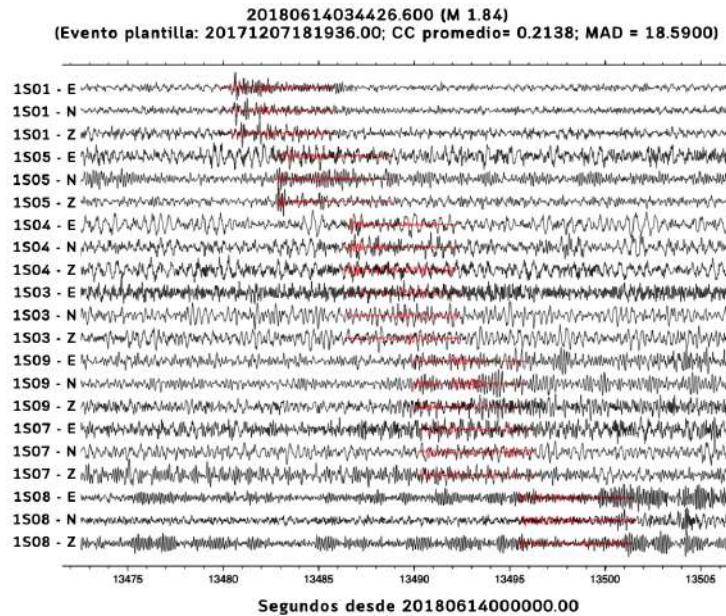
En la Figura 5.4(a), se muestra que, a pesar de que la tormenta tropical Tara se formó muy cerca del área de estudio, se desarrolló con un movimiento muy rápido hacia el noroeste. Esto la aleja del área de interés y no muestra ningún tipo de influencia en las detecciones, sin cambios en la magnitud ni aumento o disminución

en detecciones de menor magnitud. Asimismo, se muestra el periodo del paso de la tormenta tropical Vicente, y las detecciones sísmicas que se obtuvieron para ese periodo. En este caso, se puede nuevamente mostrar un cambio en la magnitud de las detecciones, nuevamente para el periodo de tiempo en el que la tormenta se encuentra justo por encima de los sensores. La cantidad de detecciones muestra un aumento drástico que coincide con el empalme entre el aumento de fuerza de Vicente y la formación y avance del huracán Willa hacia la zona de estudio. El descenso en la cantidad de sismos a partir de este punto es gradual y parece seguir una tendencia casi lineal, aunque es necesario un volumen mayor de datos, a lo largo de varios periodos de huracanes en la zona, para afirmar si la relación entre estos sucesos es verdaderamente causal.

5.2.3. Niveles de ruido

La posibilidad de graficar formas de onda individuales para diversas detecciones por día, conjunto de días o mes, permitió observar que los niveles de ruido, durante los periodos en los que las tormentas tropicales y huracanes ocurridos cerca de la costa de Guerrero en 2018 se encontraban por encima de los sensores, aumentaron considerablemente, presentando incluso registros caóticos en los que, a pesar de los filtros y otros tratamientos de datos, la forma de onda del evento principal es difícil de distinguir (Figuras ??, 5.5, 5.6).

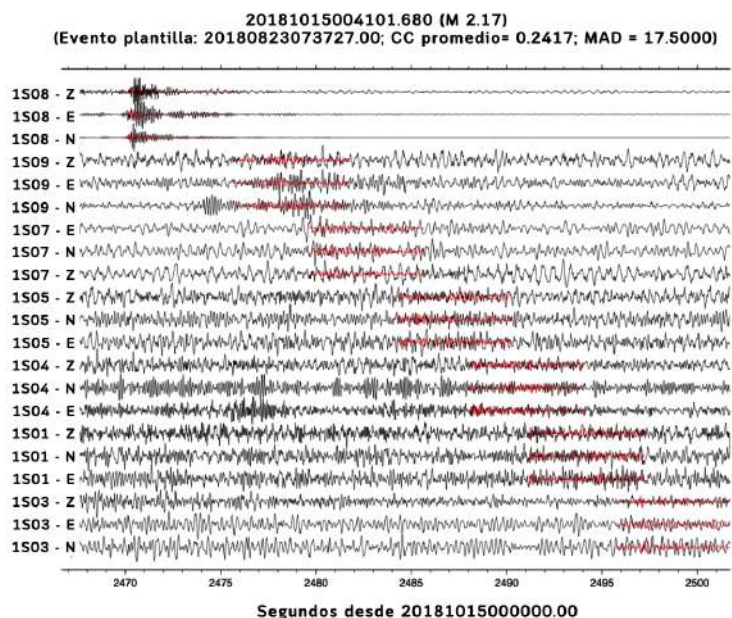
Es evidente al analizar las gráficas que existen dos distintos niveles de ruido correspondientes a bandas de periodos de 0.01 a 1 s (1-10 Hz) y entre 1 y 10 s (0.1 - 1 Hz). A partir de los 10 segundos, en general, la dispersión de los niveles de ruido es muy baja. Se observa una dispersión especialmente amplia durante los meses de noviembre de 2017, junio, julio, agosto, septiembre, octubre y noviembre de 2018. Estos meses de registro, exceptuando el mes de noviembre de 2017, se encuentran comprendidos dentro de la temporada de huracanes de 2018. Adicionalmente, se obtuvo el nivel de ruido promedio para cada mes, y como se puede observar en la Figura 5.7, los meses que presentan un mayor nivel promedio de ruido dentro de las frecuencias antes mencionadas son julio, agosto y septiembre (1-10 Hz), y junio,



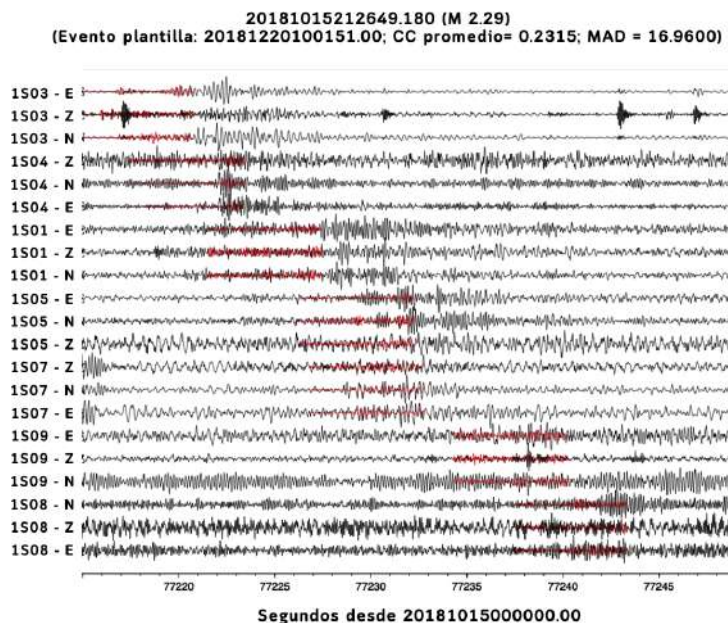
(a) Tormenta tropical Carlotta

agosto, septiembre y octubre (0.1 - 1 Hz). Como ya se ha mencionado, este rango de frecuencias son de especial interés para el análisis de detecciones microsísmicas relacionadas a huracanes (posibles *stormquakes*). Por lo tanto, se obtuvieron los espectrogramas construyendo un periodo que comienza dos días antes, y abarca el desarrollo de las tormentas, terminando dos días después de su fecha de disipación. El comportamiento de los niveles de ruido sísmico para estos eventos puede observarse en las gráficas del Anexo I, Figuras I.1, I.2 y I.3.

Por medio de los análisis realizados no fue posible encontrar evidencia de que el fenómeno de *stormquakes* se haya presentado en la zona de estudio durante el periodo para el que se obtuvieron los registros, lo cual es congruente con lo anteriormente registrado para esa área [Fan et al., 2019]. Sin embargo, es posible que el análisis que aquí se presenta se encuentre sesgado debido a la restringida cantidad de datos, y pueda ser complementado con mayor certeza en un futuro.

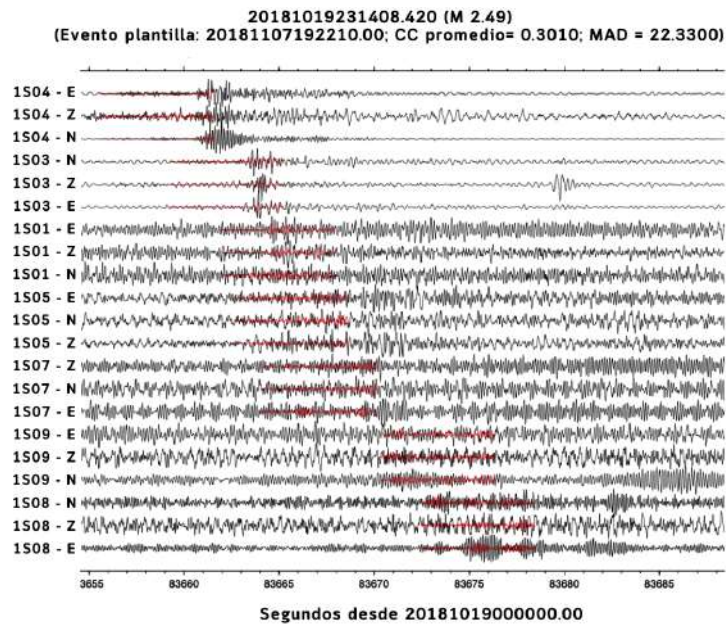


(b) Tormenta tropical Ileana

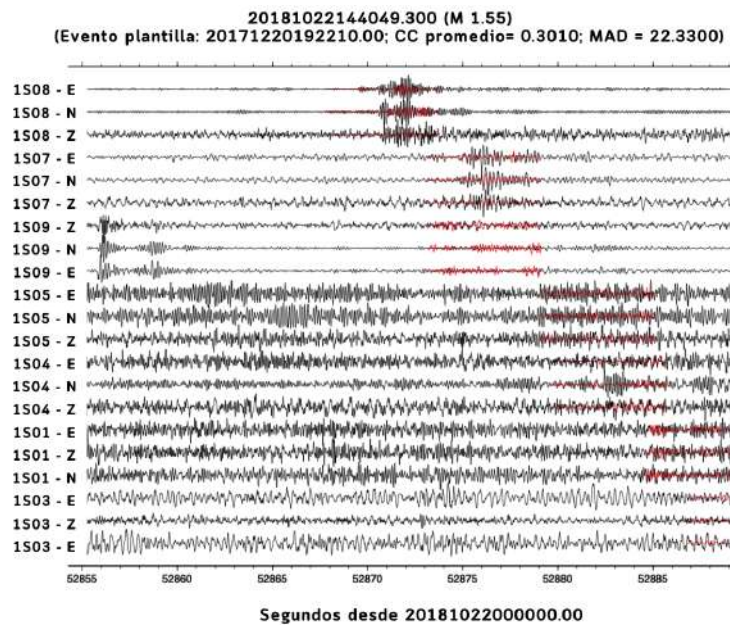


(c) Tormenta tropical Tara

Figura 5.5: Formas de onda y detecciones sísmicas en todas las estaciones y componentes durante la temporada de huracanes de 2018



(a) Tormenta tropical Vicente



(b) Huracán Willa

Figura 5.6: Formas de onda y detecciones sísmicas en todas las estaciones y componentes durante la temporada de huracanes de 2018

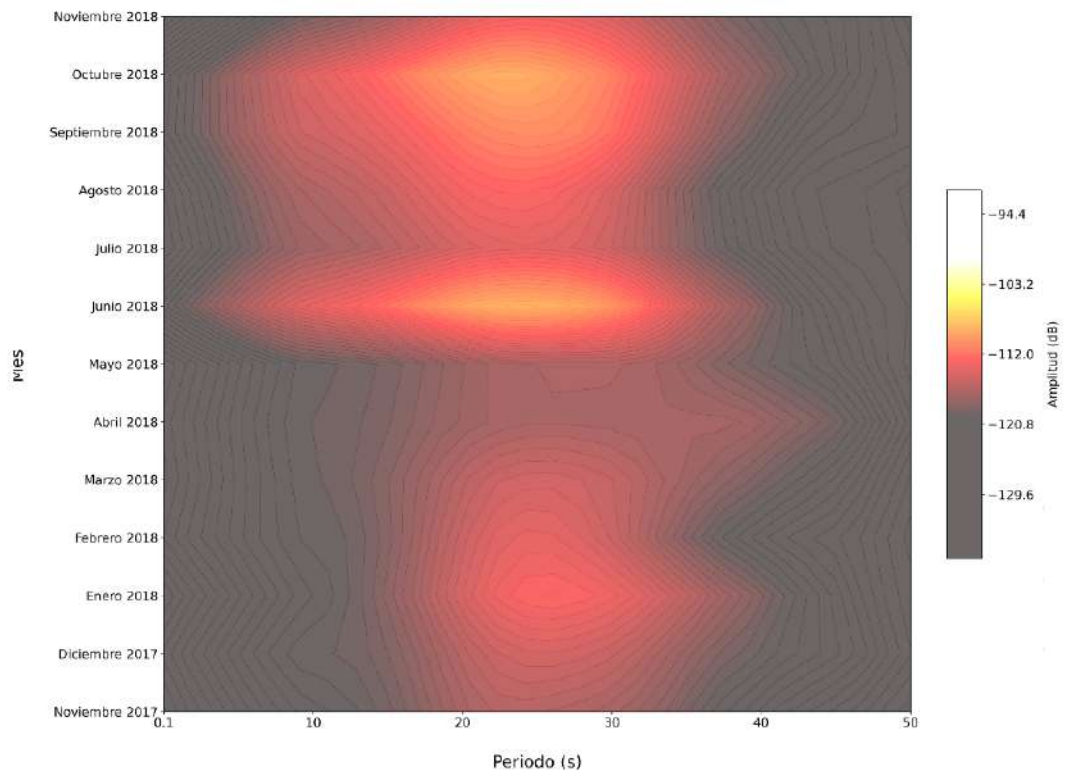


Figura 5.7: Niveles de ruido promedio para cada mes del año.

CAPÍTULO 6

Conclusiones

6.1. Sismicidad en la Brecha de Guerrero a través de mediciones sísmicas submarinas

En este trabajo se analiza el comportamiento sísmico en la zona cercana a la trinchera de la Brecha de Guerrero, a través de datos tomados por el proyecto SATREPS con sismómetros de fondo oceánico [Cruz-Atienza et al., 2018]. Estos datos se filtraron y preprocesaron para su tratamiento con el método de detección *Match and Locate*, actualizado en 2020 [Liu et al., 2020]. Las detecciones obtenidas permitieron crear un catálogo con una magnitud de completitud $M_c = 1.99$, consistente en un total de 3034 detecciones, para las cuales fue posible calcular la magnitud, latitud, longitud y profundidad. Proporcionaron también parámetros propios del método de procesamiento, que fueron de gran utilidad en la limpieza del catálogo, para su mejor representación de las condiciones sísmicas en la zona (coeficiente de correlación y valor de desviación media absoluta).

Con este catálogo de eventos principales se pudo realizar tratamiento estadístico, en el cual se hicieron cálculos de la distribución estadística del catálogo. Se obtuvieron parámetros como la magnitud de completitud y el ajuste de las detecciones a la distribución de Gutenberg-Richter. Adicionalmente se hicieron cálculos de la cantidad acumulativa de detecciones a lo largo del tiempo, y se contrastaron con la cantidad acumulativa de liberación del momento sísmico, a partir de lo cual se pudieron realizar aproximaciones a la distribución en la liberación de energía a lo largo

de toda la zona de registro, en específico el comportamiento en las zonas adyacentes a la Brecha de Guerrero.

Posteriormente se realizó un análisis espacial, mediante el cual se observó la distribución del número de detecciones a lo largo de todo el periodo de estudio, con distintos discriminantes como la magnitud, la ubicación y la profundidad. Esto permitió posteriormente llevar a cabo el análisis espacial, en el que nuevamente se observó la distribución de las detecciones y sus características principales a lo largo de toda la zona de estudio. Se analizó la distribución geográfica de las detecciones en magnitud y profundidad, y se construyeron secciones transversales que proporcionaron una mejor comprensión de la dinámica sísmica en la interfase de la zona de subducción.

Se caracterizaron los niveles de ruido sísmico, encontrando dos bandas de frecuencias en la que el registro en los niveles de ruido se encuentra más disperso. Se analizaron los niveles de ruido promedio para cada mes del estudio, encontrando que este es mayor durante los meses correspondientes a los fenómenos de tormentas tropicales. Asimismo, durante el desarrollo de estos, los espectrogramas de ruido sísmico presentan niveles mayores cuando los eventos meteorológicos se encuentran por encima del arreglo. Tentativamente se descartó la posibilidad de fenómenos *Stormquake*, lo cual es congruente con [Fan et al., 2019] sin embargo se presenta la oportunidad de aumentar el periodo de registros para un análisis a profundidad.

6.2. Sensores sísmicos submarinos vs sensores en tierra

La utilización de sensores sísmicos submarinos presenta un importante conjunto de ventajas al momento de analizar la sismicidad de una zona de subducción con las características de la Brecha de Guerrero. En primer lugar, es posible obtener mediciones que descartan casi por completo el ruido sísmico causado por actividades humanas, lo cual es una constante de las mediciones en tierra.

Se demostró que los sensores sísmicos de fondo marino permiten la detección de un número mucho mayor de eventos, con una mejor relación de señal a ruido, y proporcionando detecciones de eventos de menor magnitud a las detecciones telesísmicas que se pueden obtener en tierra. Además, es importante señalar la conveniencia de tener estaciones que toman lecturas autónomas por periodos de tiempo del orden de años.

Tener la posibilidad de contrastar las detecciones en tierra con mediciones tomadas en una zona mucho más cercana a la trinchera es también de gran importancia en el estudio de la compleja dinámica sísmica de esta zona. De la misma manera, el conocimiento más a fondo de la dinámica de subducción de la zona permite evaluar de mejor manera los peligros de grandes sismos y tsunamis.

Sin embargo, una de las principales desventajas de la implementación de estos arreglos es la incapacidad de los usuarios de definir de manera estricta la ubicación de las estaciones, pues una vez desplegadas se encuentran sujetas a caída libre hasta llegar al fondo oceánico. Un problema similar tiene que ver con la nivelación de los sensores, lo cual se está trabajando en el presente en nuevos diseños de OBS que se continúan actualizando.

Otro factor a considerar de las mediciones en el fondo oceánico se trata de los distintos tipos de interferencias en las mediciones a las que estos sensores están expuestos, que no se encuentran en estaciones ubicadas en tierra. Un punto importante en los análisis de este estudio fue valorar si el paso de eventos climáticos como tormentas tropicales o huracanes, que anualmente tienen lugar en el Pacífico mexicano, incluyendo la zona de estudio, podrían tener una influencia importante en las detecciones de sismos de magnitudes menores a 3.0 (microsismos o posibles *stormquakes*), así como en los niveles de ruido en distintas bandas de frecuencia del registro.

6.3. Precisión de las interpretaciones a partir del catálogo de detecciones

Las detecciones del catálogo obtenido tuvieron que ser limpiadas para eliminar autodetecciones debido al método utilizado, en el cual se detectaban los mismos eventos utilizados como plantilla para la detección. Se tuvieron también que adaptar las restricciones en los parámetros del método de detección, ajustando el valor del coeficiente de correlación y la desviación media absoluta buscada en los eventos para ser considerados nuevas detecciones.

Finalmente, se tuvo que realizar un proceso de declustering, para eliminar detecciones relacionadas a eventos de mayor magnitud, tales como precursores y réplicas, para obtener un catálogo que sólo muestre detecciones principales de nuevos eventos.

A partir de este nuevo catálogo, las métricas estadísticas calculadas demuestran que las detecciones siguen la distribución de la ley de Gutenberg Richter y la ley de Omori. El valor obtenido de la magnitud de completitud $M_c = 1.99$ muestra un muy buen número de detecciones que no es posible obtener con otros métodos. Los valores a y b de la distribución fueron 4.92 y 0.72, respectivamente. La distribución acumulativa del número de detecciones muestra una tendencia regular a lo largo del periodo de estudio, lo que podría indicar que la capacidad de registro y los parámetros de detección se mantuvieron constantes a lo largo del periodo de estudio. Es decir, se cuenta con un catálogo completo para todo el periodo de registro.

6.4. Distribución de los eventos sísmicos y liberación de energía en la Brecha de Guerrero

La concentración de los eventos sísmicos en la zona de estudio, al tener en cuenta la liberación de momento sísmico, muestra una liberación de energía constante a lo

largo de toda el área. Es importante destacar que el valor de la liberación de energía dentro de la zona correspondiente a la brecha de Guerrero presenta un valor mucho menor que el resto de la zona de estudio. En cambio, las regiones justo en los límites de la Brecha muestran una liberación de energía mayor al promedio de la zona.

6.5. Factores externos a la tectónica de placas y su influencia en las detecciones sísmicas

Se cuestionó la influencia de las tormentas tropicales y huracanes que pasaron por encima de la zona de estudio en la detección de ondas de baja magnitud equivalente, y se ponderó la posible existencia de tormentamotos o *Stormquakes*, por lo cual se analizó el número de detecciones de baja magnitud durante estos periodos. Sin embargo, no se encontró una relación directa que pudiera apuntar la existencia de estos eventos, ni un indicio de que el paso de tormentas tropicales o huracanes afecten el número de detecciones de manera considerable.

Se analizó también el cambio en los niveles de ruido sísmico durante el paso de tormentas tropicales y huracanes por encima de la zona de estudio. En este caso, sí se observó una relación directa entre los niveles altos de ruido sísmico y los meses en los que fenómenos meteorológicos pasaron por encima de la zona de estudio. Esta relación se aprecia mayormente en estaciones someras y componentes verticales, en las bandas de frecuencia de 0.1-10 Hz. En un análisis más a detalle se puede observar de manera muy clara que hay un aumento muy brusco en los niveles de ruido sísmico y el periodo de tiempo en el que las tormentas se encuentran más cerca de la zona de estudio, para nuevamente volver a niveles regulares tras el paso de la tormenta. Este fenómeno es mucho más evidente en las bandas de periodo de 1 s.

6.6. Perspectivas a futuro

Dentro de las limitaciones de este estudio, es importante destacar la disponibilidad temporal y espacial de datos sísmicos. El presente trabajo ofrece resultados y análisis de un año de datos sísmicos en tiempo continuo, registrados por siete estaciones submarinas. Contar con un mayor volumen de datos permitiría alimentar el programa de detección con plantillas que permitieran un mayor número de detecciones confiables, una magnitud de completitud menor y lograr generar un modelo de la dinámica de subducción más preciso.

Existen otras técnicas avanzadas de detección de eventos sísmicos a través de la identificación de formas de onda similares, dentro de las que es importante destacar FAST (*Fingerprint and Similarity Thresholding*) [Yoon et al., 2015]. Esta técnica resalta por varios factores, incluyendo su velocidad hasta 140 veces mayor a la técnica de autocorrelación, y su estabilidad, los cuales la vuelven una opción ideal para la identificación de eventos en monitoreos a tiempo real. Esta técnica utiliza las "huellas digitales" de un evento sísmico y mide su similitud con señales de registros en tiempo continuo por medio del criterio de similitud de Jaccard. Dentro del presente trabajo se planteó utilizar esta técnica y comparar su eficacia con la Técnica Match & Locate, sin embargo los catálogos resultantes proporcionaron información difícil de contrastar, debido a que, a pesar de sus múltiples ventajas, el método FAST es útil únicamente para identificar formas de onda de posibles eventos sísmicos, sin proporcionar una localización. Este obstáculo se podría sortear al complementar el método con HypoDD, un software que implementa el algoritmo de localización sísmica de dobles diferencias [Waldhauser and Ellsworth, 2000]. La implementación de este par de métodos de manera conjunta, así como el contraste con el método Match & Locate pueden proporcionar una perspectiva importante acerca del tratamiento de grandes volúmenes de datos sísmicos y las técnicas más adecuadas para la Brecha de Guerrero en específico.

Asimismo, es importante continuar el análisis del catálogo de detecciones finales, considerando la posibilidad de detecciones cuya magnitud haya sido sobreestimada,

lo cual será posible dentro de estudios futuros por medio de análisis a profundidad de los diversos cálculos de la magnitud para el catálogo, y su posible restricción al área de estudio.

Finalmente, el análisis de ruido y la posibilidad de encontrar perturbaciones sísmicas por el paso de los huracanes por encima del arreglo de sismómetros plantea nuevas interrogantes, que pueden seguir siendo estudiadas en un futuro. Particularmente, en la actualidad [Watts et al., 2021] se ha desarrollado una metodología que permite reducir el ruido oceánico para la detección de eventos de deslizamiento lento. Es posible complementar estas observaciones, con un volumen de datos que abarque un periodo más largo que una sola temporada de huracanes, con estaciones ubicadas a una menor profundidad, y mejor distribuidas a lo largo de la costa del Pacífico. Esto permitiría realizar avances en la resolución de las consideraciones que fueron planteadas en este trabajo, llegando a un mejor conocimiento de la interacción atmosférica y los registros sísmicos submarinos.

Glosario

Brecha sísmica Zona de relativa calma sísmica en un borde convergente entre placas tectónicas en la que, a pesar de tener una historia de sismicidad conocida, no se ha presentado actividad sísmica relevante en los últimos treinta años. Otras definiciones no precisan un número absoluto de años de inactividad, poniendo como criterio que se supere el promedio de los intervalos de ocurrencia conocidos para ese segmento en la región [Mogi, 1979]. 2

Eventos de deslizamiento lento Deslizamiento asísmico transitorio, que ocurre sin ninguna relación aparente a un evento sísmico. Se les conoce también como *Slow Slip Events* o SSE [Radiguet et al., 2012]. 2

Fallamiento transformacional Unión de estructuras, denominadas antigrietas, generadas por la transformación de olivino en espinela. Esta unión forma una falla, que causa el sismo [Anguita, 2002]. 18

Margen acrecionario Margen de placas en la cual se forma un prisma acrecional: una gran masa de sedimentos que se acumula en forma de cuña en las zonas de subducción. En esta zona los sedimentos son arrancados de la corteza oceánica en subducción y se acrecionan al bloque de corteza. 19

Margen erosivo Márgenes de subducción a lo largo de los cuales los sedimentos oceánicos y de fosa son subducidos junto con material removido de la base del margen por erosión de subducción [Collot et al., 2009]. 19

Sismo de subducción Evento sísmico que ocurre en bordes de placas convergentes, como resultado de esfuerzos compresivos que resultan en el hundimiento de una placa de mayor densidad por debajo de otra [Kearey et al., 2009]. 2

Sismos de muy baja frecuencia (VLFES) Sismos con una frecuencia dominante de aproximadamente 0.1 Hz. 34

Sismos repetitivos Múltiples eventos sísmicos en los cuales la localización, la geometría y las formas de onda coinciden, ocurridos con cierta separación temporal que puede ser de décadas o siglos, denominada periodo de recurrencia. 12

Terremoto estándar (*Zero shock*) Terremoto hipotético utilizado en el cálculo de la magnitud de Richter. A este sismo se le asigna una magnitud cero, y se considera que a una distancia de 100 km, su sismograma representaría una traza con una amplitud de una milésima de milímetro [Pelález, 2011].. 25

Tremores de baja frecuencia (LFTs) Tremores no volcánicos con una frecuencia dominante de entre 1 y 10 Hz. 34

Zona de Benioff Zona bajo las fosas oceánicas que buza hacia el continente o el arco de islas y en la cual se sitúan grupos de focos de terremotos [Real Academia de Ciencias Exactas, 2020]. 18

Bibliografía

- [Anguita, 2002] Anguita, F. (2002). Adiós a la astenosfera. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 10(2):134–143.
- [Ardhuin, 2018] Ardhuin, F. (2018). Large-scale forces under surface gravity waves at a wavy bottom: A mechanism for the generation of primary microseisms. *Geophysical Research Letters*, 45(16):8173–8181.
- [Aubouin et al., 1982] Aubouin, J., Azema, J., Carfantan, J.-C., Demant, A., Rangin, C., Tardy, M., and Tournon, J. (1982). The Middle America Trench in the Geological Framework of Central America. *AA*.
- [Bekaert et al., 2015] Bekaert, D., Hooper, A., and Wright, T. (2015). Reassessing the 2006 Guerrero slow-slip event, Mexico: Implications for large earthquakes in the Guerrero Gap. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(2):1357–1375.
- [Cavalié et al., 2013] Cavalié, O., Pathier, E., Radiguet, M., Vergnolle, M., Cotte, N., Walpersdorf, A., Kostoglodov, V., and Cotton, F. (2013). Slow slip event in the Mexican subduction zone: Evidence of shallower slip in the Guerrero seismic gap for the 2006 event revealed by the joint inversion of InSAR and GPS data. *Earth and Planetary Science Letters*, 367:52–60.
- [Christensen and Ruff, 1988] Christensen, D. H. and Ruff, L. J. (1988). Seismic coupling and outer rise earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B11):13421–13444.
- [Collot et al., 2009] Collot, J.-Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sossion, M., Ratzov, G., Migeon, S., Calahorrano, A., and Pazmino, A. (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de ecuador-sur de colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la cordillera de carnegie. *Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador desde*

- la costa continental hasta las islas Galápagos. Publicación CNDM-INOCAR-IRD, PSE001-09, Guayaquil, Ecuador, pages 47–74.*
- [Cotilla-Rodríguez et al., 2019] Cotilla-Rodríguez, M. O., Córdoba-Barba, D., and Núñez-Cornú, F. J. (2019). Caracterización sismotectónica de México. *Revista Geográfica de América Central*, 368(63):86–122.
- [Cramer et al., 2019] Cramer, F., Shephard, G., and Conrad, C. P. (2019). Plate tectonics. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*.
- [Crotwell et al., 1999] Crotwell, H. P., Owens, T. J., Ritsema, J., et al. (1999). The taup toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismological Research Letters*, 70:154–160.
- [Cruz-Atienza et al., 2018] Cruz-Atienza, V. M., Ito, Y., Kostoglodov, V., Hjörleifsdóttir, V., Iglesias, A., Tago, J., Calò, M., Real, J., Husker, A., Ide, S., et al. (2018). A seismogeodetic amphibious network in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Seismological Research Letters*, 89(4):1435–1449.
- [Dahm et al., 2002] Dahm, T., Thorwart, M., Flueh, E. R., Braun, T., Herber, R., Favali, P., Beranzoli, L., D’Anna, G., Frugoni, F., and Smriglio, G. (2002). Ocean bottom seismometers deployed in Tyrrhenian Sea. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 83(29):309–315.
- [Erickson, 2019] Erickson, K. (2019). How do hurricanes form?
- [Fan et al., 2019] Fan, W., McGuire, J. J., de Groot-Hedlin, C. D., Hedlin, M. A., Coats, S., and Fiedler, J. W. (2019). Stormquakes. *Geophysical Research Letters*, 46(22):12909–12918.
- [Figueroa, 1970] Figueroa, J. (1970). *Catálogo de sismos ocurridos en la República Mexicana*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- [Fisher, 1961] Fisher, R. L. (1961). Middle america trench: topography and structure. *Geological Society of America Bulletin*, 72(5):703–719.
- [Gibbons and Ringdal, 2006] Gibbons, S. J. and Ringdal, F. (2006). The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation. *Geophysical Journal International*, 165(1):149–166.

- [Gutenberg and Richter, 1941] Gutenberg, B. and Richter, C. (1941). *Seismicity of the Earth*, volume 34. Geological Society of America.
- [Hamilton, 2020] Hamilton, J. D. (2020). *Time series analysis*. Princeton university press.
- [Hanks and Kanamori, 1979] Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5):2348–2350.
- [Havskov and Macías, 1983] Havskov, J. and Macías, M. (1983). A coda-length magnitude scale for some mexican stations. *Geofísica Internacional*, 22(3):205–213.
- [Hayes et al., 2018] 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.
- [Helffrich et al., 2013] Helffrich, G., Wookey, J., and Bastow, I. (2013). *The seismic analysis code: A primer and user’s guide*. Cambridge University Press.
- [Kanamori, 1977] Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research*, 82(20):2981–2987.
- [Kao and Shan, 2004] Kao, H. and Shan, S.-J. (2004). The source-scanning algorithm: Mapping the distribution of seismic sources in time and space. *Geophysical Journal International*, 157(2):589–594.
- [Kearey et al., 2009] Kearey, P., Klepeis, K. A., and Vine, F. J. (2009). *Global tectonics*. John Wiley & Sons.
- [Kim et al., 2010] Kim, Y., Clayton, R., and Jackson, J. (2010). Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6).
- [Kostoglodov et al., 1996] Kostoglodov, V., Bandy, W., Dominguez, J., and Mena, M. (1996). Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 23(23):3385–3388.

- [Kostoglodov et al., 2003] Kostoglodov, V., Singh, S. K., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, K. M., Lowry, A. R., and Bilham, R. (2003). A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 30(15).
- [Liu et al., 2020] Liu, M., Li, H., Zhang, M., and Wang, T. (2020). Graphics Processing Unit-Based Match and Locate (GPU-M&L): An Improved Match and Locate Method and Its Application. *Seismological Research Letters*, 91(2A):1019–1029.
- [Mànuel et al., 2002] Mànuel, A., Del Río, J., Olivar, G., Torruella, H., Roset, X., Danobeitia, J. J., Bermúdez, A., and Owen, T. (2002). New generation of ocean bottom seismometers. In *IMTC/2002. Proceedings of the 19th IEEE Instrumentation and Measurement Technology Conference (IEEE Cat. No. 00CH37276)*, volume 1, pages 571–575. IEEE.
- [Mayeda et al., 2003] Mayeda, K., Hofstetter, A., O’Boyle, J. L., and Walter, W. R. (2003). Stable and transportable regional magnitudes based on coda-derived moment-rate spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(1):224–239.
- [Mogi, 1979] Mogi, K. (1979). Two kinds of seismic gaps. *Pure and Applied Geophysics*, 117(6):1172–1186.
- [Molnar, 1979] Molnar, P. (1979). Earthquake recurrence intervals and plate tectonics. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(1):115–133.
- [Obara, 2010] Obara, K. (2010). Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8).
- [Omori, 1895] Omori, F. (1895). *On the after-shocks of earthquakes*. PhD thesis, The University of Tokyo.
- [Owens et al., 2008] Owens, J. D., Houston, M., Luebke, D., Green, S., Stone, J. E., and Phillips, J. C. (2008). GPU computing. *Proceedings of the IEEE*, 96(5):879–899.
- [Peláez, 2011] Peláez, J. A. (2011). Sobre las escalas de magnitud. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19(3):267–275.

- [Plata-Martínez et al., 2021] Plata-Martínez, R., Ide, S., Shinohara, M., Garcia, E., Mizuno, N., Dominguez, L., Taira, T., Yamashita, Y., Toh, A., Yamada, T., et al. (2021). Shallow slow earthquakes to decipher future catastrophic earthquakes in the Guerrero seismic gap. *Nature communications*, 12(1):1–8.
- [Prieto et al., 2012] Prieto, G. A., Beroza, G. C., Barrett, S. A., López, G. A., and Florez, M. (2012). Earthquake nests as natural laboratories for the study of intermediate-depth earthquake mechanics. *Tectonophysics*, 570:42–56.
- [Pushcharovsky, 1967] Pushcharovsky, Y. M. (1967). The Pacific tectonic belt of the earth's crust. *Tectonophysics*, 4(4-6):571–580.
- [Radiguet et al., 2012] Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Walpersdorf, A., Cotte, N., and Kostoglodov, V. (2012). Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).
- [Real Academia de Ciencias Exactas, 2020] Real Academia de Ciencias Exactas, F. y. N. (2020). *Racefn Glosario de geología* - Universidad de Granada.
- [Rodríguez-Pradilla and Eaton, 2019] Rodríguez-Pradilla, G. and Eaton, D. W. (2019). The application of coda and energy methods for magnitude estimation of microseismic events. *Seismological Research Letters*, 90(3):1296–1307.
- [Rosenblueth et al., 1989] Rosenblueth, E., Ordaz, M., Sánchez-Sesma, F., and Singh, S. (1989). The Mexico earthquake of September 19, 1985—design spectra for Mexico's federal district. *Earthquake Spectra*, 5(1):273–291.
- [Ruff and Kanamori, 1983a] Ruff, L. and Kanamori, H. (1983a). The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted p-waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 31(3):202–230.
- [Ruff and Kanamori, 1983b] Ruff, L. and Kanamori, H. (1983b). Seismic coupling and uncoupling at subduction zones. *Tectonophysics*, 99(2-4):99–117.
- [Sánchez et al., 2020] Sánchez, A. E. P., Arroyo, E. I. V., and Toxqui, J. P. H. (2020). Adecuación de la ley de Gutenberg–Richter al contexto mexicano. *Revista Digital Universitaria*, 21(6).

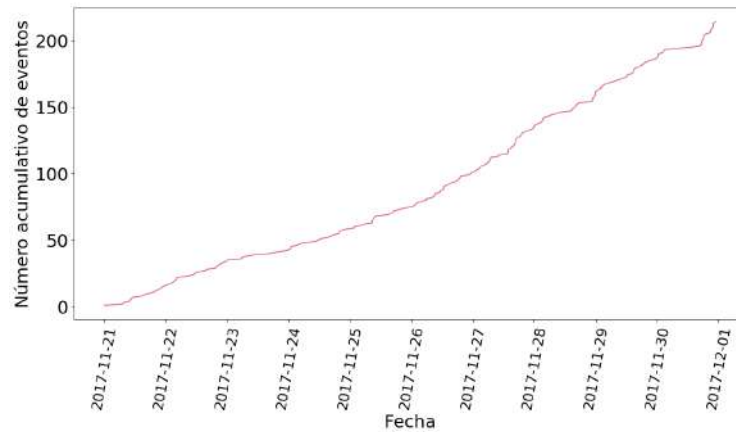
- [SEMAR, 1987] SEMAR (1987). *Trayectorias ciclónicas en el Golfo de México, 1975-1986*. Dirección General de Oceanografía, Veracruz.
- [Shariat-Panahi, 2007] Shariat-Panahi, S. (2007). *Aportaciones a la caracterización y diseño de los sistemas de registro y almacenamiento de datos de los sismómetros de fondo marino (OBS)*. Universitat Politècnica de Catalunya.
- [Shinohara et al., 2021] Shinohara, M., Yamada, T., Shiobara, H., and Yamashita, Y. (2021). Development of a Compact Broadband Ocean-Bottom Seismometer. *Seismological Research Letters*.
- [Singh et al., 1981] Singh, S., Astiz, L., and Havskov, J. (1981). Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the mexican subduction zone: A reexamination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(3):827–843.
- [Skinner and Clayton, 2011] Skinner, S. M. and Clayton, R. W. (2011). An evaluation of proposed mechanisms of slab flattening in central Mexico. *Pure and Applied geophysics*, 168(8):1461–1474.
- [Snoke et al., 1977] Snoke, J. A., Sacks, I. S., and Okada, H. (1977). Determination of the subducting lithosphere boundary by use of converted phases. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(4):1051–1060.
- [Spencer and Normark, 1989] Spencer, J. E. and Normark, W. R. (1989). Neogene plate-tectonic evolution of the baja california sur continental margin and the southern gulf of california, mexico. *Earth and Planetary Science Letters*.
- [Sriyanto et al., 2022] Sriyanto, S. P. D., Puhi, A. R., and Sibuea, C. H. G. (2022). The performance of butterworth and wiener filter for earthquake signal enhancement: a comparative study. *Journal of Seismology*, pages 1–14.
- [Suárez et al., 1992] Suárez, G., Ligorria, J. P., and Ponce, L. (1992). Preliminary crustal structure of the coast of guerrero, mexico, using the minimum apparent velocity of refracted waves. *Geofísica Internacional*, 31(3):247–252.
- [Suárez et al., 1990] Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., and David, C. (1990). Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero Gap, México. *Nature*, 345(6273):336–338.

- [Tichelaar and Ruff, 1993] Tichelaar, B. W. and Ruff, L. J. (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B2):2017–2037.
- [Tokyo Sokushin Co., LTD, 2010] Tokyo Sokushin Co., LTD (2010). *Sonic Ocean Bottom Seismograph*.
- [Uhrhammer, 1986] Uhrhammer, R. (1986). Characteristics of northern and central california seismicity. *Earthquake Notes*, 57(1):21.
- [Utsu, 1961] Utsu, T. (1961). A statistical study on the occurrence of aftershocks. *Geophys. Mag.*, 30:521–605.
- [van Stiphout et al., 2012] van Stiphout, T., Zhuang, J., and Marsan, D. (2012). Seismicity declustering. *Community online resource for statistical seismicity analysis*, 10(1):1–25.
- [Waldhauser and Ellsworth, 2000] Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern hayward fault, california. *Bulletin of the seismological society of America*, 90(6):1353–1368.
- [Watts et al., 2021] Watts, D. R., Wei, M., Tracey, K. L., Donohue, K. A., and He, B. (2021). Seafloor geodetic pressure measurements to detect shallow slow slip events: Methods to remove contributions from ocean water. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(4):e2020JB020065.
- [Wiemer and Wyss, 2000] Wiemer, S. and Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(4):859–869.
- [Woessner and Wiemer, 2005] Woessner, J. and Wiemer, S. (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2):684–698.

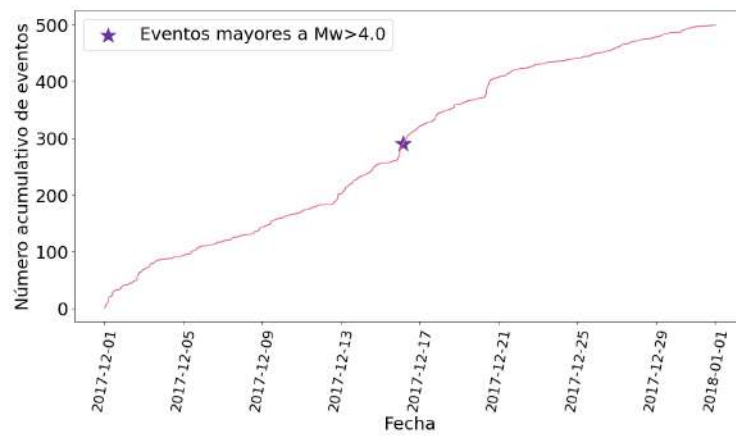
- [Wyss et al., 2001] Wyss, M., Wiemer, S., and Zúñiga, F. (2001). *ZMap A Tool for Analyses of Seismicity Patterns. Typical Applications and Uses: A Cookbook* by Max Wyss, Stefan Wiemer and Ramón Zúñiga. AA.
- [Wyss and Zúñiga, 2016] Wyss, M. and Zúñiga, F. R. (2016). Estimated casualties in a possible great earthquake along the Pacific coast of Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(4):1867–1874.
- [Yoon et al., 2015] Yoon, C. E., O’Reilly, O., Bergen, K. J., and Beroza, G. C. (2015). Earthquake detection through computationally efficient similarity search. *Science advances*, 1(11):e1501057.
- [Zha et al., 2013] Zha, Y., Webb, S. C., and Menke, W. (2013). Determining the orientations of ocean bottom seismometers using ambient noise correlation. *Geophysical Research Letters*, 40(14):3585–3590.
- [Zhang and Wen, 2015] Zhang, M. and Wen, L. (2015). An effective method for small event detection: Match and locate (M&L). *Geophysical Journal International*, 200(3):1523–1537.

Apéndices

A. Distribución acumulativa

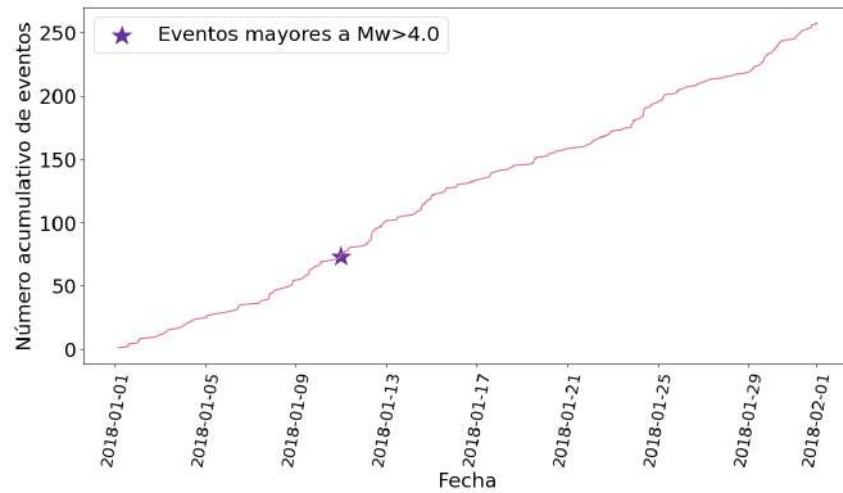


(a) Noviembre 2017

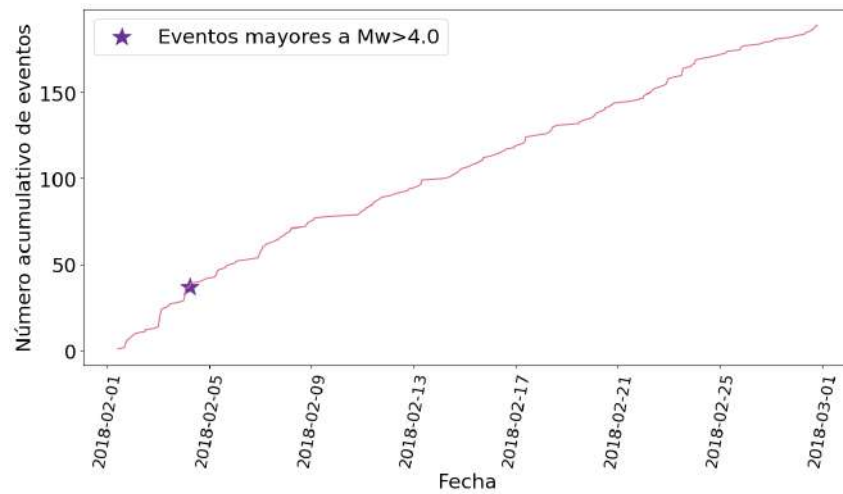


(b) Diciembre 2017

Figura A.1: Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: noviembre y diciembre de 2017. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$

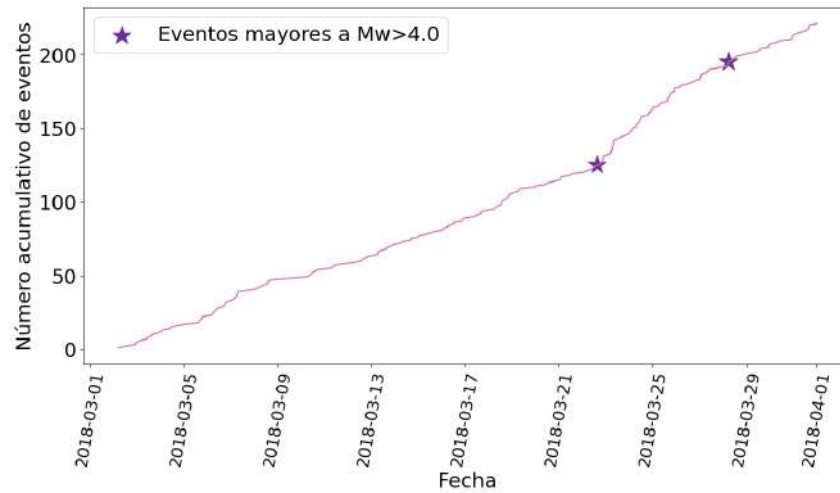


(a) Enero 2018

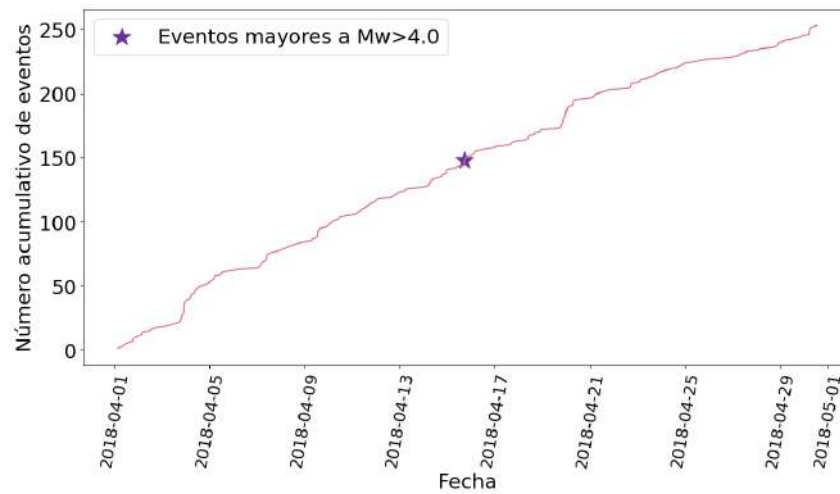


(b) Febrero 2018

Figura A.2: Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: enero y febrero de 2018. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$

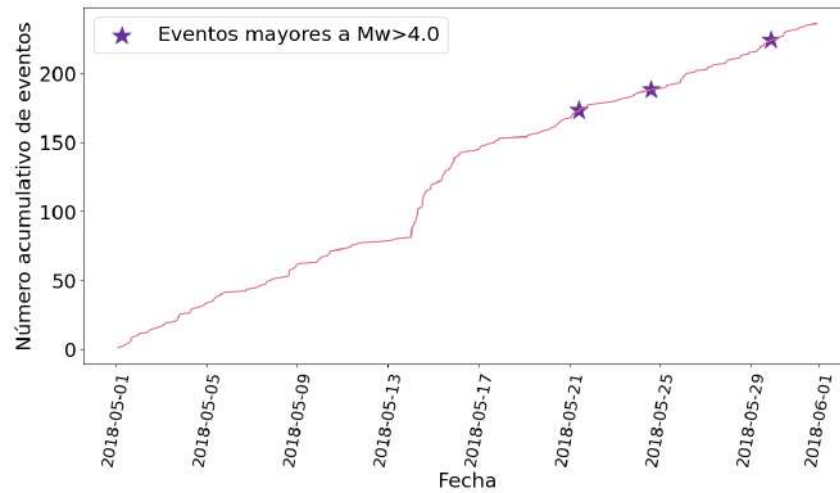


(a) Marzo 2018

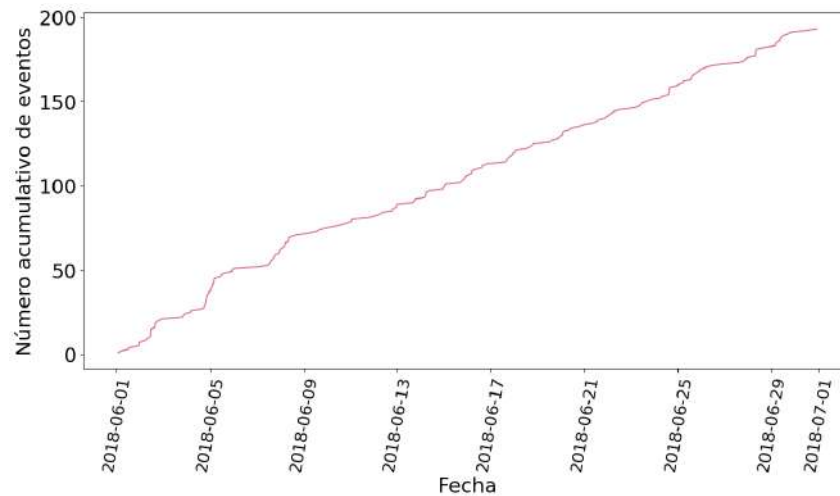


(b) Abril 2018

Figura A.3: Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: marzo y abril de 2018. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$

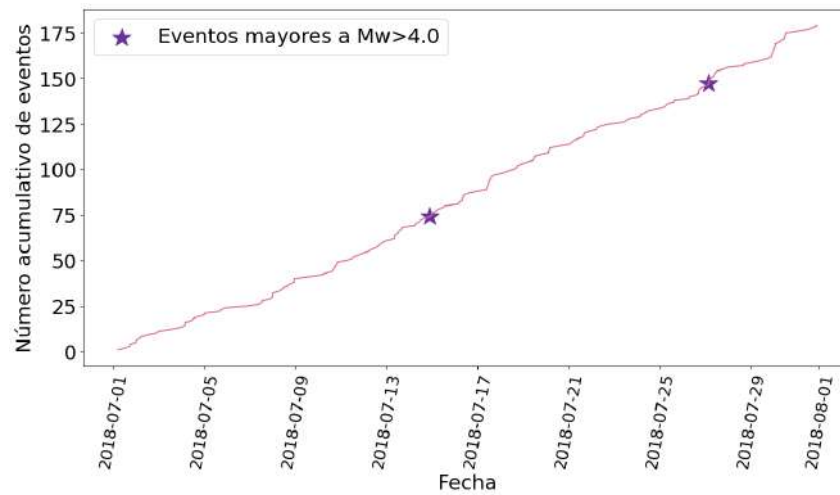


(a) Mayo 2018

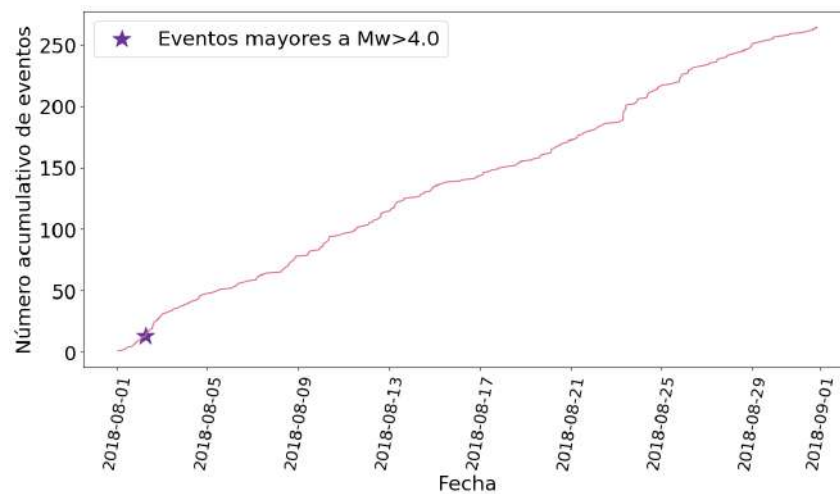


(b) Junio 2018

Figura A.4: Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: mayo y junio de 2018. La línea rosa representa el valor del número acumulado de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$

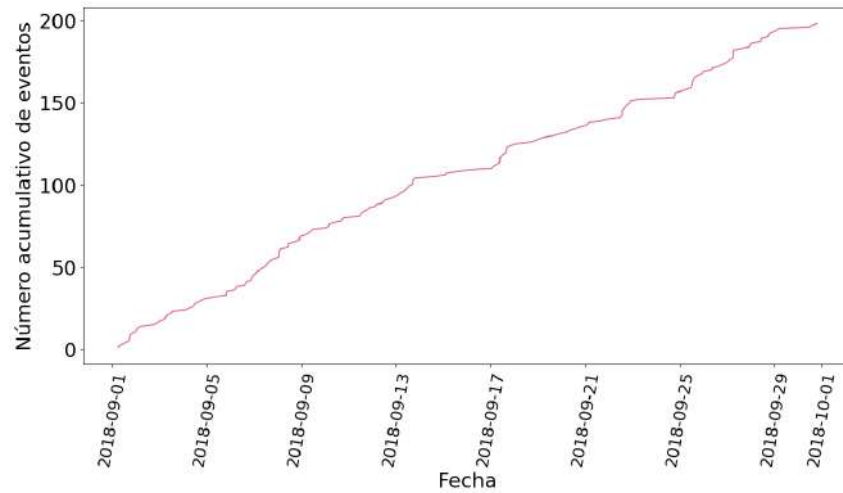


(a) Julio 2018

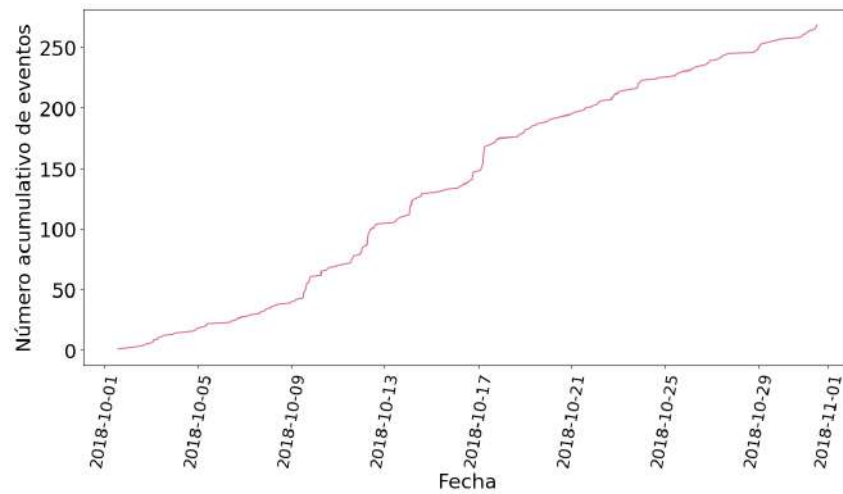


(b) Agosto 2018

Figura A.5: Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: julio y agosto de 2018. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$



(a) Septiembre 2018



(b) Octubre 2018

Figura A.6: Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: septiembre y octubre de 2018. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$

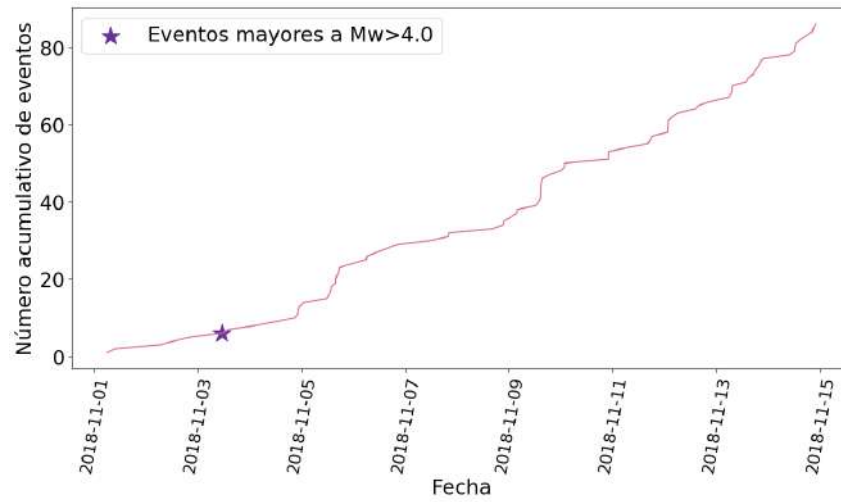
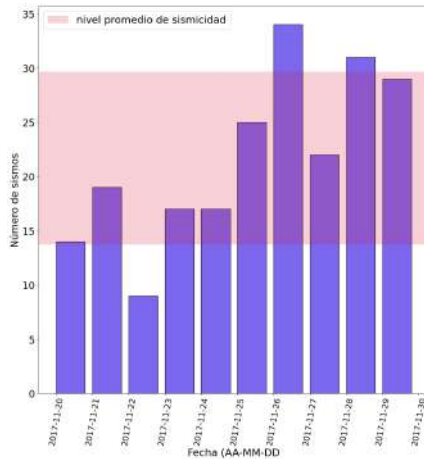
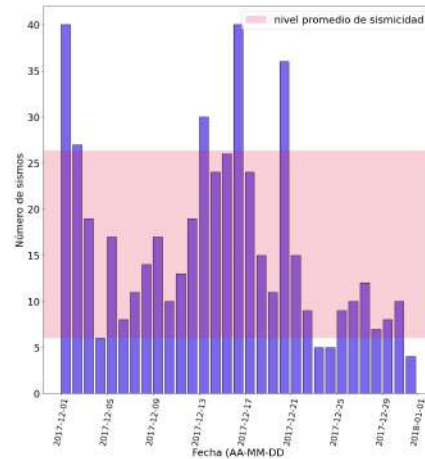


Figura A.7: Distribución acumulativa del número de detecciones durante cada mes: noviembre de 2018. La línea rosa representa el valor del número acumulativo de detecciones a lo largo del mes, las estrellas de color morado representan los eventos sísmicos con magnitud mayor a $M_w = 4.0$

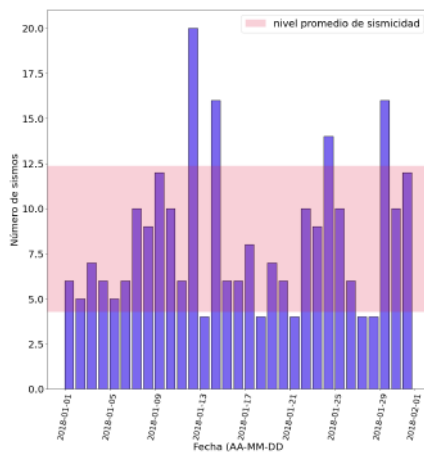
B. Número de detecciones



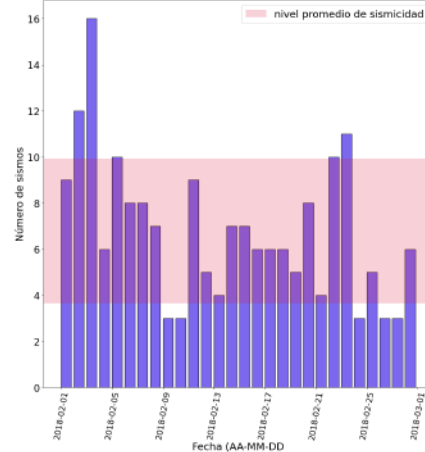
(a) Noviembre 2017



(b) Diciembre 2017

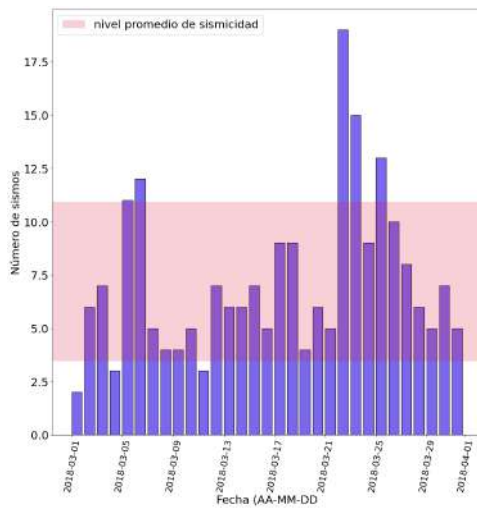


(c) Enero 2018

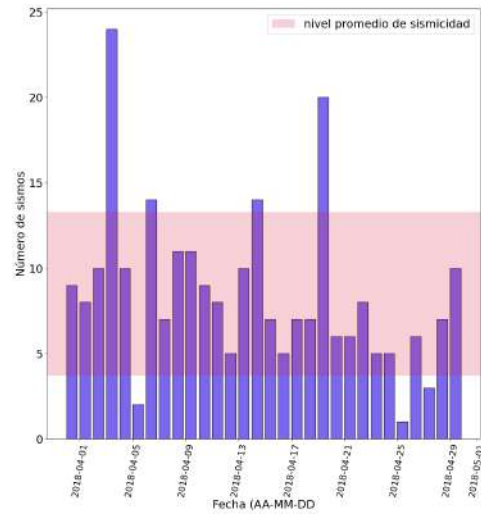


(d) Febrero 2018

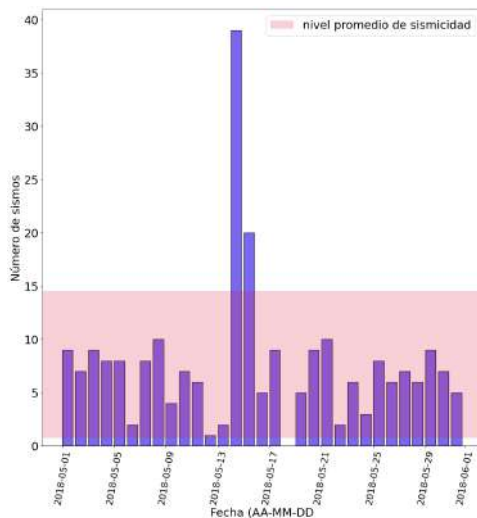
Figura B.1: Número de detecciones a través del tiempo para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar



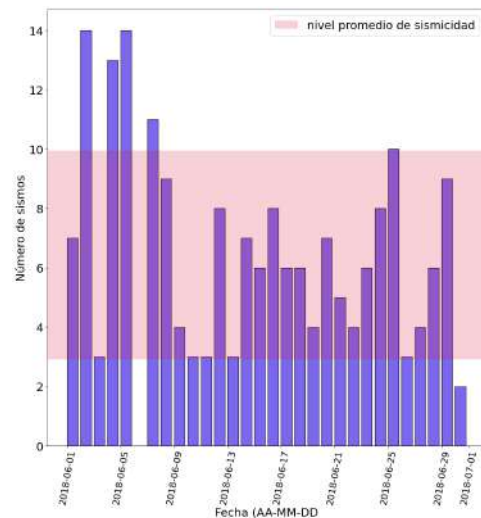
(a) Marzo 2018



(b) Abril 2018

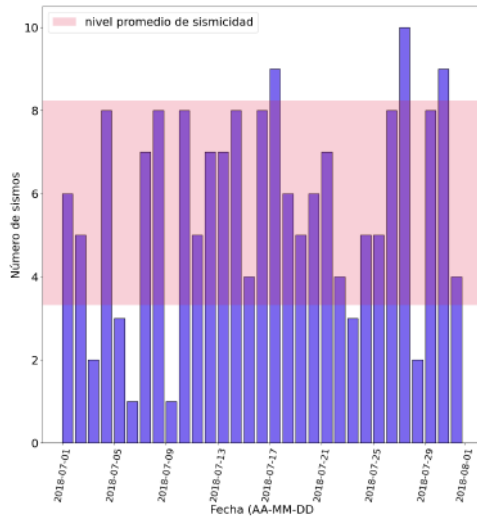


(c) Mayo 2018

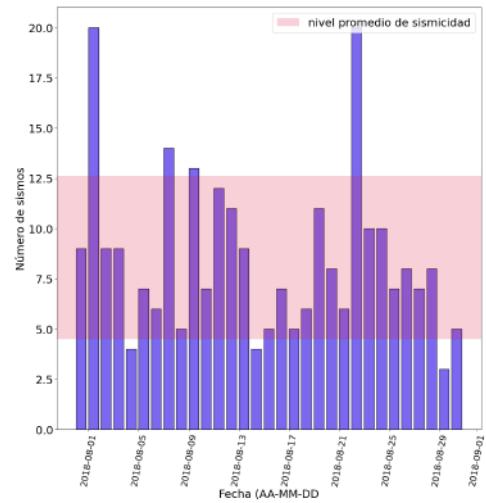


(d) Junio 2018

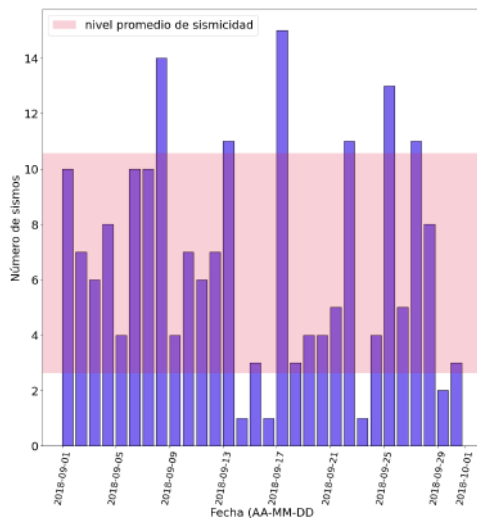
Figura B.2: Número de detecciones a través del tiempo para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar



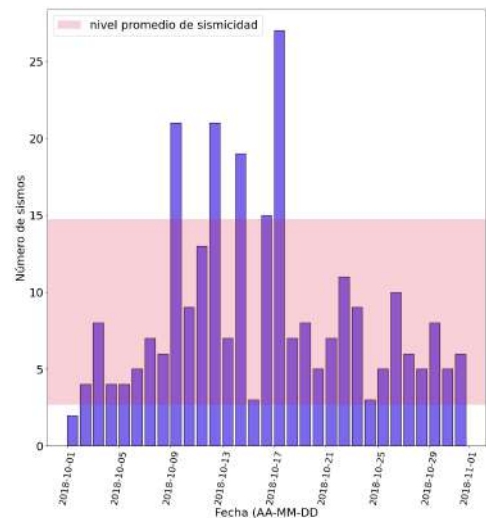
(a) Julio 2018



(b) Agosto 2018



(c) Septiembre 2018



(d) Octubre 2018

Figura B.3: Número de detecciones a través del tiempo para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar

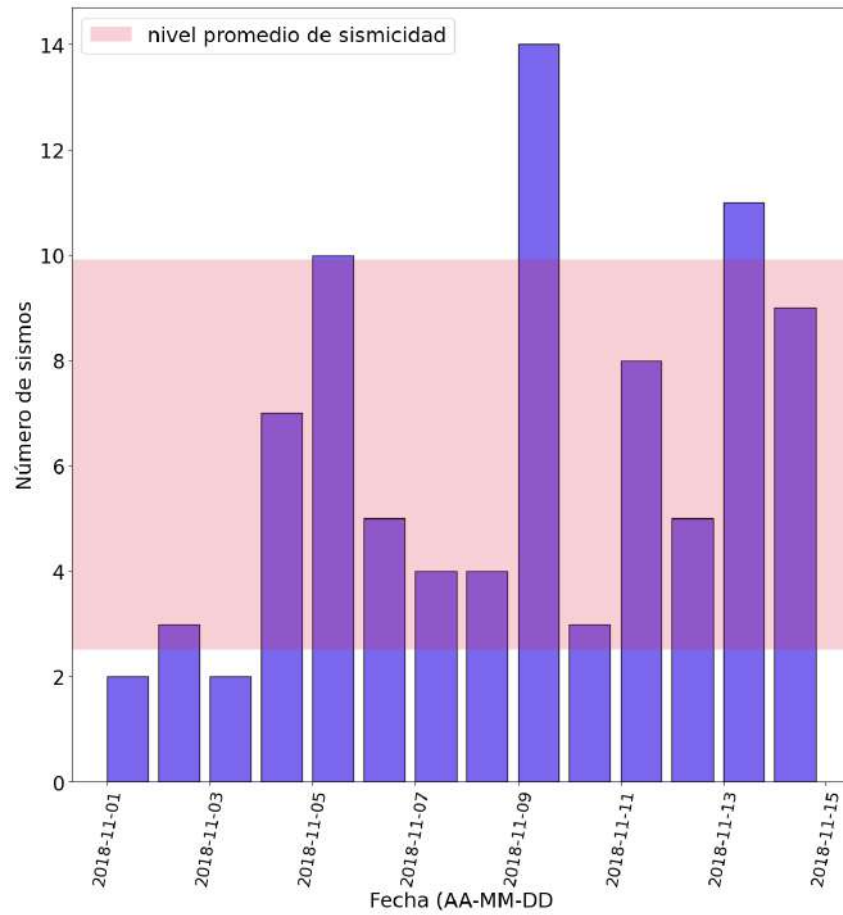


Figura B.4: Número de detecciones a través del tiempo para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar.

C. Profundidad de detecciones por mes

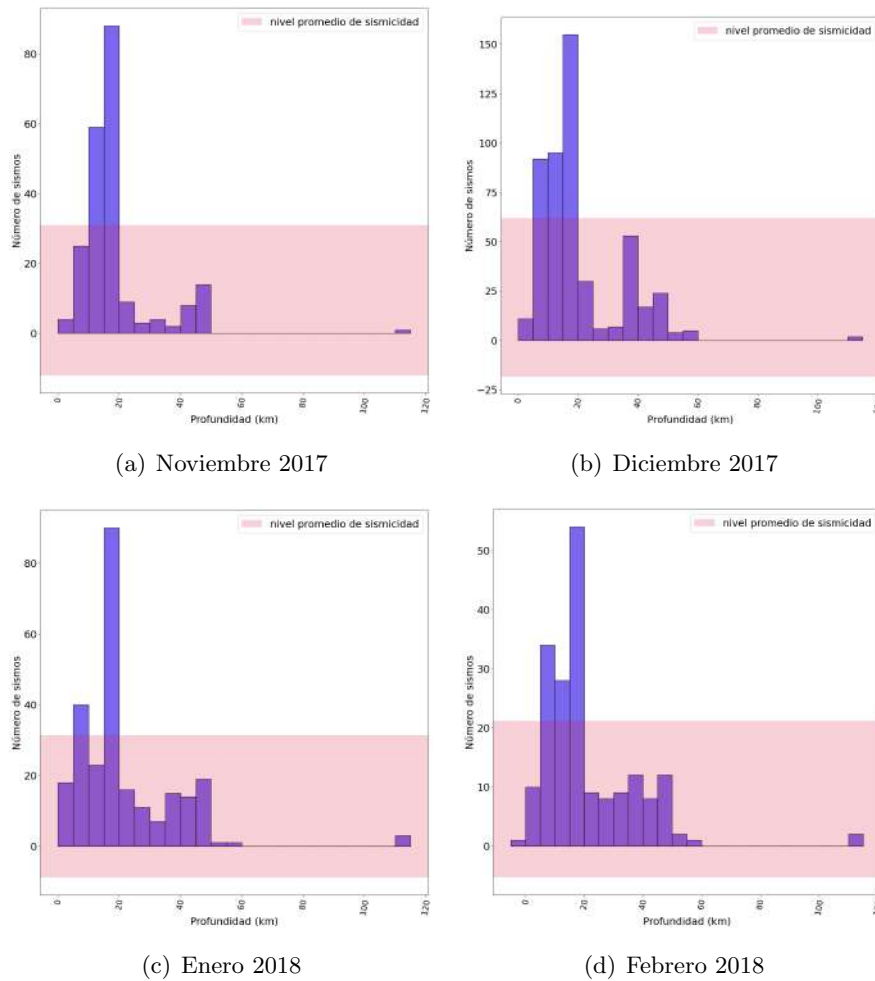
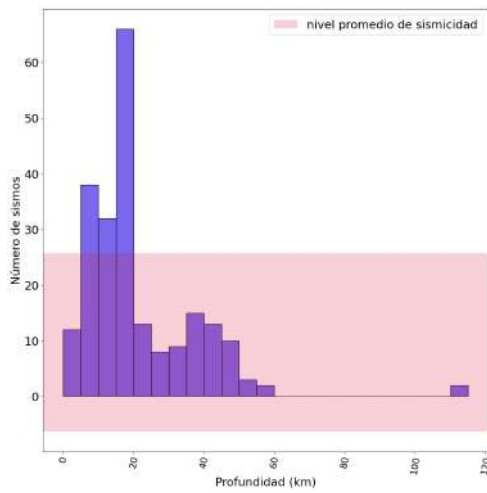
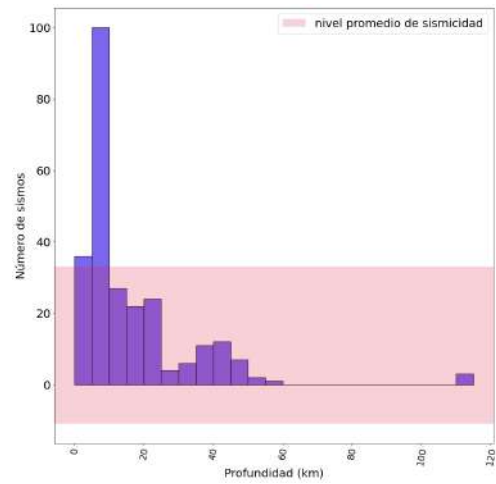


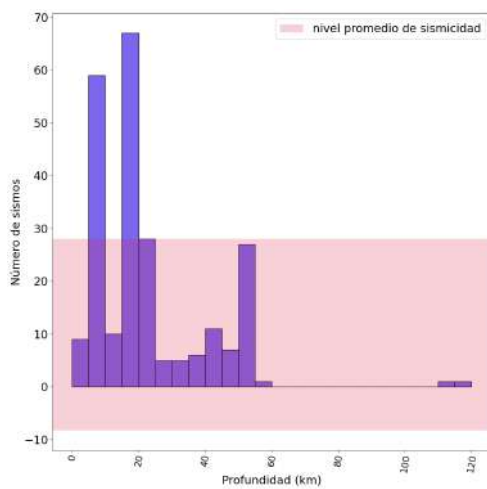
Figura C.1: Número de detecciones con respecto a la profundidad del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar



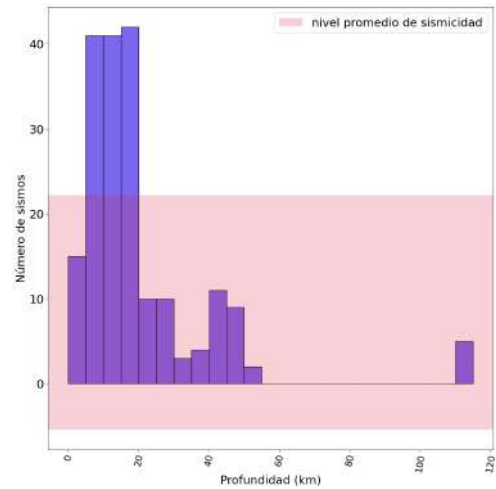
(a) Marzo 2018



(b) Abril 2018

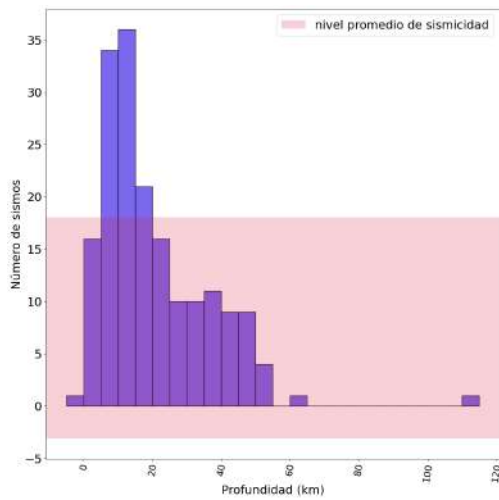


(c) Mayo 2018

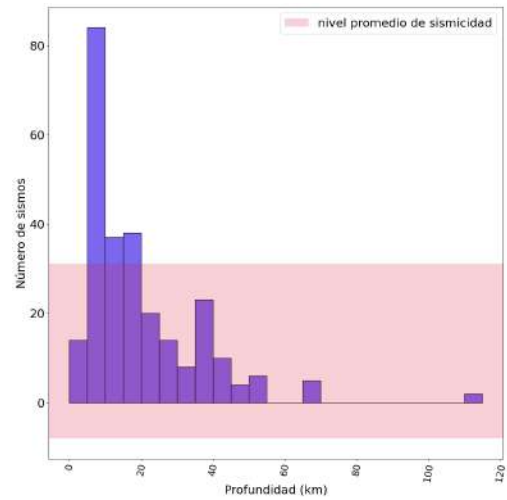


(d) Junio 2018

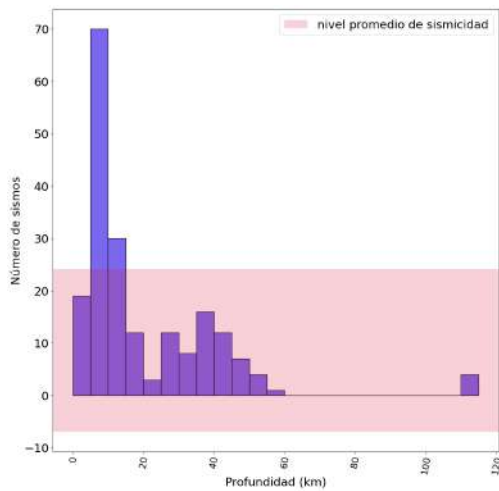
Figura C.2: Número de detecciones con respecto a la profundidad del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar



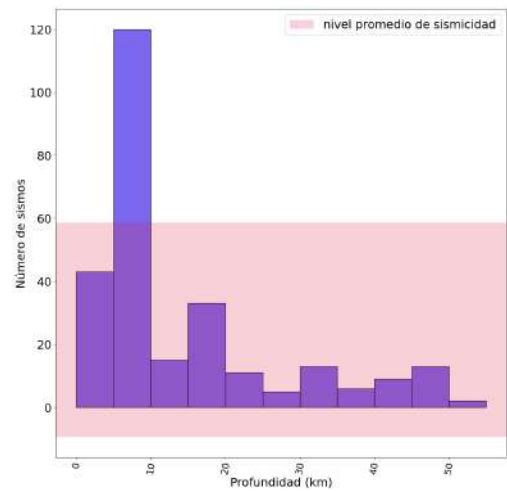
(a) Julio 2018



(b) Agosto 2018



(c) Septiembre 2018



(d) Octubre 2018

Figura C.3: Número de detecciones con respecto a la profundidad del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar.

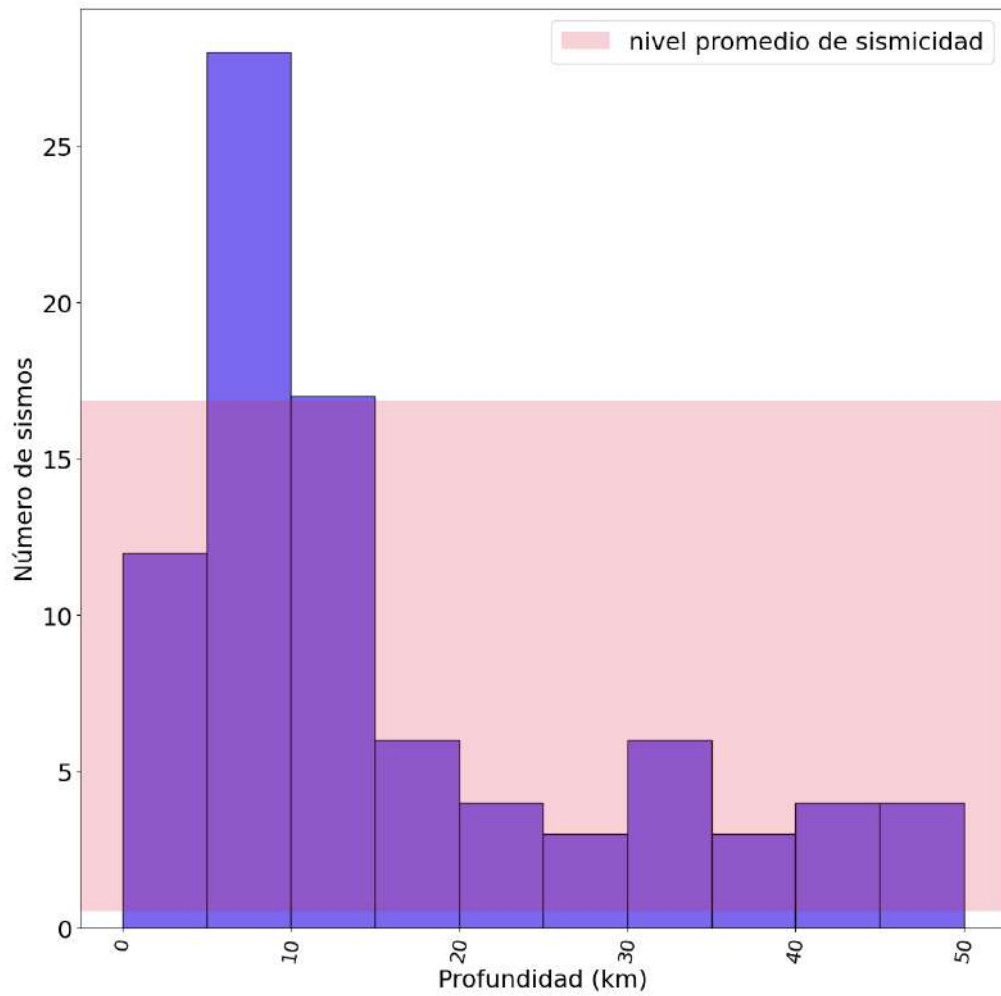
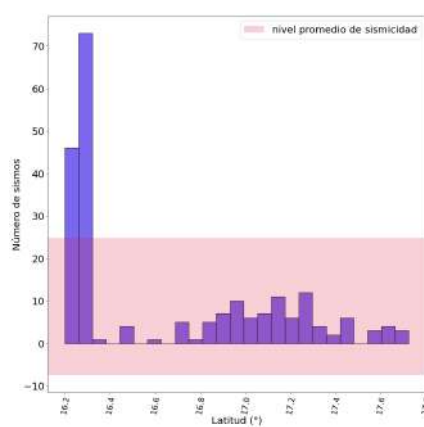
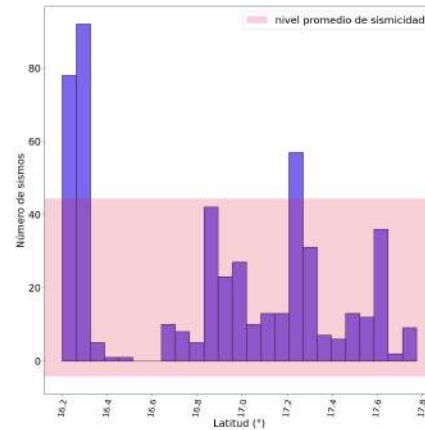


Figura C.4: Número de detecciones con respecto a la profundidad del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar.

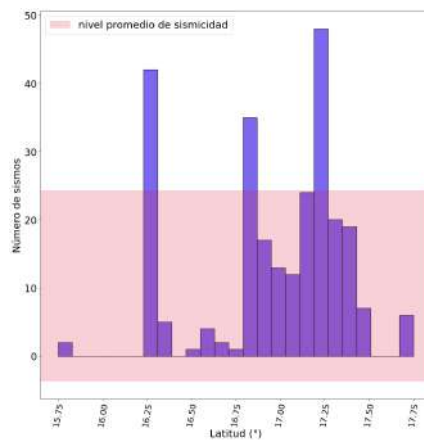
D. Latitud de detecciones



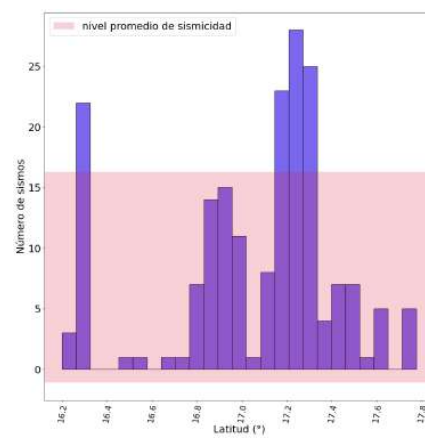
(a) Noviembre 2017



(b) Diciembre 2017

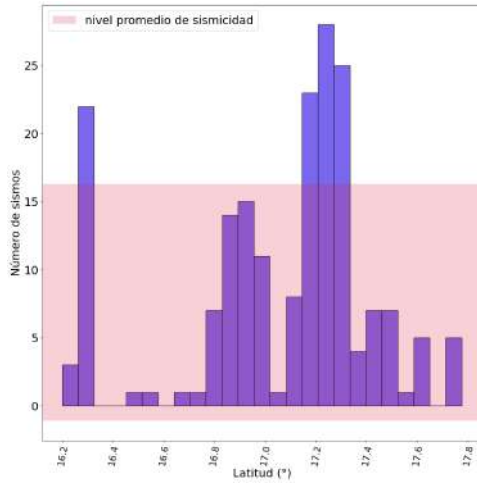


(c) Enero 2018

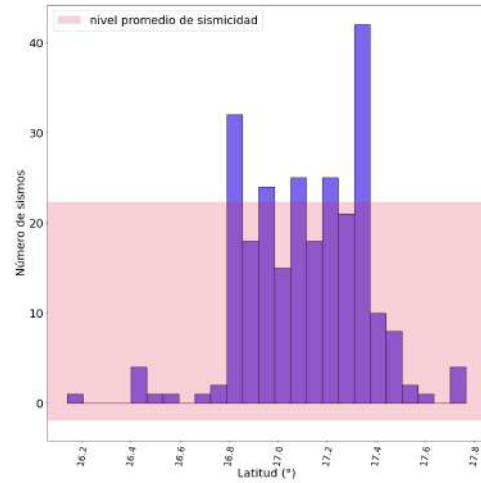


(d) Febrero 2018

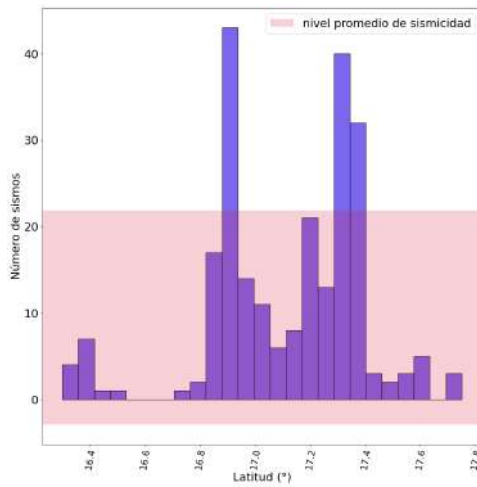
Figura D.1: Número de detecciones con respecto a la latitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.



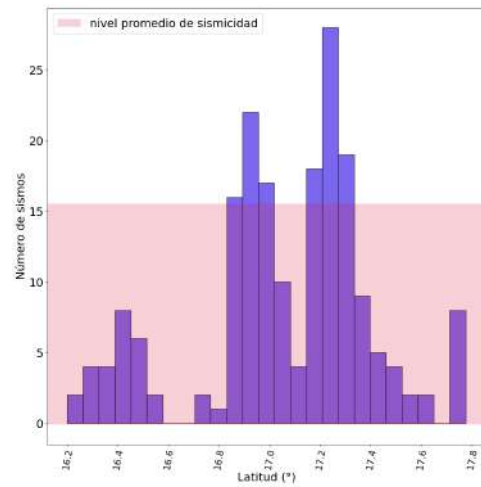
(a) Marzo 2018



(b) Abril 2018

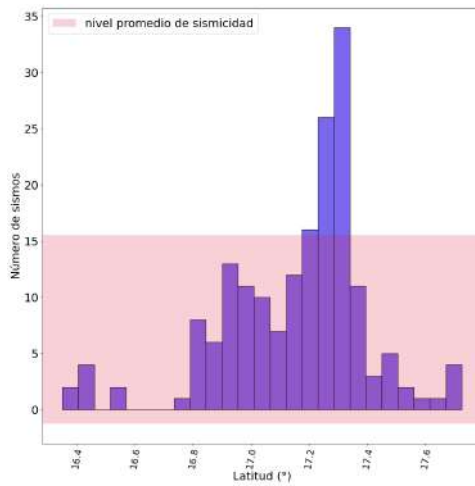


(c) Mayo 2018

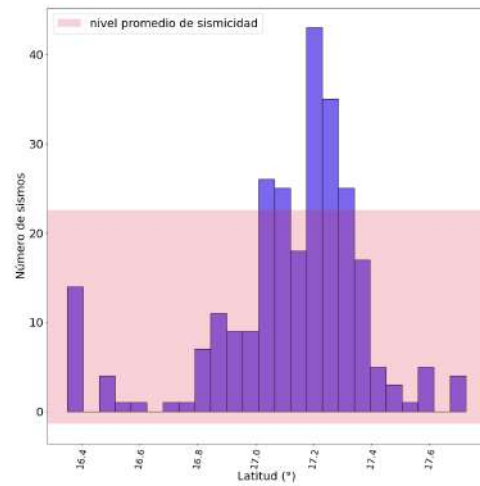


(d) Junio 2018

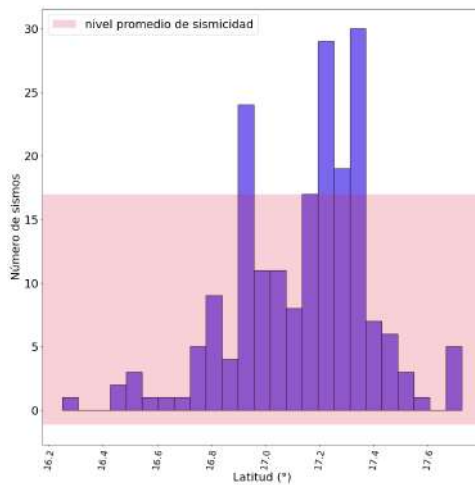
Figura D.2: Número de detecciones con respecto a la latitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.



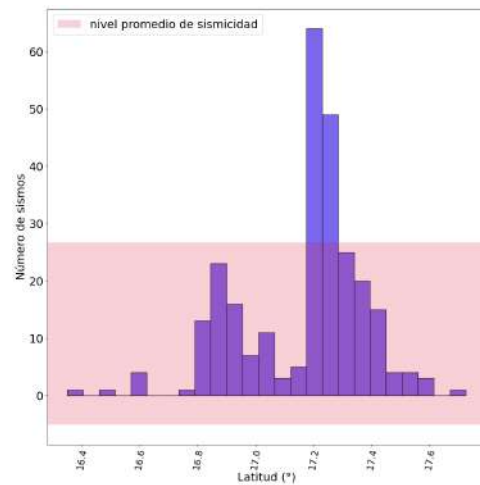
(a) Julio 2018



(b) Agosto 2018



(c) Septiembre 2018



(d) Octubre 2018

Figura D.3: Número de detecciones con respecto a la latitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.

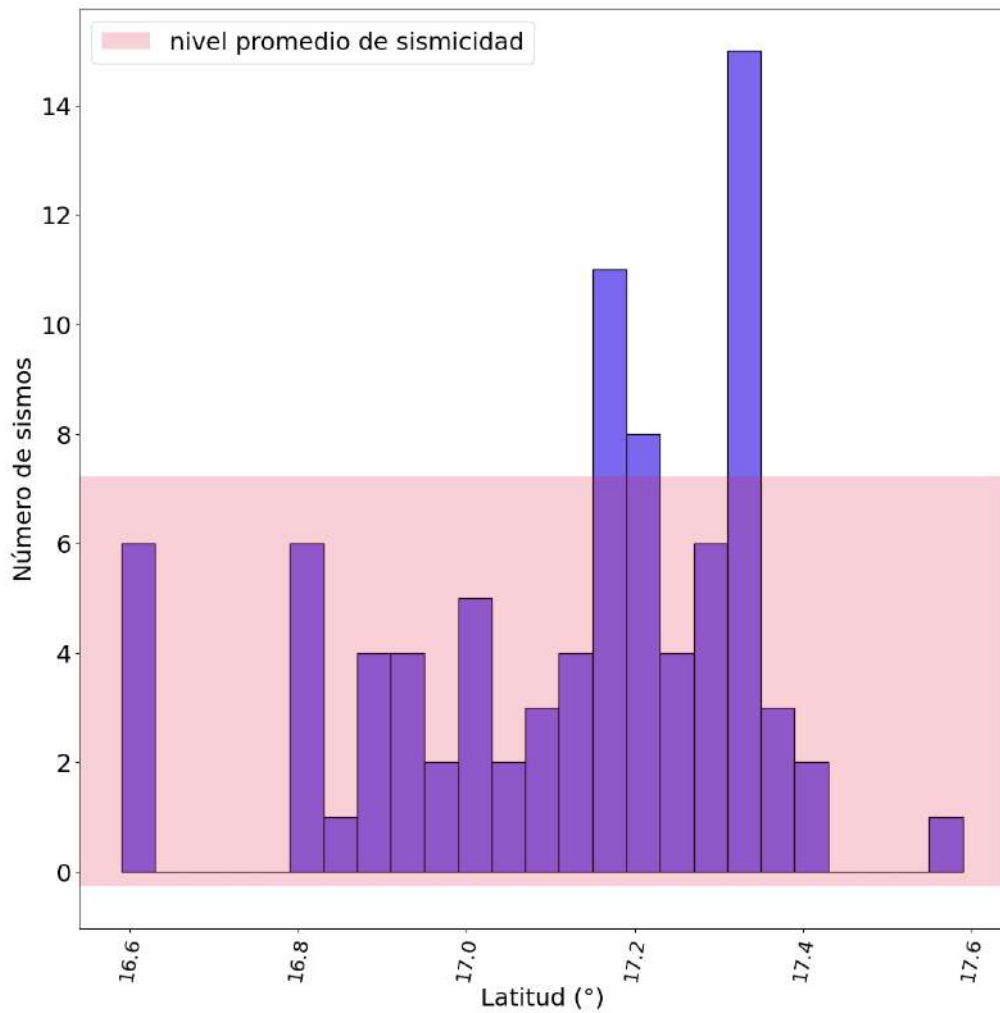
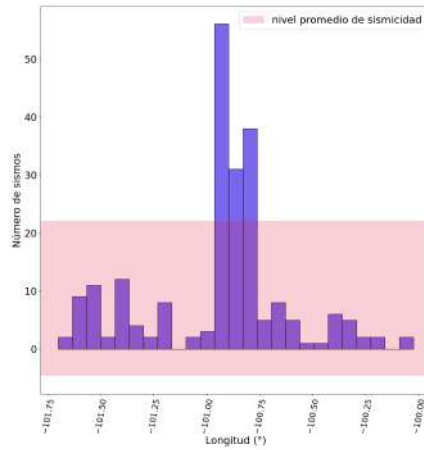
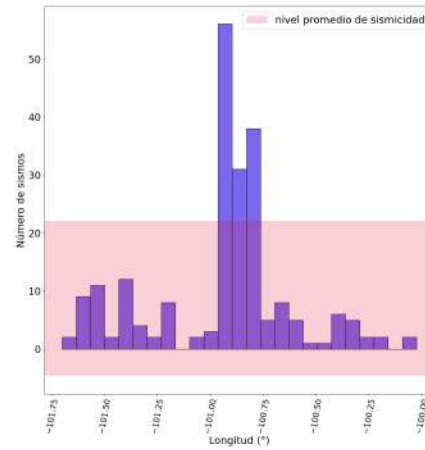


Figura D.4: Número de detecciones con respecto a la profundidad del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos en el mes con una desviación estándar.

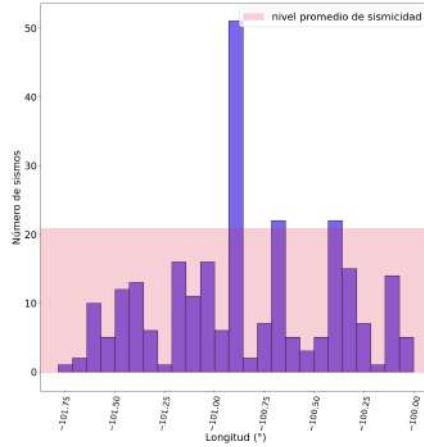
E. Longitud de detecciones



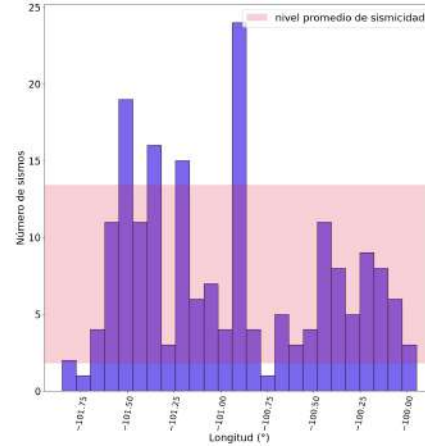
(a) Noviembre 2017



(b) Diciembre 2017



(c) Enero 2018



(d) Febrero 2018

Figura E.1: Número de detecciones con respecto a la longitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.

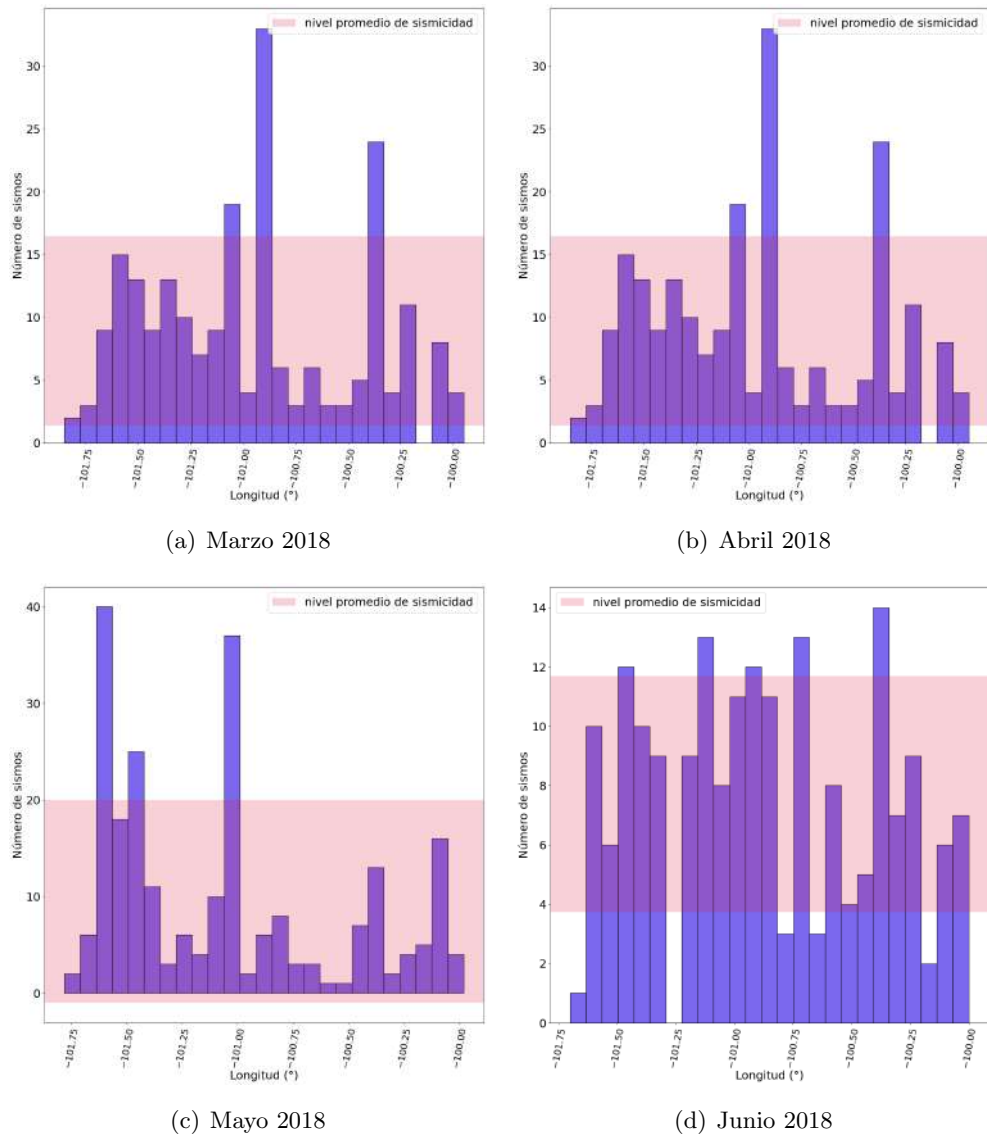
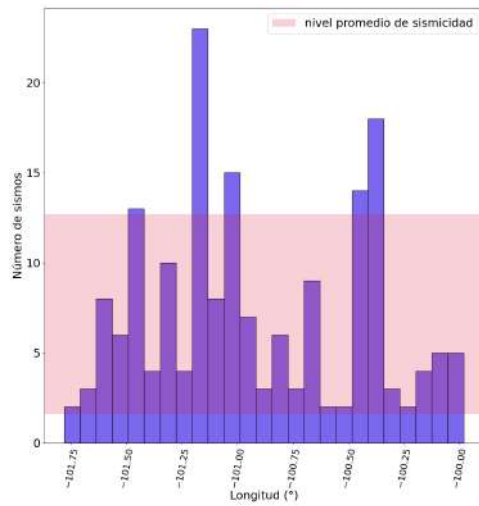
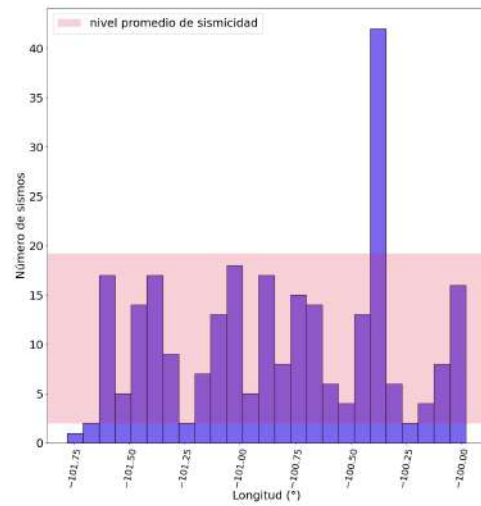


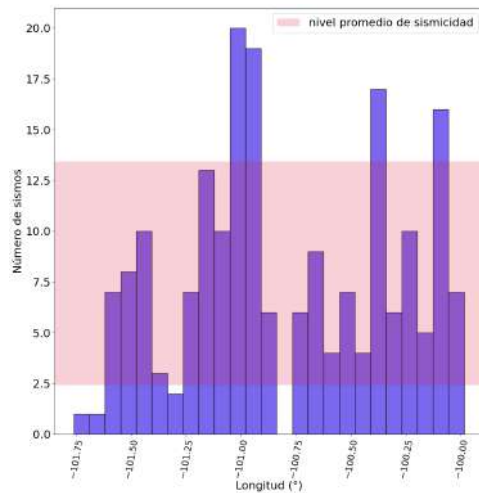
Figura E.2: Número de detecciones con respecto a la longitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.



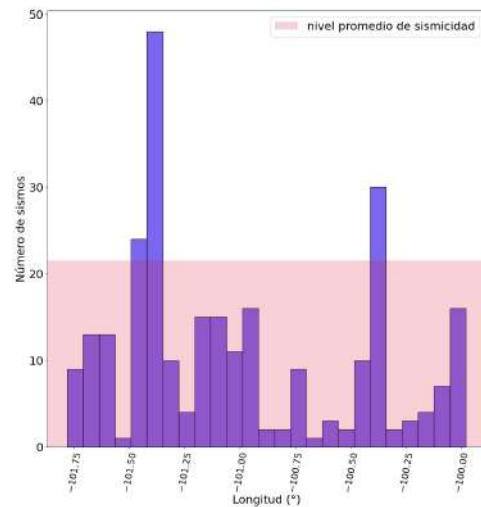
(a) Julio 2018



(b) Agosto 2018



(c) Septiembre 2018



(d) Octubre 2018

Figura E.3: Número de detecciones con respecto a la longitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.

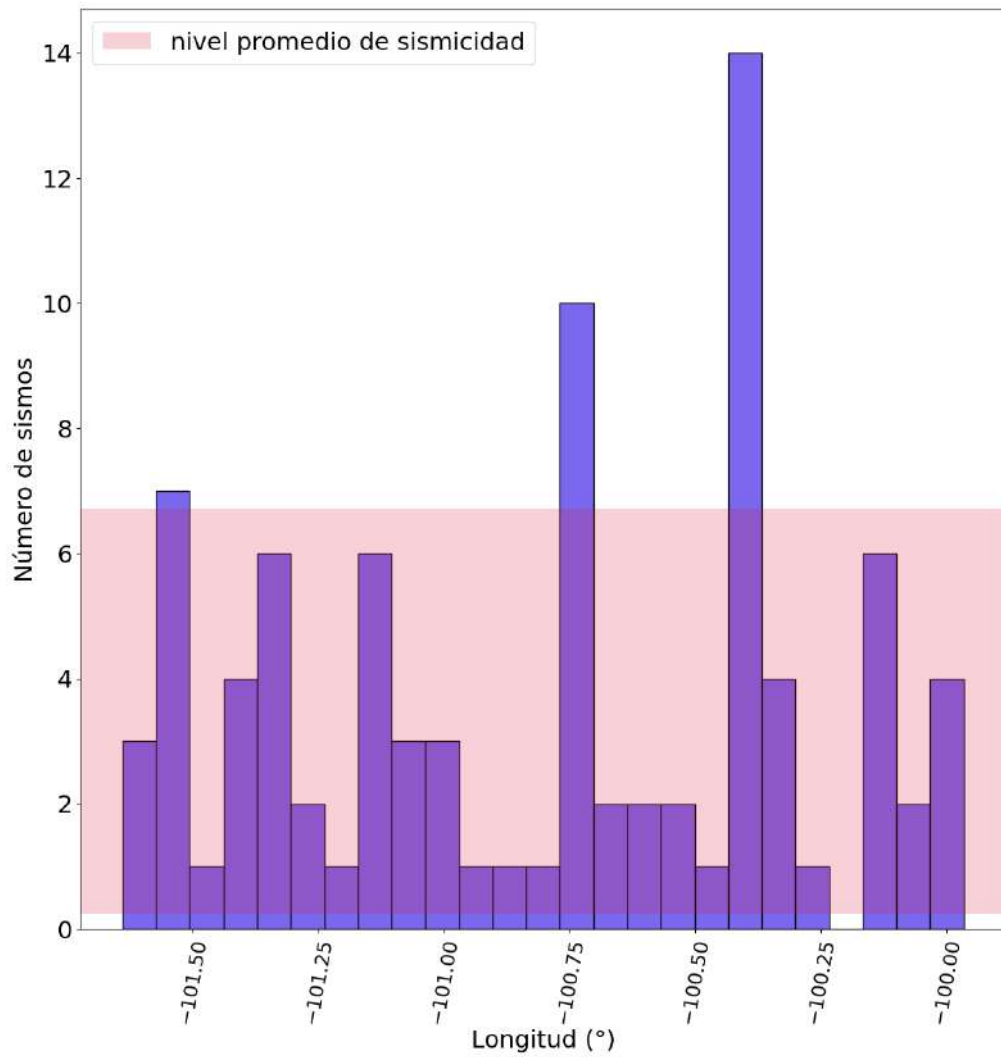
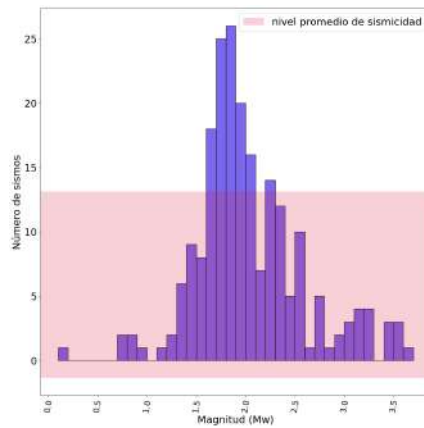
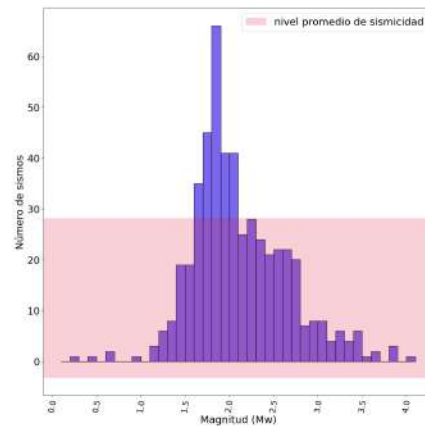


Figura E.4: Número de detecciones con respecto a la longitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.

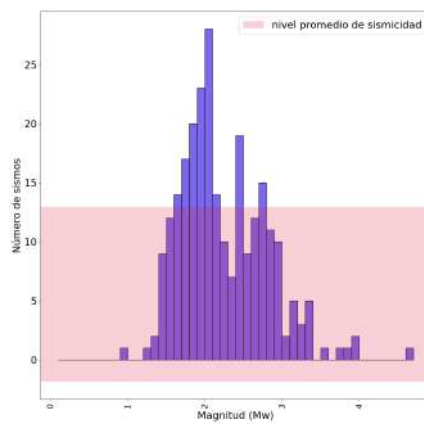
F. Magnitud de detecciones



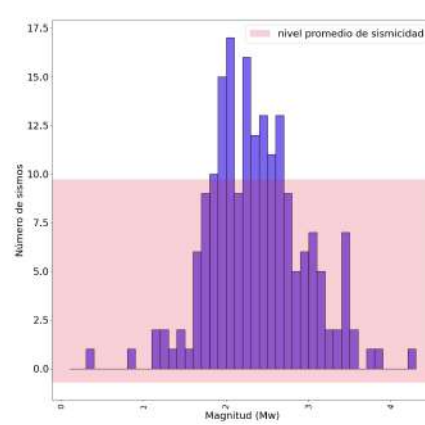
(a) Noviembre 2017



(b) Diciembre 2017

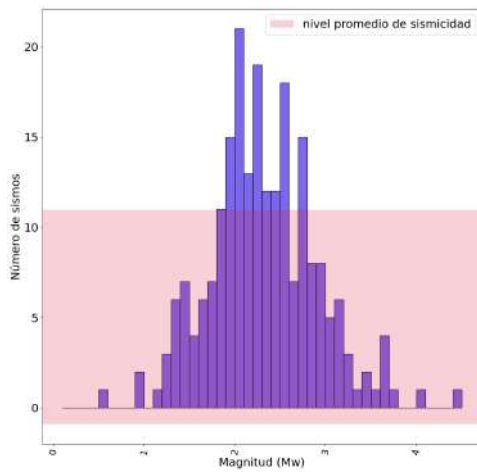


(c) Enero 2018

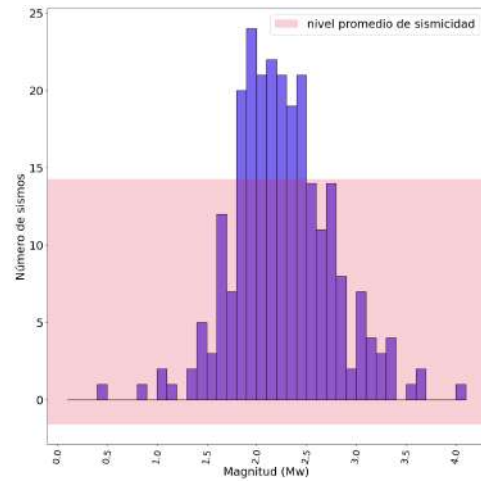


(d) Febrero 2018

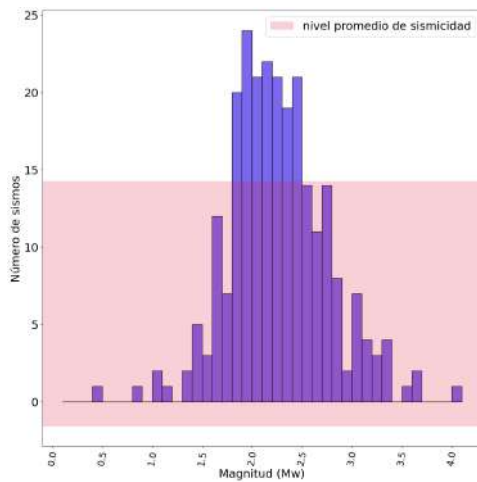
Figura F.1: Número de detecciones con respecto a la magnitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.



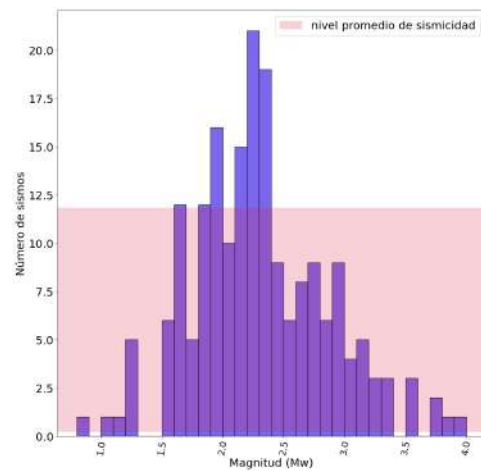
(a) Marzo 2018



(b) Abril 2018

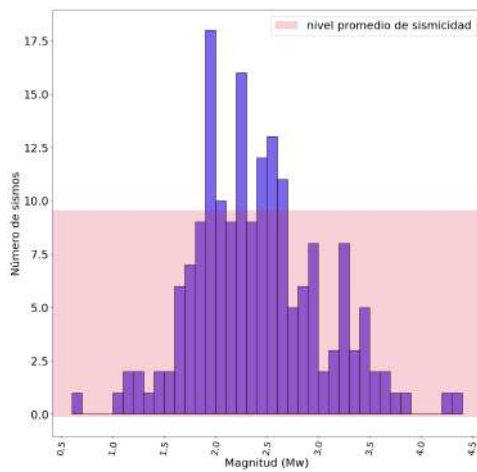


(c) Mayo 2018

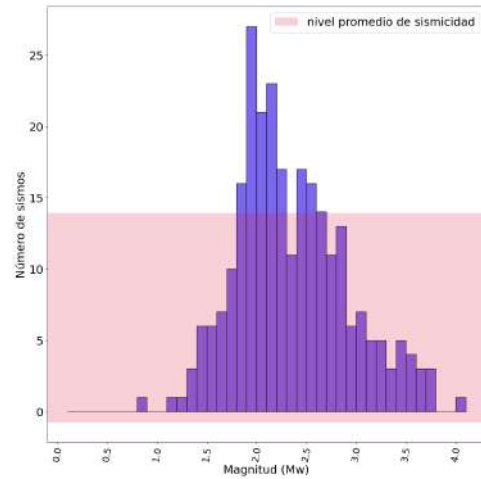


(d) Junio 2018

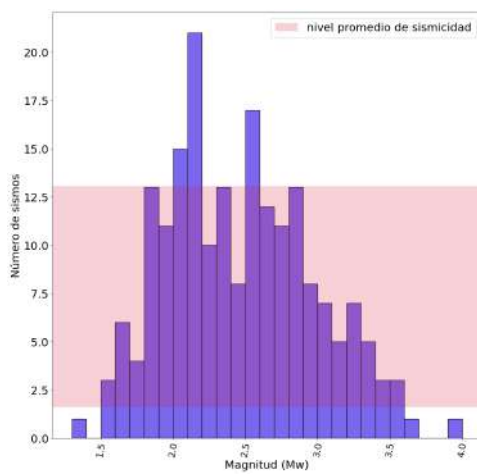
Figura F.2: Número de detecciones con respecto a la magnitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.



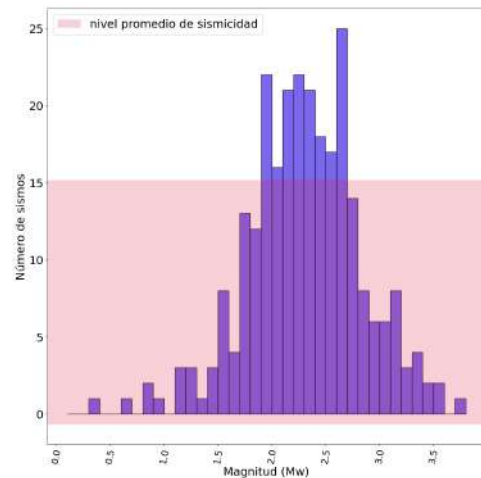
(a) Julio 2018



(b) Agosto 2018



(c) Septiembre 2018



(d) Octubre 2018

Figura F.3: Número de detecciones con respecto a la magnitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.

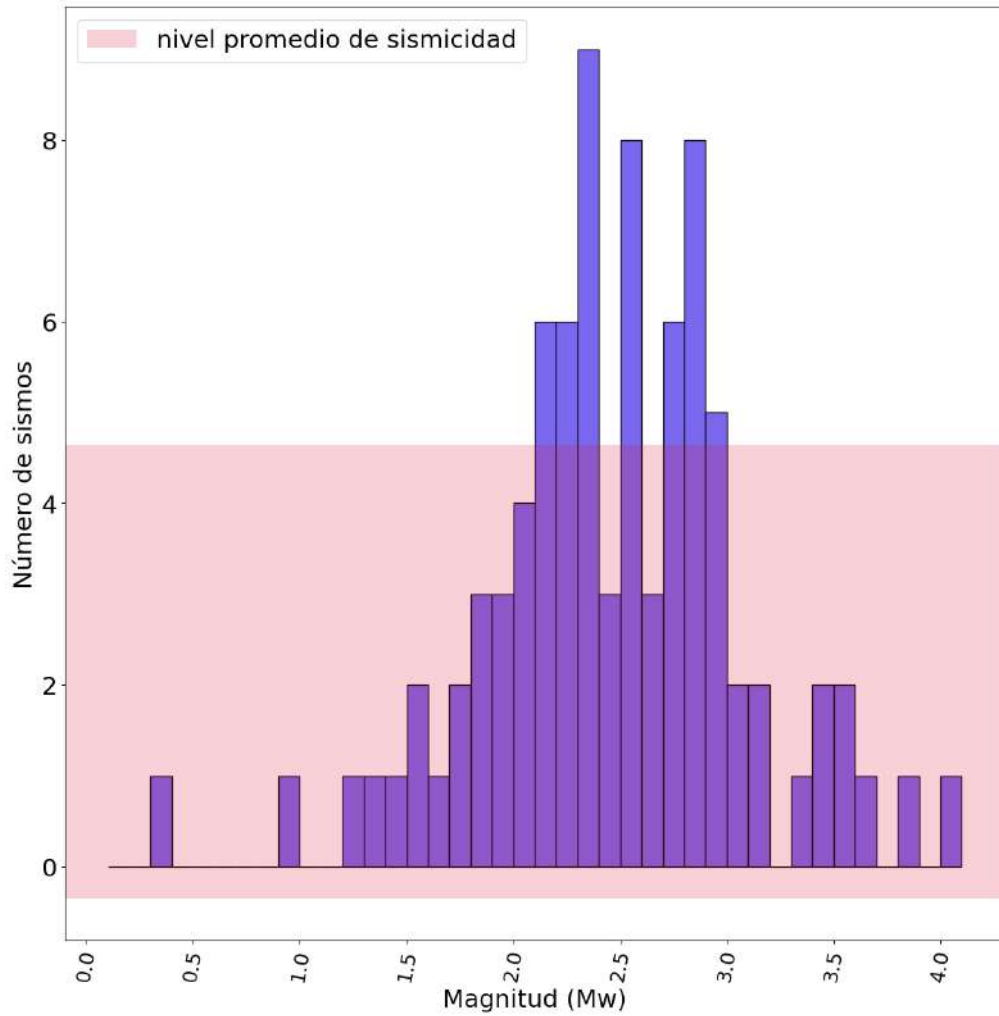
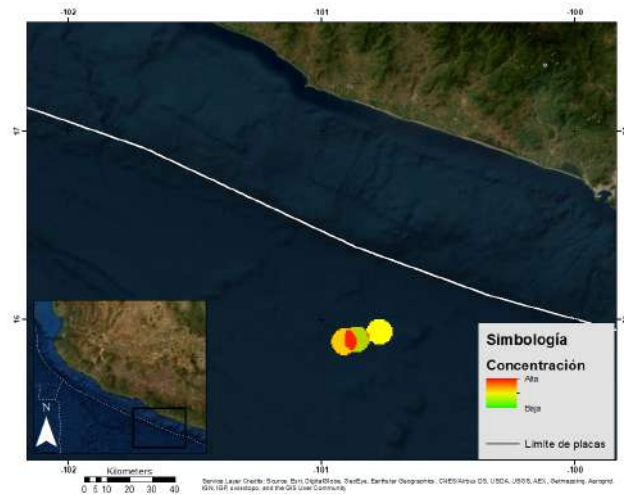
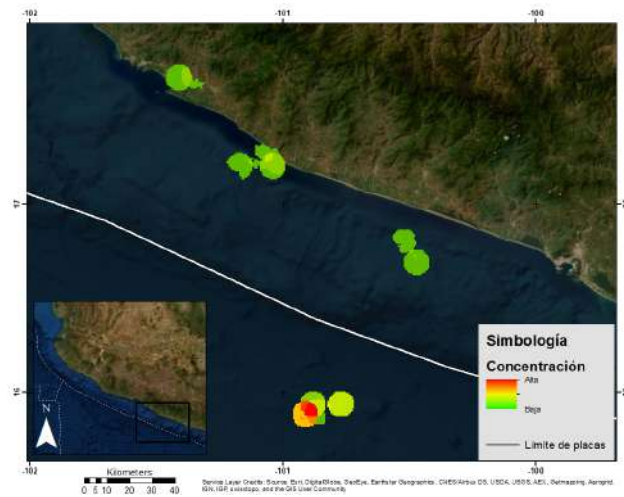


Figura F.4: Número de detecciones con respecto a la magnitud del evento para cada mes del periodo de estudio. En sombreado se muestra el nivel base a partir del promedio de sismos con una desviación estándar.

G. Concentración espacial

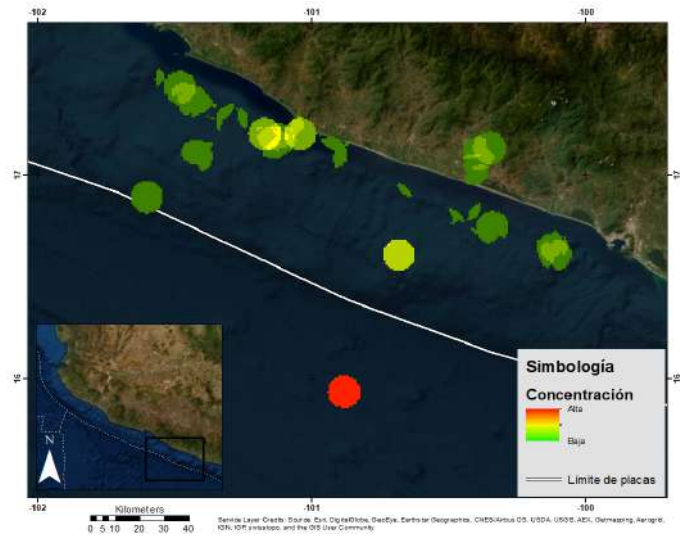


(a) Noviembre 2017

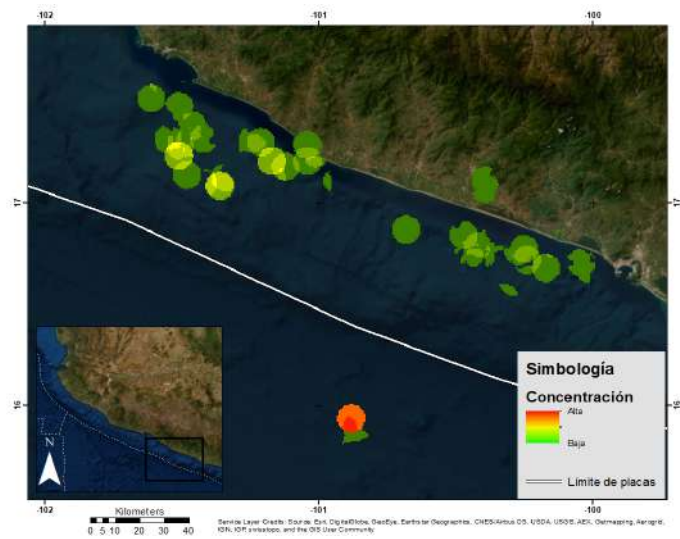


(b) Diciembre 2017

Figura G.1: Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.

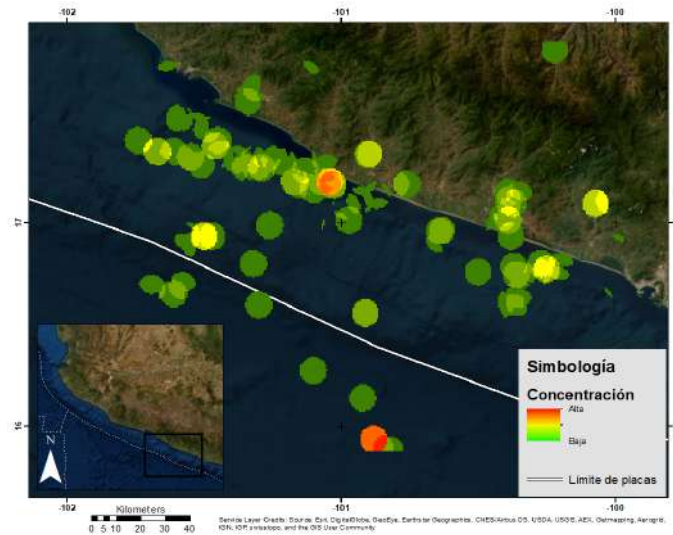


(a) Enero 2018

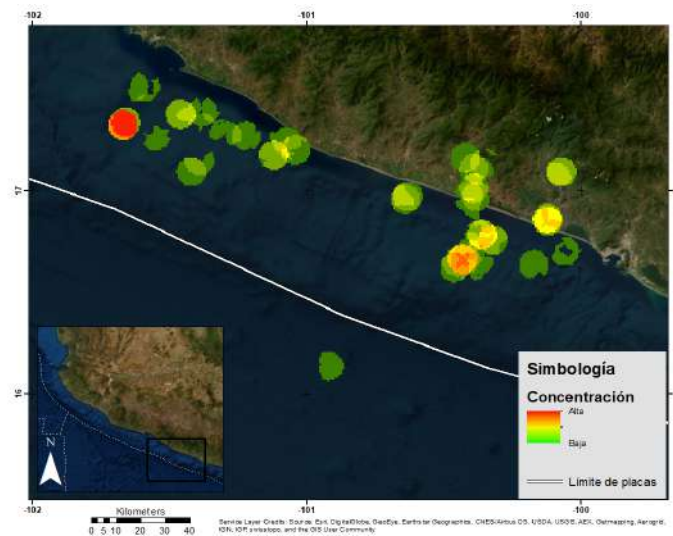


(b) Febrero 2018

Figura G.2: Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.

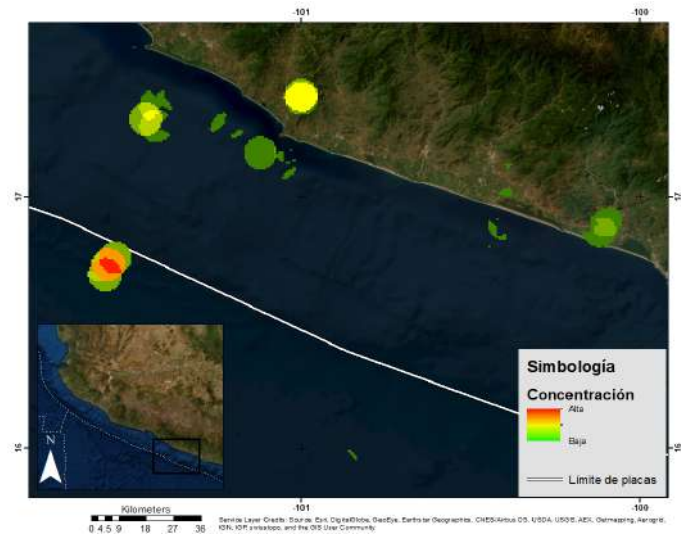


(a) Marzo 2018

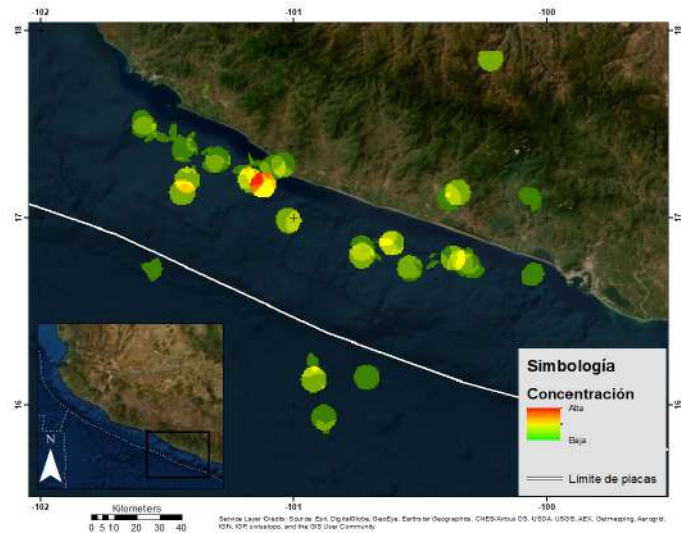


(b) Abril 2018

Figura G.3: Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.

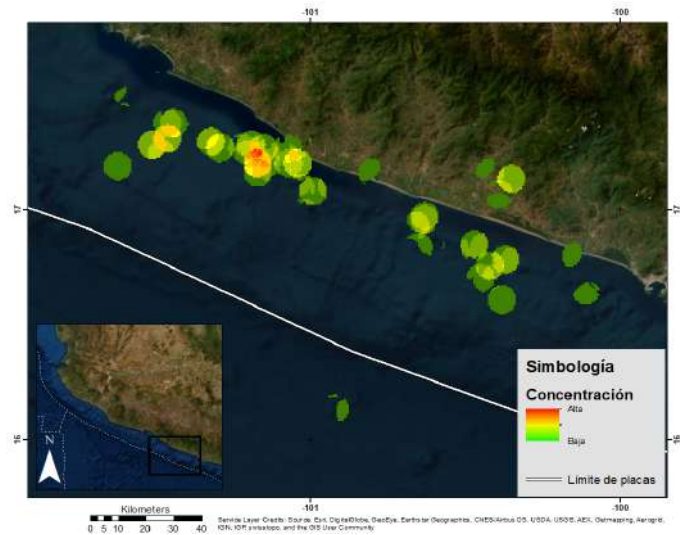


(a) Mayo 2018

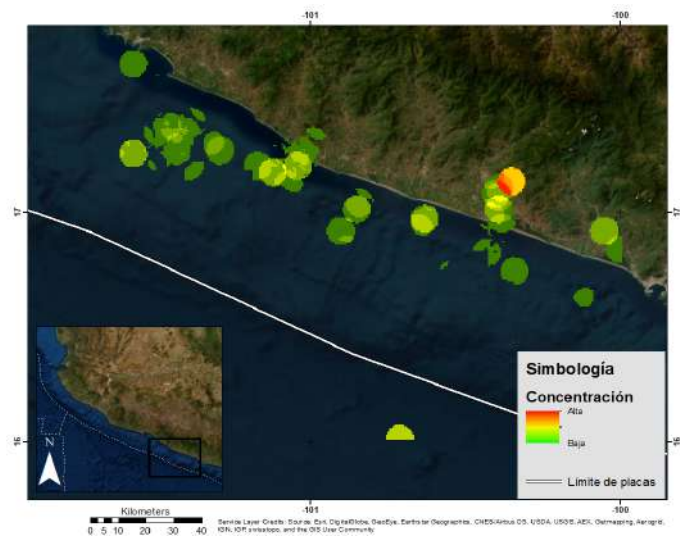


(b) Junio 2018

Figura G.4: Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.

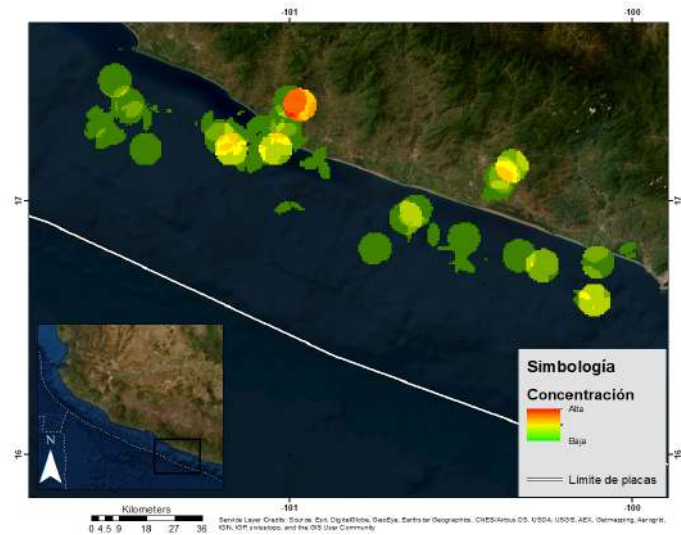


(a) Julio 2018

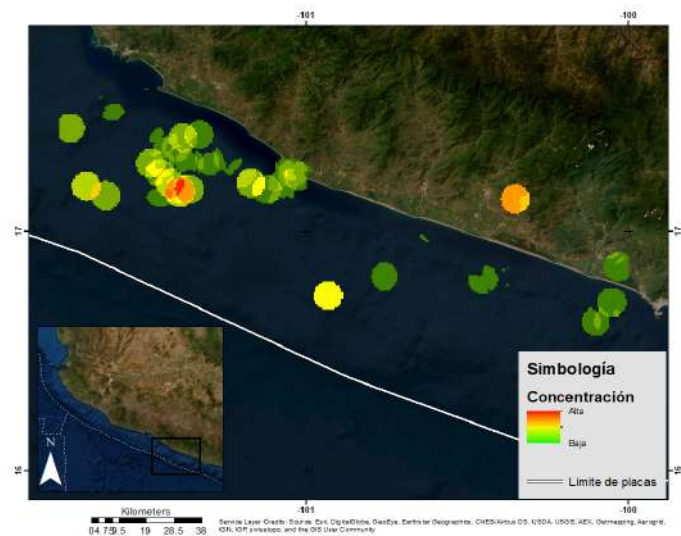


(b) Agosto 2018

Figura G.5: Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.



(a) Septiembre 2018



(b) Octubre 2018

Figura G.6: Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.

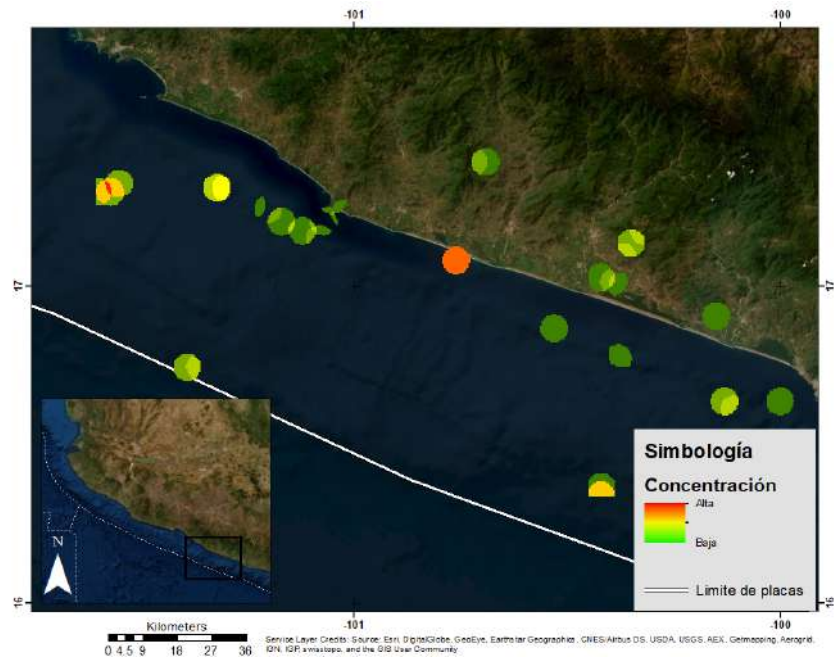
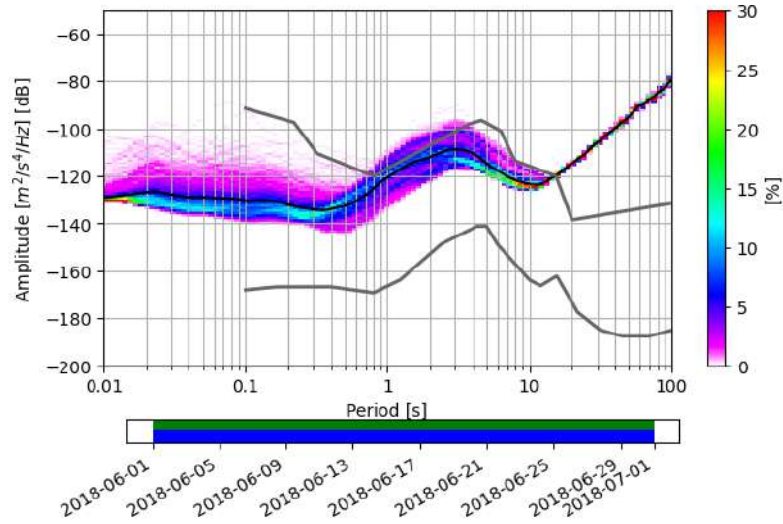
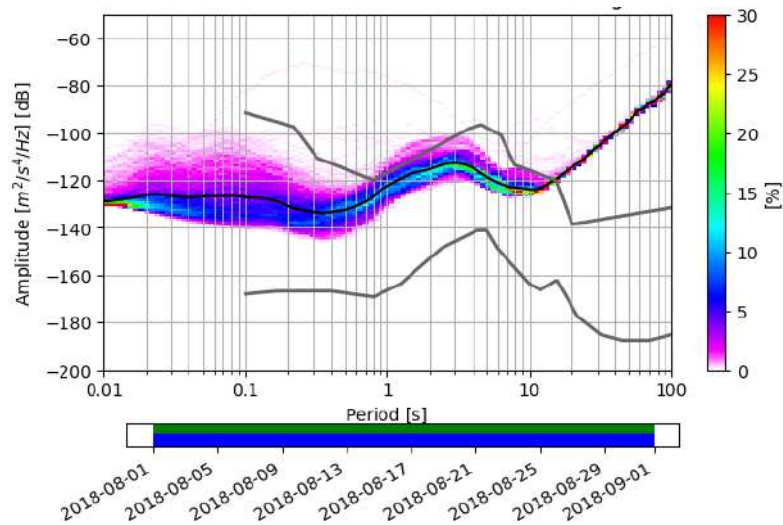


Figura G.7: Acumulación de las detecciones sísmicas en cada mes del periodo de estudio.

H. Niveles de ruido



(a) Junio 2018



(b) Agosto 2018

Figura H.1: Detección de niveles de ruido durante el periodo de estudio. La línea negra representa el valor medio de cada mes, y los colores simbolizados a la derecha representan el porcentaje en el que el valor es excedido por los datos.

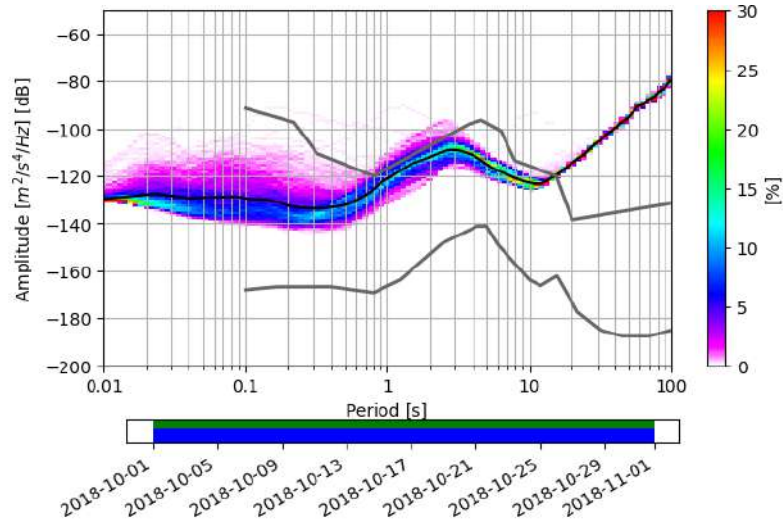
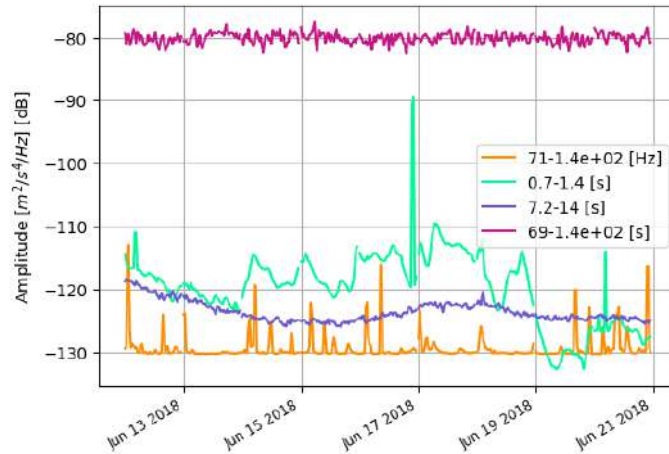
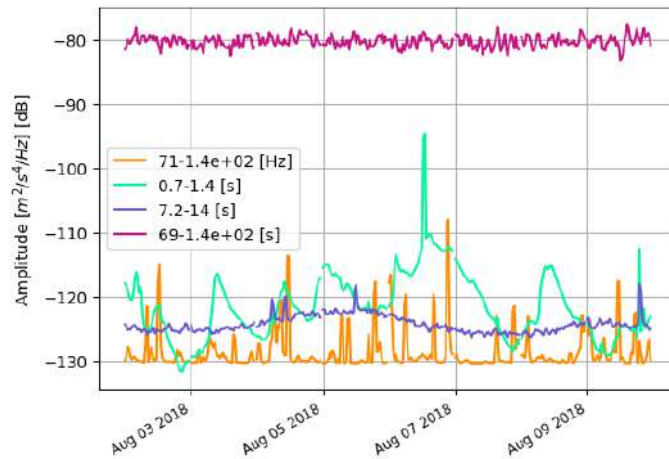


Figura H.2: Detección de niveles de ruido durante el periodo de estudio. La línea negra representa el valor medio de cada mes, y los colores simbolizados a la derecha representan el porcentaje en el que el valor es excedido por los datos.

I. Espectros del ruido

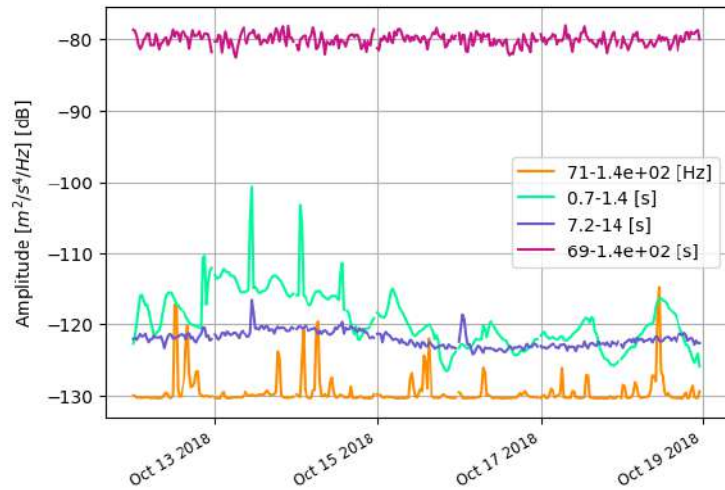


(a) Tormenta tropical Carlotta

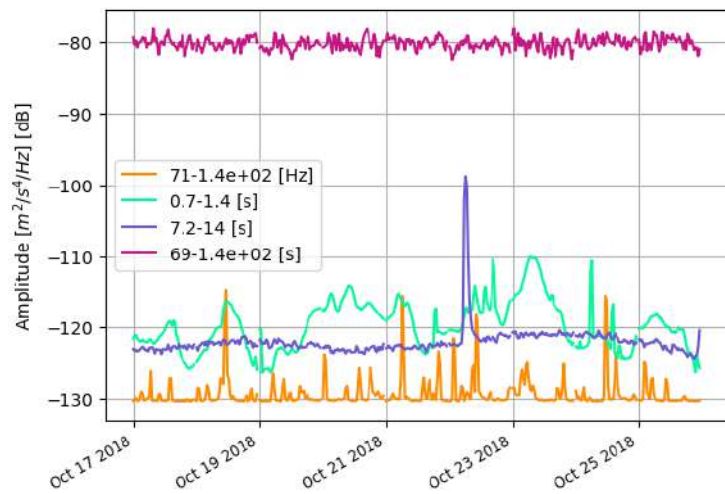


(b) Tormenta tropical Ileana

Figura I.1: Amplitud de los niveles de ruido sísmico durante los fenómenos meteorológicos que afectaron a la zona. Las gráficas representan el periodo de: 0.1 s (naranja), 1 s (verde), 10s (azul) y 100 s (violeta)



(a) Tormenta tropical Tara



(b) Tormenta tropical Vicente

Figura I.2: Amplitud de los niveles de ruido sísmico durante los fenómenos meteorológicos que afectaron a la zona. Las gráficas representan el periodo de: 0.1 s (naranja), 1 s (verde), 10s (azul) y 100 s (violeta)

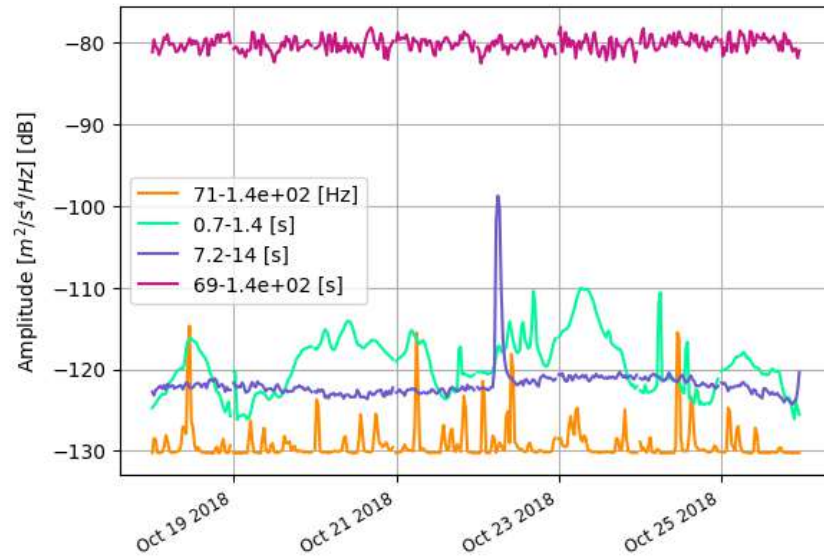


Figura I.3: Amplitud de los niveles de ruido sísmico durante los fenómenos meteorológicos que afectaron a la zona: Huracán Willa. Las gráficas representan el periodo de: 0.1 s (naranja), 1 s (verde), 10s (azul) y 100 s (violeta)