



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
GEOFÍSICA DE LA TIERRA SÓLIDA

**ANÁLISIS ESPACIO TEMPORAL DE VELOCIDADES DE ONDAS SÍSMICAS EN
EL ESTADO DE GUERRERO**

TESIS QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(SISMOLOGÍA)

PRESENTA:

LIC. EDILSON FERNANDO SALAZAR MONROY

DIRECTOR:

DR. ALLEN LEROY HUSKER, INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

JURADOS:

DR. VLADIMIR KOSTOGLODOV, INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM
DR. VICTOR MANUEL CRUZ ATIENZA, INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM
DR. FRANCISCO JOSÉ SANCHÉZ SESMA, INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM
DR. DANTE MORAN ZENTENO, INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

MÉXICO, D. F. ENERO, 2016



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
GEOFÍSICA DE LA TIERRA SÓLIDA

**ANÁLISIS ESPACIO TEMPORAL DE VELOCIDADES DE ONDAS SÍSMICAS EN
EL ESTADO DE GUERRERO**

TESIS QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(SISMOLOGÍA)

PRESENTA:

LIC. EDILSON FERNANDO SALAZAR MONROY

TUTOR:

DR. ALLEN LEROY HUSKER

MÉXICO, D. F. ENERO, 2016

**I desideri della nostra vita formano una catena in cui
collegamenti sono la speranza**

“Los deseos de nuestra vida forman una cadena cuyos eslabones son las esperanzas”

Lucio Anneo Séneca

**La ciencia es más que un cuerpo de significados, es una
forma de pensar, es una forma de interrogar
escépticamente al universo.**

Carl Sagan

*A ti mamá, por ser el motor y motivo de mi vivir, gracias por darme la energía y el valor para
afrontar las barreras que se han puesto ante mí.*

A ti papá, por enseñarme a ser un gran emprendedor y luchar siempre por mis sueños.

*A ustedes Paola, John Fredy, Viviana, Monica y Andrea. Porque son y serán la mejor
compañía que he tenido y tendré en mi vida, no saben cuan orgulloso me siento de ser su
hermano.*

*A Sebastián, Camilo, Nicolás, Camila, Emmanuel y Sofía, espero esto recompense en parte lo
olvidados que los he tenido. Esta tesis es para que sigan el camino que nosotros queremos para
ustedes, LOS AMO.*

*A ti Chavita, porque en momentos de crisis fuiste indispensable y uno de los motivos para salir
de allí.*

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a todas las personas que de una forma u otra, me ayudaron desde mi llegada a México y posteriormente con la realización de este trabajo de investigación. Muchas gracias porque han colaborado a que este sueño despegara, tomara forma y hoy día fuera toda una realidad.

En primera instancia al Dr. Allen Leroy Husker, porque desde el primer contacto que tuvimos ha tenido la amabilidad, confianza y paciencia, de guiarme a lo largo de este proceso, siempre con la mejor disposición y entusiasmo. Muchas gracias por ser una excelente persona y sobre todo un gran tutor.

A Chavita, por ser esa persona tan entusiasta, alegre, crítica y colaboradora, que me ayudó a levantar en más de una ocasión. Muchas gracias, por las sesiones interminables de trabajo y de discusión (no siempre tan académicas) y sobre todo por convertirte en una persona tan especial para mí.

A Oscarín, por ser esa persona que aún en la lejanía, me acompaña y aconseja cada día. Muchas gracias mi querido amigo.

A mis 3 mosqueteras: Anita, Astrid y Nancy, que bueno fue compartir cada uno de estos días junto a ustedes. Gracias por brindarme esa amistad tan bonita y sobre todo, la oportunidad de aprender montones de cada una de ustedes.

A mis amigos: Hermes, Jorge Real, Mario Noyola, Alberto Rosas, Sandra, Miguelito, Benjamín, Carlos Gutiérrez, Alex Correa, Marian, Yuli, Lupe, Hecmar, Fred, Fernando Cruz, Fernando Núñez y Alan. Gracias por los cafés, las conversaciones académicas y personales, los tragos y todos los favores recibidos.

Al Dr. Ramiro Rodríguez, gracias amigo, aunque ahora te encuentres en la inmensidad del universo, serás una persona de la cual nunca me olvidaré.

Al Dr. Marco Calo, por su disposición y apoyo incondicional en el desarrollo de esta tesis. Grazie mille per tutto.

A mis profesores del posgrado: Dra. Xyoli Pérez Campos, Dr. Ismael Herrera Revilla, Dr. Luis Miguel De La Cruz, Dr. Guillermo Hernández, Dr. Arturo Iglesias, Dr. Raúl Valenzuela Wong, Dra. Vala Hjorleifdóttir, Dr. Vladimir Kostoglodov, Dr. Jaime Urrutia, Dra. Ana Soler, Dr. Norberto Vera y Dr. Víctor Cruz Atienza. Infinitas gracias, porque en cada una de sus clases nos muestran a los estudiantes, la belleza inconmensurable que tienen las ciencias de la Tierra, la física y las matemáticas.

Al Dr. Aurelien Mordret y la Dra. Beatriz Gaité, por sus recomendaciones y apoyo en la etapa inicial del proyecto.

A Tatiana, porque ya hace varios años que nos conocemos y todavía tengo la fortuna de poder contar contigo.

A Araceli, Laura y Graciela Solache, por hacer nuestra vida académica más sencilla semestre a semestre.

A la familia Suárez Arrocena, por todas las muestras de confianza y cariño.

Al CONACYT, por otorgarme la beca que me permitió realizar mis estudios sin problemas.

A mis compañeros de generación.

ÍNDICE

| | |
|---|-------------------------------|
| INTRODUCCIÓN | ¡Error! Marcador no definido. |
| CAPÍTULO I MARCO TEÓRICO | 21 |
| 1.1 Ondas contenidas en un registro sísmico..... | 21 |
| 1.1.1 Ondas de cuerpo..... | 22 |
| 1.1.2 Ondas de superficie..... | 23 |
| 1.1.3 Velocidad de fase $c(\omega)$ | 24 |
| 1.1.4 Velocidad de grupo $U(\omega)$ | 24 |
| 1.2 Ondas de Love..... | 25 |
| 1.3 Ondas de Rayleigh | 25 |
| 1.4 Ondas coda..... | 26 |
| 1.5 Correlación cruzada..... | 27 |
| 1.6 Función de Green | 28 |
| 1.7 Interferometría sísmica | 29 |
| 1.8 Campos difusos | 30 |
| 1.9 Ruido sísmico..... | 33 |
| 1.10 Correlación de la coda de correlación o (C3)..... | 35 |
| CAPÍTULO II ASPECTOS GEOTECTÓNICOS | 39 |
| 2.1 Generalidades geológicas de la zona | 39 |
| 2.1.1 Terreno Mixteco | 40 |
| 2.1.2 Terreno Xolapa | 40 |
| 2.1.3 Terreno Oaxaca..... | 41 |
| 2.1.4 Terreno Guerrero | 41 |
| 2.1.5 Plataforma Guerrero-Morelos | 41 |
| 2.2 Panorama tectónico | 42 |
| 2.3 La brecha sísmica de Guerrero | 45 |
| 2.4 Sismos lentos (SSE) y tremores tectónicos (TT) en México | 46 |
| 2.4.1 Generalidades | 46 |
| 2.4.2 Sismos de baja frecuencia (LFE's)..... | 49 |
| 2.4.3 Episodios de tremor y deslizamiento (ETS)..... | 50 |
| 2.4.4 México | 50 |
| 2.4.1 Variación del cociente V_p/V_s | 53 |

| | |
|--|------------|
| CAPÍTULO III METODOLOGÍA | 56 |
| 3.1 Conjunto de Estaciones | 56 |
| 3.1.1 Arreglo MASE..... | 56 |
| 3.1.2 Proyecto GGAP (Guerrero - GAP) | 58 |
| 3.1.3 Red banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN)..... | 59 |
| 3.2 Procesamiento de registros de ruido sísmico ambiental | 59 |
| 3.2.1 Fase 1: Concatenación y preprocesamiento | 60 |
| 3.2.2 Fase 2: Cálculo de correlaciones cruzadas | 63 |
| 3.2.3 Fase 3: Determinación de variaciones de velocidad en tiempo..... | 65 |
| 3.2.4 Fase 4: Correlación de la coda de correlación..... | 69 |
| 3.2.5 Fase 5: Curvas de dispersión..... | 70 |
| 3.3 Tomografía de ruido sísmico ambiental (ANT)..... | 71 |
| CAPÍTULO IV ANÁLISIS TEMPORAL..... | 76 |
| 4.1 Cambios de velocidad en el tiempo | 76 |
| 4.1.1 Calculo de profundidades..... | 80 |
| 4.2 Discusión | 80 |
| 4.2.1 Localización..... | 80 |
| 4.2.2 Análisis por periodos..... | 83 |
| CAPÍTULO V ANÁLISIS ESPACIAL..... | 88 |
| 5.1 Resultados..... | 88 |
| 5.1.1 Recuperación de la función de Green | 88 |
| 5.2 Tomografía de ruido sísmico | 92 |
| 5.2.1 Calculo de la dispersión | 92 |
| 5.2.2 Pruebas de resolución | 94 |
| 5.2.3 Parámetros de calidad | 96 |
| 5.3 Interpretación y análisis..... | 97 |
| 5.3.1 Mapas de velocidad de grupo para ondas de Rayleigh | 97 |
| CAPITULO VI CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO..... | 101 |
| 6.1 Conclusiones | 101 |
| 6.2 Trabajo Futuro | 102 |
| BIBLIOGRAFÍA..... | 103 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 Componente vertical de un registro sísmico perteneciente al terremoto del 21 de mayo de 1998 ($M_w = 6.6$, $\Delta=101.5^\circ$) en Indonesia, registrado por la estación TSUN (Tsumeb, Namibia) y un sismograma sintético creado con el modelo de velocidad PREM. En este se ilustra claramente los arribos de las ondas de cuerpo (naranja) y de superficie (verde) (modificado de Thurber & Ritsema, 2007)..... | 21 |
| Figura 2 Movimiento de partícula para ondas de cuerpo P y S, mostrando sus principales características. (Modificado de Tsunami Warning, 2011). | 22 |
| Figura 3 Se ilustra la velocidad con la que cada uno de los pulsos se desplaza (velocidad de fase) y a su vez la de la envolvente (velocidad de grupo) modificado de Stein & Wysession, 2003..... | 25 |
| Figura 4 Movimiento de partícula para el modo fundamental de ondas superficiales. En la parte superior se muestra para las ondas de Love (SH) y en la inferior para las ondas de Rayleigh (P-SV), dentro de estos se destacan el movimiento de partícula y la dirección de propagación (<i>e.g.</i> el movimiento elíptico retrogrado que tienen las ondas de Rayleigh y el transversal de las de Love) (Modificada de Tsunami Warning, 2011)..... | 26 |
| Figura 5 Relación de las ondas utilizadas por la tomografía convencional (azul) y las empleadas por la interferometría (amarillo, dentro de estas últimas se destacan la coda y el ruido sísmico prominente en el registro de un sismo (Modificado de Larose, 2006)..... | 26 |
| Figura 6 Ejemplos de correlación cruzada entre dos señales <i>g</i> y <i>h</i> . Dentro de los ejemplos mostrados se pueden ver una función pico, pulsos Gaussianos, funciones sinusoidales, tren de pulsos y señales aleatorias, aquí los valores <i>g = h</i> son los valores más grandes de la correlación ocurriendo a un lag igual a 0 (modificado de Seathers, 2007)..... | 28 |
| Figura 7 Distribución de las fuentes de ruido para un campo homogéneo A, donde las correlaciones cruzadas obtenidas son iguales para ambas partes. En B y C, se muestra la inhomogeneidad de las fuentes y de cómo estas influyen en la correlación cruzada de las mismas..... | 36 |
| Figura 8 Representación de la situación inicial para la obtención de FC3, ubicación de pares de estaciones concurrentes APAC-MEIG y ZURI-MEIG y su FG correspondiente suponiendo un medio homogéneo..... | 37 |
| Figura 9 Obtención de la función C3, en la parte superior se muestra la correlación de dos arreglos no concurrentes, que representan la correlación independiente de las dos estaciones (rojo y amarillo) con la estación coexistente para los dos arreglos (verde). FC3 obtenida con la correlación de las dos correlaciones para los dos arreglos independientes A1 y A2..... | 38 |
| Figura 10 Características geotectónicas de la región centro sur de México, donde se muestra la distribución de los terrenos tectonoestratigraficos de la parte centro sur del país. El recuadro blanco muestra la zona de estudio de este trabajo (Modificado de Ferrari <i>et al.</i> , 2012)..... | 42 |
| Figura 11 Modelo de la evolución del proceso de subducción bajo la parte central de México. Allí se muestra como el proceso de orientación horizontal de la placa, inició como una combinación del rápido incremento de la expansión del sistema Cocos – Pacífico. El cual tiene una tasa de expansión de 17 Ma. Las franjas azules insertadas en la placa de Cocos representan marcadores. El recuadro del fondo de la derecha muestra la velocidad de convergencia y la edad de la placa en la trinchera basada en los estudios de Sdrolias & Muller, (2006) (Modificada de Manea <i>et al.</i> , 2013)..... | 43 |
| Figura 12 Composición de la litosfera y modelo del manto. La placa de Cocos tiene una terminación alrededor de 500 km de profundidad, lo cual significa que esta fue truncada y la porción más profunda | |

| | |
|---|----|
| se ha hundido. En la parte somera del perfil se observan las funciones de receptor a través de las cuales se determinó la geometría de la placa para esta zona y en la superior las estaciones del arreglo MASE (puntos rojos) (Modificado de Pérez-Campos <i>et al.</i> , 2008). | 44 |
| Figura 13 Brecha sísmica del estado de Guerrero (círculo rojo) con las áreas de ruptura de los sismos ocurridos en el último siglo en el país. Las líneas rojas muestran las velocidades de convergencia de las placas en cada uno de sus segmentos y las azules la trinchera (Modificada de Kostoglodov & Pacheco, 1999). | 45 |
| Figura 14 Modelo teórico base para la explicación del proceso de acumulación y liberación de esfuerzos en una zona sísmica (Modificada de UCSD, 2014). | 46 |
| Figura 15 Observaciones con datos GPS (Círculos azules y la función diente de sierra) que muestran un desplazamiento lento hacia el oeste arriba de la zona de subducción de Cascadia con un aumento en la actividad de tremor por encima de la interface (Modificado de Rogers & Draggers, 2003). | 47 |
| Figura 16 Ejemplo de sismograma con tremor registrado en la estación TONA, aproximadamente a 200 km desde la trinchera. En la componente norte es más claro que la componente este. La componente vertical es claramente la componente más pequeña (Husker <i>et al.</i> , 2012). | 48 |
| Figura 17 Zonas de subducción a nivel mundial donde los TT y SSE, han sido detectados (Modificado de Rubinstein <i>et al.</i> , 2010). | 49 |
| Figura 18 Representación esquemática de la zona de subducción de Cascadia. Se muestran los varios modos de deslizamiento que se creen ocurren en la interface de la placa. La línea roja muestra la zona donde ocurren los fenómenos sísmicos relacionados en la parte inferior. (Modificado de Peng & Gomborg, 2010). | 50 |
| Figura 19 (Superior izquierda) Distribución energética de la localización de epicentros de TT. El fondo en color corresponde a la energía sísmica del TT medida en superficie y sumada en intervalos de dos semanas (Kostoglodov <i>et al.</i> , 2010). Los círculos amarillos muestran los epicentros de los TT ubicados entre 180-220 km de la trinchera y los círculos verdes los epicentros de baja energía localizados entre los 150 – 180 km de la trinchera y los círculos grises los TT localizados en el ‘ <i>Sweet Spot</i> ’. (Inferior izquierda) Geometría de la zona de subducción de Guerrero, las líneas de color verde muestran las isoclinas de temperatura, los contornos de fondo representan las mediciones de resistividad realizadas por Jödicke <i>et al.</i> , 2006 y la franja amarilla simboliza la zona de ocurrencia del SSE 2006. (Superior derecha) Distribución del desplazamiento del SSE de 2006. Los triángulos negros muestran las estaciones de GPS utilizadas para la inversión Radiguet <i>et al.</i> , 2011 (Modificada de Husker <i>et al.</i> , 2012). | 51 |
| Figura 20 Localización de LFE’s y SSE’s en Guerrero. (Izquierda – Superior) Ubicación de los epicentros de las 15 familias de LFE’s localizadas por Frank <i>et al.</i> , 2013, los triángulos verdes representan las estaciones de GPS y los azules las estaciones banda ancha del arreglo MASE. La caja azul representa la <i>Transient Zone</i> (Frank <i>et al.</i> , 2013) y la rosa el <i>Sweet Spot</i> (Husker <i>et al.</i> , 2012), las elipses blancas representan las áreas de ruptura de los sismos de mayor magnitud registrados en la zona. (Izquierda inferior) Perfil de profundidad que muestra la localización de los LFE’s generados durante el SSE de 2006, bajo las estaciones del arreglo MASE. (Derecha) Distribución del deslizamiento debido a un SSE de corto modelado que se localiza en las proximidades del <i>Sweet Spot</i> (modificada de Frank <i>et al.</i> , 2013 y Frank <i>et al.</i> , 2015). | 53 |
| Figura 21 Comparación entre los cambios de velocidad hallados para el SSE de 2009-2010. Arriba, se muestra la serie temporal diaria de desplazamiento registrado en la estaciones de GPS, CDP (rojo) y CAYA (verde) con relación a ITRF 2008 (Altamimi <i>et al.</i> , 2011) y el deslizamiento acumulado sobre 10 días secuenciales (línea punteada). Abajo, cambios de velocidades sísmicas usando el método de | |

| | |
|---|----|
| ‘Doublets’ de las componentes verticales de las correlaciones medidas entre pares de estaciones en una banda de 15 a 20 s. La llave roja de forma horizontal en la parte inferior indicia la variación más grande observada entre septiembre y noviembre de 2009. Las barras de error representan el promedio de los mínimos cuadrados de error lineal de la regresión de $dt(t)$ calculados a través de la medida del cambio dv/v (Modificado de Rivet <i>et al.</i> , 2014)..... | 54 |
| Figura 22 Estaciones utilizadas para la investigación y el cálculo de las FC3. En rojo se localizan las estaciones pertenecientes al SSN, en púrpura las del arreglo MASE y en verde las proyecto GGAP. | 57 |
| Figura 23 Imágenes de funciones de receptor obtenidas con el proyecto MASE. Los triángulos negros muestran las estaciones a lo largo del perfil con una elevación amplificada 10 veces. La línea gruesa café denota la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). La sismicidad dentro de los primeros 50 km del perfil es mostrada como puntos de color rojo y negro. En el fondo izquierdo están las funciones de receptor para un evento tectónico a lo largo de la porción horizontal de la placa. El fondo de la mitad es el modelo de corteza (LVM= Velocidad baja del manto y OC=corteza oceánica). Los modelos de onda compresional A, B y C mostrados en el fondo derecho fueron determinados a través del modelado de la forma de onda de las funciones de receptor, que corresponden a la estructura en A, B, y del fondo izquierdo (Modificado de Pérez-Campos <i>et al.</i> , 2008). | 57 |
| Figura 24 Miniarreglo XALI en perteneciente a GGAP, los triángulos rojos simbolizan los sensores de periodo corto y el amarillo el sensor banda ancha (Rivet <i>et al.</i> , 2013)..... | 58 |
| Figura 25 Fases de procesamiento diseñadas para la base de datos..... | 59 |
| Figura 26 Disponibilidad de datos de cada periodo de tiempo para el conjunto: GGAP – SSN (Superior) y para el conjunto MASE – SSN (Inferior)..... | 61 |
| Figura 27 Registro de la componente vertical de la estación PLIG para el día 16 de septiembre de 2009.El registro con el rango de magnificación se muestra en rojo y el registro sin respuesta instrumental en verde..... | 63 |
| Figura 28 Apilado de la FG de las estaciones ARIG – PNIG para diferentes periodos. En rojo 1 día, en verde 30 días y en azul todo el periodo de 2009-2012. | 65 |
| Figura 29 Esquema de procesamiento utilizado para la determinación de variaciones de velocidad en tiempo, basado en los estudios de Clarke <i>et al.</i> , 2011..... | 66 |
| Figura 30 Representación esquemática del proceso de cálculo de las variaciones de velocidad en tiempo. (a). Trayectorias posibles para la reconstrucción de ondas de Rayleigh, con estaciones situadas en el volcán Pitón de la Fournaise (Isla la Réunion, África). (b). La señal negra es la FG de referencia para el par PBRZ-NCR ([0.1-0.9] Hz). La señal roja es la FG actual correspondiente a un decrecimiento relativo de velocidad del 4% dentro del edificio volcánico. Los tiempos negativos y positivos de las FG son normalizados separadamente para resaltar la simetría de la fase. (c).La estimación de los cambios de base a través de la regresión lineal de los espectros de fase. (d)Medida de los cambios en tiempo entre la FG de referencia en la perturbada ($\Delta\tau$) (modificada de Brenguier <i>et al.</i> , 2008)..... | 68 |
| Figura 31 Grupos de análisis para la detección de anomalías regionales en la zona de estudio. En rojo las estaciones del grupo costa, verde del grupo Iguala, amarillo del grupo GGAP y en azul las estaciones de GPS del estado de Guerrero y alrededores..... | 69 |
| Figura 32 Curva de dispersión de velocidad de grupo para la FC3 de las estaciones ATEN y CARR...72 | 72 |
| Figura 33 Ejemplo de curva de <i>trade off</i> para la determinación del coeficiente de amortiguamiento óptimo en estudios de tomografía. El número junto a la línea denota el valor de ϵ , el círculo negro muestra el ϵ óptimo (Modificada de Huang & Zhao., 2004). | 74 |
| Figura 34 Variaciones de velocidad calculadas para el filtro de 1 a 20 s (Azul), para apilados de 10 (arriba) y 30 días (abajo), para los arreglos GGAP y SSN. | 77 |

| | |
|--|----|
| Figura 35 Variaciones de velocidad calculadas para los filtros de 1 – 10 s (Amarillo) y de 10 – 20 s (Crimson) (Tabla 4.1)..... | 78 |
| Figura 36 <i>Kernels</i> de sensibilidad para la velocidad de fase (Izquierda) y grupo (Derecha), calculados para el modelo de velocidad de Campillo <i>et al.</i> , 1996. | 79 |
| Figura 37 Variaciones de velocidad calculadas para los filtros 3, 4, 5 y 6, de la tabla 4.1. Las sombras color beige resaltan las anomalías detectadas durante los años 2009 hasta 2012..... | 79 |
| Figura 38 Pruebas diseñadas para el estudio regional de dv/v en la zona de estudio. El área naranja claro encierra las estaciones pertenecientes al conjunto COSTA (ZIIG, CAIG y PNIG), en azul claro las estaciones del conjunto SSN (<i>i.e.</i> , estaciones del SSN tierra adentro que se muestran en color verde, ARIG, MEIG, PLIG, TLOG y YAIG) y el conjunto GGAP (estaciones en amarillo) y en verde claro las estaciones de los miniarreglos de GGAP. Los triángulos azules muestran las estaciones de GPS del estado de Guerrero..... | 80 |
| Figura 39 Variaciones de velocidad en tiempo detectadas para los grupos de estaciones planteados. Las líneas verticales en rojo muestran los sismos regionales con $M > 4.5$, correspondientes al segmento de corteza analizado por el filtro que se relaciona con el rectángulo verde (filtro de 1 a 10s), azul (filtro de 10 a 20s) y naranja (filtro de 15 a 20s). Las áreas sombreadas representan el periodo de ocurrencia de los SSE de 2009-2010 y 2012..... | 82 |
| Figura 40 Relación de dv/v (líneas negras) con mediciones de precipitación (derecha, barras azules) y temperatura atmosférica (izquierda, puntos rojos) de estaciones meteorológicas localizadas en la costa del estado de Guerrero y tierra adentro. Las sombras en verde y azul simbolizan los SSE. | 84 |
| Figura 41 Cambios en las velocidades de las ondas sísmicas detectados por el filtro de 1 a 10s (arriba) y de 15 a 20s (medio), estos fueron calculados con un apilado de 30d. Las variaciones de velocidad son mostradas para ambos filtros en forma de círculo donde el color de cada uno simboliza el margen de coherencia y la sombra roja de fondo el error asociado. Los SSE de 2009 y 2010 se muestran en colores morado y azul claro y el SSE de Oaxaca de 2011- 2012 en colores verde y cian. En la parte inferior se muestran la serie temporal de GPS de la estación IGUA y relacionada la actividad diario de tremor por día en las barras de color rojo (González Molina, 2015). | 85 |
| Figura 42 Series de tiempo de la componente norte de sensores pertenecientes a la red de GPS del estado de Guerrero organizados con relación a su cercanía a la trinchera. Las sombras de color en cada una de las series de tiempo simbolizan los SSE ocurridos. El recuadro rojo en las estaciones ACYA, MEZC e IGUA, muestra el periodo de ocurrencia del SSE de Oaxaca y la reactivación de este tras la ocurrencia del sismo del 20 de marzo de Ometepe (Guerrero)..... | 86 |
| Figura 43 Presión de confinamiento (P_c) calculada para la zona de subducción de Guerrero durante el SSE de 2009-2010 (Villafuerte, 2014). | 87 |
| Figura 44 Funciones de Green organizadas por distancia entre par de estaciones del arreglo GGAP y el SSN, para el periodo de 2009 a 2012..... | 88 |
| Figura 45 Coeficiente de SNR para las FG calculadas con los conjuntos de estaciones GGAP y MASE. | 89 |
| Figura 46 (Izquierda) Conjunto de estaciones del conjunto GGAP-SSN, en rojo estaciones banda ancha del SSN y en amarillo estaciones pertenecientes al mini arreglo GGAP. (Derecha) Conjunto de estaciones del arreglo MASE –SSN, en amarillo el conjunto de estaciones del arreglo MASE y en rojo las estaciones banda ancha del SSN utilizadas para este estudio. | 90 |
| Figura 47 Pares de estaciones utilizadas para la recuperación de la función C_3 , a partir de arreglos no concurrentes, para el arreglo GGAP-SSN y de MASE-SSN. Aquí se prueba que los dos conjuntos de estaciones permiten obtener la FC_3 del grupo de estaciones..... | 91 |

| | |
|--|-----|
| Figura 48 SNR para todo el conjunto de estaciones arriba del SNRC..... | 91 |
| Figura 49 (Derecha) Trazado de rayos para la zona usando los arreglos GGAP-SSN y MASE-SSN. Trazado de rayos total para la zona de estudio incorporando las FC3..... | 92 |
| Figura 50 Curvas de dispersión de velocidad de grupo para algunas de las estaciones del conjunto de datos donde se relación el SNR de cada una y el periodo hasta el que llega la medición de la velocidad de grupo..... | 93 |
| Figura 51 En rojo se muestran los tiempos de viaje extraídos de las curvas de dispersión y su distancia entre pares de estaciones para el filtro de 6s y en verde se muestran los tiempos calculados a partir de un modelo de velocidad de fondo promedio para la zona (Gaite, 2013) | 94 |
| Figura 52 Pruebas de resolución para la zona de estudio. (Izquierda) <i>Checkerboards</i> iniciales para las pruebas de resolución de $0.144^\circ \times 0.144^\circ$ (abajo) y $0.216^\circ \times 0.216^\circ$ (arriba). (Derecha) Resultados obtenidos para la geometría tras el proceso de inversión. Ambos modelos se calcularon con una velocidad promedio de 2.68 Km/s..... | 95 |
| Figura 53 <i>Checkerboards</i> con la dimensión óptima encontrada (24.4 x 24.4 km), para cada uno de los filtros propuestos, allí se muestra la recuperación de los modelos iniciales posterior a la inversión de datos sintéticos..... | 95 |
| Figura 54 Curva de <i>Trade-off</i> realizada para calibrar cada uno de los filtros cuyo periodo dominante esté por encima del número de rayos promedio para garantizar detección de anomalías de velocidad de interés, cada punto de la gráfica corresponde a un valor de amortiguamiento. | 96 |
| Figura 55 (Izquierda) Nivel de solución óptimo obtenido para el filtro de 5s con una rejilla de $0.198^\circ \times 0.198^\circ$ km. (Derecha) Nivel de solución bajo para el filtro de 40s con una malla de la misma dimensión. | 96 |
| Figura 56 Mapas de velocidad de grupo para onda de Rayleigh para los primeros 5 periodos centrales mostrados en la Tabla 11..... | 98 |
| Figura 57 Principales rasgos geológicos de la zona de los estados de la zona de estudio (SGM, 2015). Las elipses negra y roja representan la relación que tienen las anomalías mapeadas por los dos primeros tomogramas con la geología de la zona. | 99 |
| Figura 58 Localización de TT (puntos azules) en la zona de estudio según el catálogo elaborado por Husker <i>et al.</i> (2012)..... | 100 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|--|----|
| Tabla 1 Metodologías implementadas en interferometría sísmica (Wapennar <i>et al.</i> , 2010). | 30 |
| Tabla 2 Fuentes de ruido sísmico ambiental en función de la frecuencia. Aquí se mencionan 3 estudios de caracterización de la fuente de ruido sísmico, en los cuales se asignaron bandas de frecuencia a cada uno. Modificado de Bonnefoy–Claudet <i>et al.</i> (2006)..... | 33 |
| Tabla 3 Contenido de ondas de Rayleigh y de Love para varios eventos tectónicos analizados (modificado de García Jerez, 2010). | 35 |
| Tabla 4 Conjunto de miniarreglos del proyecto GGAP. | 58 |
| Tabla 5 Conjunto de estaciones del SSN utilizadas para el estudio. | 59 |
| Tabla 6 Características de las subrutinas utilizadas de Msnoise 1.2.5. | 63 |
| Tabla 7 Grupos diseñados para la veracidad de las detecciones de dv/v en tiempo. | 68 |
| Tabla 8 Periodos de filtrado y profundidad aproximada de cada anomalía de velocidad detectada. | 78 |
| Tabla 9 SNR promedio para cada conjunto de estaciones. | 90 |
| Tabla 10 Modelos de velocidad utilizados para la calibración por cada periodo dominante. | 93 |
| Tabla 11 Número de trayectorias por cada periodo dominante (PD) de cada uno de los filtros estipulados en la tabla 3 con el RMS asociado, para los modelos sintéticos creados para el ‘ <i>Checkerboard</i> ’. | 97 |

RESÚMEN

En la última década han sido detectados a nivel mundial, eventos atribuidos a los fenómenos de sismicidad lenta, tales como: Sismos Lentos (SSE), Tremores No Volcánicos (NVT o TT) y Sismos de Baja Frecuencia (LFE). En México, su génesis ha sido explicada en términos de las condiciones físicas y tectónicas propias de cada sección de la zona de subducción, desde Jalisco hasta Oaxaca, allí la liberación progresiva de esfuerzos que induce el SSE favorece la generación de TT.

En el estado de Guerrero, se han caracterizado dos zonas con actividad preferencial de TT (Payero *et al.*, 2008) y LFE's (Frank *et al.*, 2013), que se sitúan cerca de la interface de las placas. Estas han sido nombradas como el '*Sweet Spot*' (tierra adentro) y la '*Transient Zone*' (cerca de la zona sismogénica), allí se han encontrado variaciones en la velocidad de las ondas sísmicas durante los SSE de 2006, 2009 y 2010 (Rivet *et al.*, 2011, 2014) y zonas de baja resistividad (Jödicke *et al.*, 2006) en la corteza continental por arriba de la interface, donde se resalta la presencia de fluidos con la producción de estos eventos.

Como una continuación de la labor investigativa acerca de las características físicas de esta zona y su posible relación con estos fenómenos, en el presente trabajo se muestra un análisis de la estructura de velocidades para el estado de Guerrero, donde se calculan anomalías espaciales y cambios temporales para el periodo de 2005 a 2012. El estudio se realizó con registros de 8 estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN), 38 del arreglo MASE y 13 del miniarreglo GGAP, en una zona que encierra un 80% del estado de Guerrero. Este se dividió en dos etapas, las cuales analizaron de forma independiente cada dimensión (temporal o espacial), teniendo como insumo las funciones de Green (FG) recuperadas para cada par de estaciones, con la correlación cruzada de registros de ruido sísmico ambiental.

Para el análisis temporal se calcularon los coeficientes de dv/v , con los que se estimaron cambios de velocidad de interés a lo largo del periodo de estudio. Dichos resultados permitieron caracterizar la estructura dinámica de la corteza de la zona de estudio a través de la validación de los valores de dv/v entre 0.28% y -0.4%, los cuales fueron zonificados en regiones con prominente cambio de velocidad y analizados en conjunto con la ocurrencia de los SSE de 2009, 2010 y 2012, mediciones de GPS, variables atmosféricas y actividad de TT.

Igualmente, para el análisis espacial se aplicó el método de correlación de la coda de correlación o C3 (Stehly *et al.*, 2008) para los arreglos de estaciones no concurrentes (MASE y GGAP), el cual aumentó el número de rayos para la parte norte y sur del estado. Posteriormente, el mapeo de la estructura de velocidades se hizo con las mediciones de la dispersión de las ondas de Rayleigh, extraídas de las FG, con las que fue posible determinar los tiempos de arribo de la misma para periodos entre los 5s y 30s, y seguidamente realizar una tomografía de ruido sísmico ambiental (*Ambient Seismic Noise Tomography*, ASNT) con una resolución de 22 km para todo el estado.

Dentro de los hallazgos importantes de este trabajo se encuentran, la detección de cambios de velocidad negativa durante la ocurrencia de los subeventos de SSE de 2009-2010 en Guerrero y el SSE de 2011-2012 en Oaxaca, que se relacionan con el movimiento de fluidos producto de la deshidratación de minerales en las secciones de corteza mapeadas y la influencia del SSE de Oaxaca en la zona de estudio. Con relación a la parte espacial, se muestra la ubicación de anomalías de velocidad negativa que se intensifican con la profundidad, en la zona cercana a la actividad prominente de TT.

Palabras Claves: ruido sísmico ambiental, correlación cruzada, interferometría de ruido sísmico, función de Green, estado de Guerrero, variación de velocidad de ondas sísmicas y tomografía de ruido sísmico ambiental.

ABSTRACT

In the last decade events attributed to Slow Slip Phenomena (SSP) have been detected worldwide, such as: Slow Slip Events (SSE), Non Volcanic Tremors (NVT or TT) and Low Frequency Earthquakes (LFE). In Mexico, its genesis has been explained in terms of the physical and tectonic conditions of each section from Jalisco to Oaxaca, where the displacement over interface induced by SSE favors TT activity.

Specifically, in Guerrero, two zones with NVT activity (Payero *et al.*, 2008) and LFE (Frank *et al.*, 2014) have been characterized before, during, and after the 2006 SSE. These have been named the 'Sweet Spot' (downdip) and the 'Transient Zone' (near the seismogenic zone), there has been found seismic wave velocity changes during the 2006, 2009 and 2010 SSE (Rivet *et al.*, 2011, 2014) and low resistivity zones (Jödicke *et al.*, 2006) in the continental crust above the interface, that remark the presence of the fluids during this phenomena.

As a continuation of the investigative work about the physical characteristics of this zone and its possible relationship with the SSP (*i.e.* seismic velocity variations, seismic velocity structure, stress state) the following work the seismic velocity structure spatial anomalies and temporal variations (2009 to 2012) are calculated and analyzed in order to continue the investigation of the physical characteristics of this zone and its possible relationship with SSP. The study was conducted with records of 8 stations from the *Servicio Sismológico Nacional* (SSN), 38 from MASE array and 13 from the GGAP mini array. This was divided in two stages, which independently analyzed each dimension, taking as input the Green Functions (FG) recovered for each pair of stations with the ambient seismic noise records cross-correlation.

For the temporal analysis the coefficients of dv/v , which allowed us to estimate change in interest during the analyzed period in the study zone. These results allowed characterize the dynamic structure of the state of Guerrero through the value validation of between 0.28% and -0.4%, which were zoned in regions with prominent velocity change. The previous values where analyzed together with the occurrence of SSE of 2009, 2010 and 2012, GPS measurements and activity of TT.

Likewise, the correlation of the coda of the correlation or C3 method (Stehly *et al.*, 2008) was applied for non-concurrent arrays (MASE and GGAP), which increased the number of the paths for the north and south parts of the state. The mapping of the seismic velocity structure was done with the estimation of Rayleigh wave dispersion, extracted of FG, with these were possible to determine the times arrival for the periods between 5 to 30s, and subsequently was done a Ambient Seismic Noise Tomography (ASNT), with a resolution of 22 km for all the state.

The major findings of this study are the detection of negative velocity changes, during the occurrence of 2009-2010 sub-events in Guerrero and the SSE of 2011-2012 in Oaxaca. Which are related with fluids movement in the sections mapped and the SSE influence in Oaxaca. Regarding space analysis, we have located velocity negative anomalies that are prominent with depth, near to the TT prominent activity area.

Key words: ambient seismic noise, cross correlation, seismic noise interferometry, Green function, Guerrero state, seismic velocity variations and ambient seismic noise tomography.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la estructura de la Tierra, brinda a la sismología, a la ingeniería sísmica, a la localización de recursos naturales y a la gestión y prevención de desastres, herramientas que aumentan el impacto en su campo de acción. Por ejemplo, en la sismología el estudio de la estructura de la Tierra, a través de las propiedades que tienen las ondas sísmicas es importante y necesario. Ya que permite aumentar la precisión en el cálculo de los tiempos de arribo de los sistemas de alerta temprana, ante terremotos amenazantes y localizarlos con una menor incertidumbre. Igualmente, ayuda a inferir algunos fenómenos físicos (*i.e.*, gradientes de presión y temperatura) que pueden llegar a ocasionar cambios progresivos o repentinos en la estructura del medio.

La determinación de características de la estructura de velocidades y su posible cambio en el tiempo, puede realizarse con una inversión tomográfica y calculando variaciones transitorias de la velocidad (dv/v). Estos métodos permiten mapear las heterogeneidades del medio que atraviesan las ondas sísmicas, e identificar las zonas con prominentes cambios en tiempo a diferentes profundidades. En el estado de Guerrero, han sido cuantificados este tipo de variaciones espaciales y temporales, sin embargo, varios de los estudios tomográficos realizados tienen la resolución íntimamente relacionada con la distribución de las estaciones (*e.g.*, Iglesias *et al.*, 2010; Huesca & Husker, 2012) o con la escala (*e.g.*, Gaité, 2013; Córdoba-Montiel, 2014); asimismo los cambios temporales que han sido calculados desde el año 2006 hasta el 2011 (Rivet *et al.*, 2011; 2014), reportan un comportamiento no lineal en la corteza bajo la zona ligado principalmente a factores tectónicos.

En México, el estado de Guerrero se sitúa en una zona sísmicamente activa y que según diversos estudios (*e.g.*, Lowry *et al.*, 2001; Payero *et al.*, 2008; Song *et al.*, 2009; Iglesias *et al.*, 2010; Jödicke *et al.*, 2010; Kim *et al.*, 2010; Kostoglodov *et al.*, 2010; Huesca & Husker, 2012; Rivet *et al.*, 2011; Rivet *et al.*, 2014), tiene una serie de características (*i.e.*, físicas y tectónicas) y fenómenos que se producen al interior de esta (*i.e.*, SSE, TT, LFE's), que hacen de la corteza bajo el estado y del proceso de subducción algo estructuralmente heterogéneo y dinámico.

Debido a esto en el siguiente trabajo, se emplean una serie de métodos que permiten mapear la estructura de velocidades del estado con mayor resolución (en capas superficiales) y los cambios en tiempo, haciendo uso extensivo de los arreglos de estaciones desplegados en este desde el año 2009 hasta 2012, utilizando registros de ruido sísmico ambiental (*Ambient Seismic Noise*, ASN). Ya que ha permitido refinar los modelos de velocidad y monitorear sus cambios, en diversas partes del mundo (*e.g.*, Shapiro & Campillo, 2004; Shapiro *et al.*, 2005; Brenguier *et al.*, 2008^a; 2008^b).

Para ello, se recuperó la FG con la correlación cruzada de registros de ASN, para los arreglos de estaciones MASE, GGAP y las estaciones del SSN que localizaban en el estado durante los años 2009 a 2012. El análisis espacial se realizó con una tomografía de ruido ambiental (*Ambient Seismic Noise Tomography*, ASNT). Para la parte temporal, se hizo uso de repetitivas

formas de onda obtenidas a través de las correlaciones cruzadas, donde se calculan cambios transitorios en la velocidad de las ondas sísmicas, las cuales se relacionaron directamente con alteraciones en las propiedades elásticas de la corteza.

Lo anterior se muestra en el presente escrito a lo largo de 6 capítulos, en los cuales se desarrolla desde su planteamiento teórico, hasta los análisis de los resultados y las interpretaciones. El contenido de cada uno se explica a continuación:

Capítulo 1. Se mencionan los aspectos teóricos relacionados con la propagación de los tipos de ondas sísmicas, haciendo énfasis en las ondas superficiales y su recuperación a través de correlaciones cruzadas de ruido sísmico ambiental.

Capítulo 2. Se discuten los principales estudios relacionados con los aspectos geotectónicos de la zona, resaltando el comportamiento dinámico desde una perspectiva geológica y tectónica.

Capítulo 3. Se explica la metodología empleada para la obtención de las variaciones de velocidad con relación a cada dimensión, así como también, las modificaciones que se hicieron a los métodos tradicionales para poder llegar a las mismas y aumentar la cobertura en la zona de estudio.

Capítulo 4. Se muestran y explican las variaciones de velocidad en tiempo obtenidas con el método de ‘*Doublets*’ y su zonificación. Estas fueron analizadas en conjunto con variaciones en magnitudes como: presión atmosférica, temperatura, desplazamiento y fenómenos de sismicidad lenta.

Capítulo 5. Se presentan cada uno de los tomogramas obtenidos y el proceso de calidad implementado en el mapeo de las anomalías. Posteriormente, se analizaron en base a la geología de la zona y resultados obtenidos de investigaciones previas (*e.g.*, Jödicke *et al.*, 2010; Pérez Campos *et al.*, 2010; Manea *et al.*, 2011; etc.) con referencia variaciones en magnitudes físicas (*i.e.*, presión de poro, resistividad y temperatura).

Capítulo 6. Se muestran las conclusiones para cada uno de los métodos empleados y las posibles modificaciones y/o recomendaciones que se podrían hacer como un trabajo futuro.

CAPÍTULO I MARCO TEÓRICO

La sismología como rama de la geofísica se encarga de estudiar la génesis y la propagación de las ondas sísmicas producidas tras eventos telúricos, tales como: sismos, derrumbes, explosiones, etc. A través del campo de ondas producido se puede obtener información acerca del medio de propagación, con el cual se pueden llegar a inferir algunos parámetros acerca de la estructura de la Tierra.

La materia prima para el análisis de estos eventos son los registros sísmicos o sismogramas, los cuales proporcionan información acerca del movimiento del terreno y permiten al sismólogo analizar e identificar cada sismo, a través de series temporales de medidas de velocidad o aceleración (según el objetivo o campo de la investigación). Esto con el fin de caracterizar la fuente sísmica, interpretar la estructura de propagación de las ondas y ver los riesgos latentes ante este, entre otras muchas más.

Para llevar a cabo dicho proceso, es necesario tener claro los tipos de procedimientos a realizar, así como también el fundamento físico y matemático que los sostiene. Para tal fin en las siguientes líneas pertenecientes a este capítulo, se muestran los conceptos básicos acerca del tratamiento y análisis de registros de ruido sísmico ambiental, así como también la correlación cruzada de estos, con la que se extrajeron los modos fundamentales de las ondas de Rayleigh.

1.1 Ondas contenidas en un registro sísmico

Un sismo se produce tras una dislocación rápida entre dos placas en contacto y sometidas a condiciones físicas específicas, tales como: esfuerzos, presión, fricción, etc. A consecuencia de la energía elástica irradiada se genera un campo de ondas, el cual interactúa con la estructura de la Tierra. Las ondas producidas se dividen en dos tipos: (excluyendo las reflexiones y difracciones que tiene desde su producción hasta su llegada a la superficie) de cuerpo y de superficie (Figura 1).

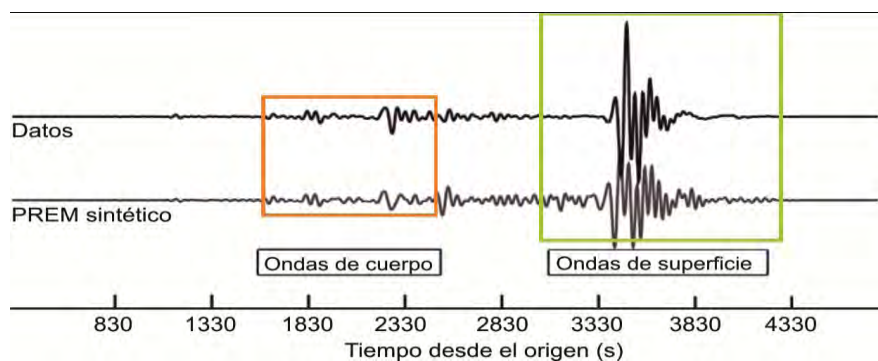


Figura 1 Componente vertical de un registro sísmico perteneciente al terremoto del 21 de mayo de 1998 ($M_w = 6.6$, $\Delta = 101.5^\circ$) en Indonesia, registrado por la estación TSUN (Tsumeb, Namibia) y un sismograma sintético creado con el modelo de velocidad PREM. En este se ilustra claramente los arribos de las ondas de cuerpo (naranja) y de superficie (verde) (modificado de Thurber & Ritsema, 2007).

1.1.1 Ondas de cuerpo

El campo de ondas elásticas producido tras un sismo, contiene fluctuaciones de esfuerzos compresionales que se propagan en dirección paralela al frente de onda; las cuales reciben el nombre de ondas P. A su vez los esfuerzos cizallantes o cortantes que se propagan en la dirección perpendicular se denominan onda S u onda de corte; la existencia de estos dos tipos ondas fue demostrada por Poisson en 1828 (Figura 2).

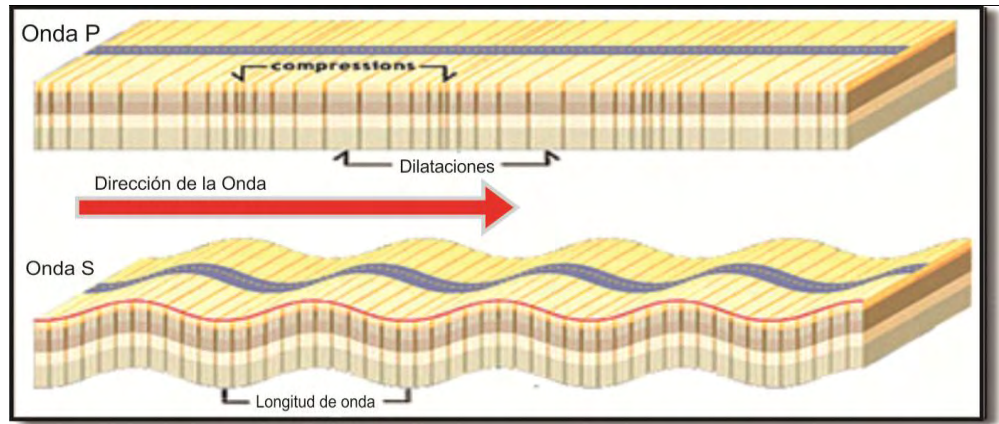


Figura 2 Movimiento de partícula para ondas de cuerpo P y S, mostrando sus principales características. (Modificado de Tsunami Warning, 2011).

Partiendo de la suposición donde la Tierra puede ser representada como un medio elástico, homogéneo e isótropo, la ecuación que permite representar la propagación de las ondas sísmicas para un medio 3D es:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x_i} \frac{\partial u_k}{\partial x_k} + \mu \nabla^2 u_i \quad \text{Ec. 1.1}$$

Aquí λ y μ son las constantes de Lamé, ρ la densidad y el vector \mathbf{u} el campo de desplazamiento que produce el fallamiento el cual libera esfuerzos de manera espontánea. La solución de esta ecuación diferencial parcial de segundo orden posee un término dilatacional y uno rotacional, que se asocian con las ondas de cuerpo, la Ec.1.1 de forma vectorial y simplificada se puede escribir como:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \mu (\nabla \times \nabla \times \mathbf{u}) \quad \text{Ec. 1.2}$$

Con el uso del teorema de Helmholtz, la Ec. 1.2 se puede descomponer en términos de un potencial escalar φ asociado a la onda P y uno vectorial Γ asociado a la onda S (Stein & Wysession, 2003). El campo de desplazamientos para cada onda de cuerpo en términos de sus potenciales se puede escribir como:

$$\nabla^2 \varphi (\mathbf{x}, t) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \varphi (\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad \text{donde } \alpha = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} \quad \text{Ec. 1.3}$$

$$\nabla^2 \Gamma(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \Gamma(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad \text{donde} \quad \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{Ec. 1.4}$$

Las ecuaciones anteriores proporcionan una descripción, que permite el análisis físico para cada onda de cuerpo, por ejemplo en la Ec.1.3 se puede ver la perturbación elástica del cambio de volumen sin cambio de forma para una velocidad α y en Ec. 1.4 se representan los cambios de forma para un volumen constante con una velocidad β .

1.1.2 Ondas de superficie

Cuando un sólido posee una superficie libre, tal como la de la Tierra, se pueden generar ondas que viajan a lo largo de esta. Dichas ondas tienen su máxima amplitud en la superficie libre, la cual decrece exponencialmente con la profundidad. A este tipo de ondas se les conoce como ondas de superficie, y se caracterizan por tener solo actividad en la parte somera de la corteza además de poseer baja frecuencia y amplitudes mucho mayores a las de cuerpo, en particular a grandes distancias de la fuente (*e.g.*, Stein & Wysession, 2003). También son las más destructivas pues al quedar encapsuladas en la parte superficial de la Tierra generan daños estructurales a carreteras y edificios.

Las ondas de superficie poseen una componente de las ondas de cuerpo, la cual interactúa con una superficie libre (no sujeta a presiones), en el interior de la Tierra este tipo de superficies existen solamente en el límite del núcleo y el manto (*Core Mantle Boundary*, CMB). Específicamente esto se refiere a los campos de ondas P – SV y SH, para los cuales se tiene un campo de desplazamiento perpendicular; cuyas funciones que describen el desplazamiento son vectoriales en el caso de P y SV y escalar para el caso SH, que para un medio estratificado se muestran como un sistema acoplado que interactúa con la superficie (incluyendo las capas internas para las SH) y como resultado se obtienen las ondas de Rayleigh y de Love (Lay & Wallace, 1995).

Debido a que concentran su energía en la parte más superficial de la Tierra, su energía se expande en tres dimensiones y decae en una proporción del inverso al cuadrado de la distancia a la fuente (\mathbf{r}^{-2}) (Stein & Wysession, 2003). Su amplitud se relaciona con la raíz cuadrada de la energía y decae también en un factor de $1/\sqrt{\mathbf{r}}$, caso contrario, a lo que ocurre con las ondas de cuerpo donde la expansión geométrica muestra que su energía decae como \mathbf{r}^{-2} y su amplitud como $1/\mathbf{r}$. Las ondas de superficie son ondas evanescentes, es decir, su amplitud decae exponencialmente con el incremento de la profundidad (\mathbf{z}), generalmente cuando $\mathbf{z} = \lambda/3$ donde se tiene una sensibilidad muy pequeña para $\mathbf{z} > \lambda$.

Este hecho supone que las ondas con una longitud de onda larga (baja frecuencia) son sensibles a la estructura profunda de la Tierra y que a su vez por propagarse a diferentes frecuencias y velocidades obtienen características que las hace ondas dispersivas, que son principalmente sensibles a la velocidad de onda S (Gaité, 2013). Su gran amplitud hace posible

la realización de estudios de interferometría, con los que recupera en primera instancia la Función de Green para grupos de pares de estaciones inmersas en un campo difuso.

Como resultado del carácter dispersivo las ondas de superficie, se caracterizan por tener dos velocidades distintas, las cuales se explican a continuación:

1.1.3 Velocidad de fase $c(\omega)$

Cada componente del tren de onda tiene una velocidad de propagación diferente, llamada velocidad de fase ($c(\omega)$). Este tipo de velocidad es sensible a la profundidad de la fuente y a la geometría de la falla, dentro de esta se genera una longitud de onda para cada frecuencia propagada (Park *et al.*, 1999).

Para un medio anisotrópico en el cual se tiene dispersión angular, la ecuación que permite determinarla es:

$$c(\omega) = \frac{\omega}{k} \quad \text{para} \quad k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad \text{Ec. 1.5}$$

Donde c es la velocidad de fase, ω la frecuencia angular, k el vector número de onda y λ la longitud de onda.

1.1.4 Velocidad de grupo $U(\omega)$

Si todas las componentes de la onda poseen una diferente velocidad de fase, el movimiento de todo el pulso dependerá de la relación entre estas, cuando se habla del movimiento global de todos los pulsos que componen la onda, se hace referencia a una velocidad de grupo (Figura 3). Esta es la rapidez con la que la envolvente de una onda y su energía viajan en una dirección radialmente hacia afuera, desde una fuente puntual en un medio homogéneo (Stein & Wysession, 2003). La ecuación para determinarla es:

$$U(\omega) = c(\omega) + K \frac{d(K c(\omega))}{dK} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} \quad \text{Ec. 1.6}$$

Si el medio por el cual viaja la onda es heterogéneo (atenuante) la velocidad varía con la frecuencia (dispersión), por lo tanto $U(\omega)$ puede ser determinada a través de la velocidad de fase, la cual se utiliza para predecir el arribo en tiempo de una onda superficial.

Si las velocidades de grupo son constantes sobre un amplio periodo, entonces pueden producir una gran amplitud en el pulso de la onda de cuerpo que es llamado una fase de Airy. Por otra parte es importante resaltar que la velocidad de grupo puede ser determinada a través de la fase, sin embargo el caso contrario es muy complejo realizar, ya que los métodos numéricos para el cálculo se inestabilizan por el valor de las constantes de elasticidad inmersas (Gaité., 2013).

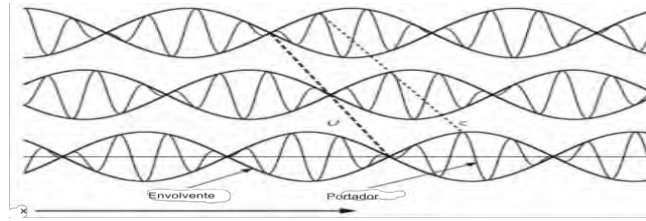


Figura 3 Se ilustra la velocidad con la que cada uno de los pulsos se desplaza (velocidad de fase) y a su vez la de la envolvente (velocidad de grupo) modificado de Stein & Wysession, 2003.

1.2 Ondas de Love

Llamadas así en honor a A.E. Love un matemático británico quien trabajó en el modelo matemático para describir el movimiento de este tipo de onda en 1911, estas son resultado de las ondas SH atrapadas cerca de la superficie, formadas a través de la interferencia constructiva de sus múltiples reflexiones (Lay & Wallace, 1995).

Se generan solo cuando el medio elástico está estratificado, su movimiento de partícula es perpendicular a la dirección de propagación y parecido al de las ondas S (Figura 4), sin embargo este se encuentra polarizado por lo que solo poseen componentes paralelas a la superficie. Viajan generalmente más rápido que las ondas de Rayleigh, según estudios de anisotropía en el olivino.

1.3 Ondas de Rayleigh

Son el producto de la solución de la ecuación de onda elástica dada en un semiespacio y una superficie libre. Se generan tras la interacción de ondas compresionales y la componente vertical de la onda de corte (SV), su movimiento de partícula es elíptico retrogrado en el plano vertical y radial, se propagan en el mismo plano que el tren de onda.

Debido a que la velocidad de las ondas SV (β), es menor que la de la onda P (α), el ángulo de interferencia para una onda SV la cual produce una onda P se propaga horizontalmente por la superficie (Figura 4). La amplitud de las ondas de Rayleigh es muy sensible a propiedades físicas de capas superficiales para un modo dado (Xia *et al.*, 1999), generalmente las velocidades de fase mayores son más sensibles a propiedades elásticas de las capas más profundas. Para un sólido de Poisson con una velocidad de fase $c = \sqrt{2 - \frac{2}{\sqrt{3}}}$ la velocidad de onda S es aproximadamente igual a $v_s = 0.92$.

En regiones oceánicas las ondas de Rayleigh son afectadas por la presencia de la baja velocidad del material en superficie, lo cual se conoce como dispersión de onda de Rayleigh, allí el grupo de lentitud incrementa a altas frecuencias cuando la longitud de onda es demasiado pequeña para ser influenciada por la presencia de la capa de agua (Kennet, 2013).

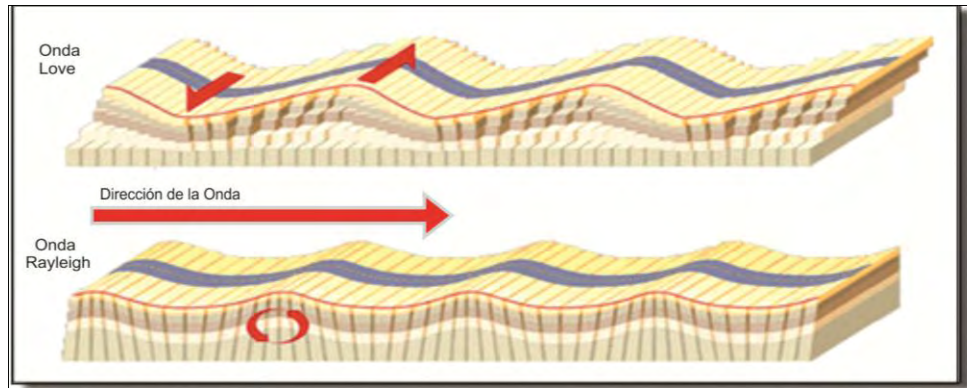


Figura 4 Movimiento de partícula para el modo fundamental de ondas superficiales. En la parte superior se muestra para las ondas de Love (SH) y en la inferior para las ondas de Rayleigh (P-SV), dentro de estos se destacan el movimiento de partícula y la dirección de propagación (e.g. el movimiento elíptico retrogrado que tienen las ondas de Rayleigh y el transversal de las de Love) (Modificada de Tsunami Warning, 2011).

Para el estudio que se realizó, se analizaron solamente las variaciones de la velocidad de grupo para las ondas de Rayleigh, ya que debido al análisis propuesto (temporal y espacial), suponía mayor facilidad recuperar la Función de Green para la componente vertical. Y debido a que su amplitud es muy grande, permite el estudio estudios de interferometría. En principio, es la única parte de la función de Green que se recupera entre las estaciones utilizando el campo difuso.

1.4 Ondas coda

Son ondas retrodispersadas en las heterogeneidades de la Tierra, las cuales se pueden deber a las distribuciones aleatorias de las propiedades de la corteza y el manto (Aki, 1969). Su amplitud tiene un decaimiento temporal independiente de la magnitud del sismo, la cual para periodos grandes se confunde con el ruido sísmico, que visualmente se puede identificar en la parte final de los sismogramas (Figura 5). Las ondas Coda son dominadas principalmente por ondas que han muestreado el medio varias veces, lo cual permite muestrear pequeños cambios en el medio, que son difíciles de detectar con los el estudio de los primeros arribos.

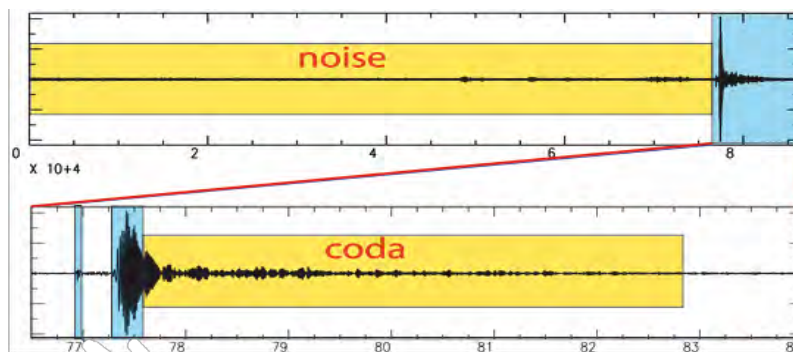


Figura 5 Relación de las ondas utilizadas por la tomografía convencional (azul) y las empleadas por la interferometría (amarillo, dentro de estas últimas se destacan la coda y el ruido sísmico prominente en el registro de un sismo (Modificado de Larose, 2006).

El uso de la onda Coda comenzó con Aki y Chouet en 1975, allí se usó su decaimiento temporal como una medida de dispersión en la Tierra, y se propuso usar los cambios de la coda Q para monitorear cambios de esfuerzos en la superficie y posteriormente su estructuración teórica fue desarrollada por Aki en 1970 y Jin y Aki en 1988), donde todavía no se contemplado el estudio de su fase.

Las ondas Coda permiten reconocer el terremoto de forma completa, ya que contienen valiosa información del sismo debido a la energía que se queda tras la ocurrencia de este. La cual prevalece en el medio y que con información de las estructuras geológicas bajo los receptores permiten hacer una mejor caracterización, lo cual contribuye directamente en estudios de atenuación anelástica, riesgo sísmico y fuente sísmica.

1.5 Correlación cruzada

La función de correlación cruzada es una medida del grado de semejanza que hay entre dos series de tiempo. En este proceso las dos formas de onda son traslapadas entre sí, es decir, una se superpone sobre la otra y viceversa, dando como resultado una correlación causal y acausal. Estas pueden ser definidas en términos del producto interior para una longitud finita de las funciones $h(t)$ y $g(t)$ en el intervalo $a < t < b$, para τ como el desplazamiento en tiempo o *lag*, como:

$$R_{gh}(\tau) = h(\tau) ** g(\tau) = \int_a^b h(t) g(t + \tau) dt = \langle h(t), g(t + \tau) \rangle \quad \text{Ec. 1.7}$$

Donde la propiedad de reflejo (simetría) de la función de correlación cruzada se puede expresar como:

$$R_{gh}(\tau) = R_{hg}(-\tau) \quad \text{Ec. 1.8}$$

$$\begin{aligned} R_{gh}(\tau) &= \int_{-\infty}^{\infty} h(t) g(t + \tau) dt \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} h(\alpha - \tau) g(\alpha) d\alpha = R_{hg}(-\tau) \quad \text{Ec. 1.9} \end{aligned}$$

En el caso que las dos funciones sean iguales $h(t) = g(t)$, se tiene una autocorrelación la cual se expresa como $R_g(\tau)$. La correlación es aplicable a funciones periódicas, aperiódicas y a señales aleatorias, en el caso de las funciones periódicas se asume que ambas tienen el mismo periodo. La función de correlación cruzada para una función aperiódica, se puede expresar como segunda parte de la ecuación 1.9 y para funciones periódicas como (Yarlagdda, 2010):

$$R_{Tgh}(\tau) = \frac{1}{T} \int_{-\infty}^{\infty} h_T(t) h(t + \tau) dt \quad \text{Ec. 1.10}$$

Donde la función de correlación cruzada $R_{gh}(\tau)$ está en términos de: g y h que son las dos señales, y t representa el retraso. Si $R_{gh}(\tau)$ es pequeña, $h(t)$ y $g(t + \tau)$ son cercanamente ortogonales. La correlación puede también ser interpretada en términos de la similitud o proximidad; ya que para valores grandes de $R_{gh}(\tau)$ las dos señales correlacionadas se aproximan al mismo valor y para valores pequeños de $R_{gh}(\tau)$ divergen (Figura 6).

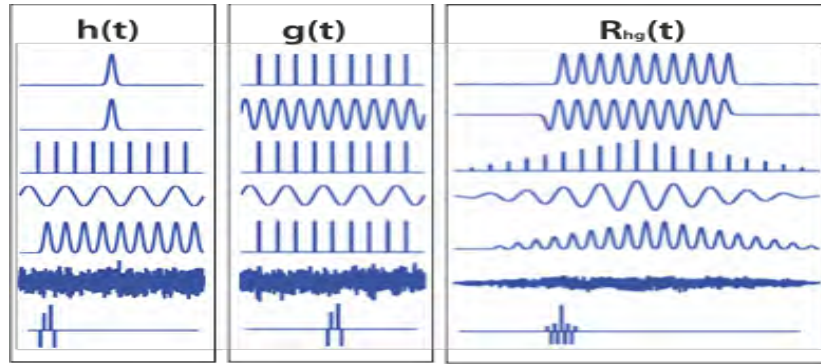


Figura 6 Ejemplos de correlación cruzada entre dos señales g y h . Dentro de los ejemplos mostrados se pueden ver una función pico, pulsos Gaussianos, funciones sinusoidales, tren de pulsos y señales aleatorias, aquí los valores $g = h$ son los valores más grandes de la correlación ocurriendo a un lag igual a 0 (modificado de Seathers, 2007).

A través de la correlación cruzada de dos señales se puede recuperar información útil del medio por el cual se propagan las dos ondas. En el caso de un campo difuso (*i.e.*, campo en el que existe equipartición de la energía sísmica) (Lobkis & Weaver, 2001), las correlaciones cruzadas de la señal entre dos puntos convergen a la función de Green completa del medio, incluyendo todas las reflexiones, dispersiones y los modos de propagación (Campillo & Paul, 2003).

La correlación cruzada para este trabajo se realizó en el dominio de la frecuencia, definida de la siguiente forma:

$$C(f) = X^*(f) \times Y(f) \quad \text{Ec. 1. 11}$$

Donde $X(f)$ y $Y(f)$ representan las transformadas de Fourier de las series temporales de entrada $x(f)$ y $y(f)$ y $X^*(f)$ el complejo conjugado de $X(f)$. La función de correlación es entonces es la transformada de Fourier inversa de $C(f)$; la correlación cruzada en su primera etapa se calculó para una ventana de tiempo y posteriormente la total se calculó con relación al número de veces que la ventana anterior estaba contenida en un día.

1.6 Función de Green

El termino de función de Green (FG) se da en honor a George Green, quien lo introdujo para hacer referencia a la respuesta impulsiva en un campo de representaciones (Green, 1828). La función o tensor de Green está formado por las ondas radiadas desde un conjunto de 3 fuerzas

puntuales alineadas en la dirección de cada eje coordenado. La FG constituye la respuesta del medio a unidad de fuerza impulsiva en espacio y tiempo dirigida en una dirección arbitraria, matemáticamente puede ser representada por medio de una función delta de Dirac, como:

$$\mathbf{F}_n(x_j, \mathbf{t}) = \delta(x_j - \varepsilon_j) \delta(t - \tau) \mathbf{e}_n \quad \text{Ec. 1.12}$$

Donde \mathbf{F}_n es la fuerza aplicada en un punto de coordenadas ε_j para un tiempo τ , en la orientación \mathbf{e}_n como consecuencia del desplazamiento elástico que tiene cada punto (x_j) en cada tiempo \mathbf{t} , la solución está dada por el tensor de segundo orden $\mathbf{G}_{ni}(x_j, \varepsilon_j, \mathbf{t}, \tau)$ donde el subíndice \mathbf{n} hace referencia a la fuerza de excitación (William *et al.*, 2002).

$$\int_V \rho \ddot{G}_{ni} dV - \int_S C_{ijkl} G_{nk,l} v_j dS = \int_V \delta(x_j - \varepsilon_j) \delta(t - \tau) \delta_{ni} dV \quad \text{Ec. 1.13}$$

La solución para la ecuación anterior se encuentra ligada a las características del medio, es decir, la FG depende de los coeficientes elásticos, densidad, volumen (\mathbf{V}) y de las condiciones de frontera sobre \mathbf{S} . Para cada medio se tiene una FG, que describe la respuesta que tiene el medio a la acción de una fuerza impulsiva.

1.7 Interferometría sísmica

El término interferometría refiere al principio de generar nuevas respuestas sísmicas de fuentes virtuales a través de la correlación cruzada de observaciones sísmicas en diferentes posiciones del receptor (Wapenaar *et al.*, 2010). Aquí se estiman propiedades detalladas de la Tierra a través del análisis e inferencia de patrones de las ondas sísmicas, estos patrones son contruidos con las correlaciones y sus sumas, los cuales permiten generar una imagen de las propiedades elásticas de una zona (Schuster, 2008).

Su emergencia se dio en 2003, donde se implementó como una manera de adquirir información de la parte superficial de la corteza a través de la señal coherente obtenida de trazas sísmicas. Algunos de los pioneros en su aplicación y desarrollo fueron: Rickett & Claerbout, 1999; Lobkis & Weaver, 2001; Weaver & Lobkis, 2001; Campillo & Paul, 2003; Shapiro & Campillo, 2004; Sabra *et al.*, 2005 a, b; Shapiro *et al.*, 2005; Draganov *et al.*, 2006; Bensen *et al.*, 2007; Yang *et al.*, 2008; Zheng *et al.*, 2008.

La interferometría se ha implementado en otros campos, como: acústica (Lobkis & Weaver, 2001), heliosismología (Duvall *et al.*, 1993), radio astronomía (Richard *et al.*, 2001) y sismología (Shapiro & Campillo, 2004). Dentro de la sismología se pueden distinguir entre la fuente controlada donde se regula la energía de la fuente en términos de la profundidad que se quiere mapear y la interferometría sísmica donde se infieren parámetros de la estructura de la Tierra a través de registros de ruido sísmico (Tabla 1).

Tabla 1 Metodologías implementadas en interferometría sísmica (Wapennar *et al.*, 2010).

| Tipo de Fuente | Estudios | Características |
|-------------------|--|--|
| Controlada | Schuster - 2001 Bakulin & Calvert – 2004 Claerbout - 1968 Scherbaum - 1987 Draganov <i>et al.</i> , - 2007 y 2009. | Ha tenido avances en la sísmica de exploración, debido a la alta resolución que tiene en superficie y al desarrollo instrumental, teórico y computacional que se ha hecho en el procesamiento de datos y a diferentes posiciones de la fuente. |
| Pasiva | Campillo & Paul – 2003 Shapiro & Campillo – 2004 Sabra <i>et al.</i> , - 2005a. | Es otra metodología donde se tienen como fuentes el ruido sísmico y los microsismos. Aquí se utilizan estas medidas para determinar la respuesta sísmica y poder recuperar ondas superficiales. |

Asumiendo una fuente impulsiva en términos de una función delta de Dirac $\delta(t)$ (Butkov, 1972), el campo de ondas generado por dicha fuente A, con un tiempo inicial t_s y un receptor en B describe la función de Green ($G(\mathbf{A}, t | \mathbf{B}, t_s)$), para un campo con N fuentes y a profundidad z_A esta se puede expresar como:

$$\phi(B|A) = \sum_{z_A} D(B|A)D(B|A) * \quad \text{Ec. 1. 14}$$

Donde $A(x_A, y_A, z_A)$ representa la posición de la fuente y el receptor $B(x_A, y_A, 0)$ arriba de la fuente. Al realizar la transformada inversa de Fourier sobre la función de correlación $\phi(B|A)$ es:

$$\phi(B, t|A) = N[2\pi\delta(t + \tau_{yzy}) + 4\pi\delta(t) + 2\pi\delta(t - \tau_{yzy})] \quad \text{Ec. 1. 15}$$

La parte causal $4\pi\delta(t) + 2\pi\delta(t - \tau_{yzy})$ representa los datos de una fuente encima del cuerpo de estudio. Lo expresado anteriormente corresponde al análisis hecho para deducir las funciones de Green entre dos puntos.

1.8 Campos difusos

Dentro de la acústica, el comportamiento de las ondas en un espacio confinado se puede estudiar a través de campos difusos. Este es un lugar, donde el nivel de presiones del frente de onda y su flujo de energía es igual en todos lados, pudiendo ser obtenido con la suma de los efectos de un número infinito de ondas no correlacionadas con la misma dirección.

Un campo difuso es importante en la sismología, ya que a través de este se puede recuperar la función de Green, y teniendo en cuenta que el ruido sísmico a largos periodos es considerado como un campo difuso, la señal coherente es obtenida con la correlación cruzada de una dupla de registros. Matemáticamente, lo anteriormente dicho se puede expresar según Tsai (2010) como:

El sistema de interés puede ser escrito como:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \mathcal{L}(u(x, t)) \quad \text{Ec. 1.16}$$

Donde \mathbf{x} representa la variable espacial, t el tiempo y \mathcal{L} es un operador espacial con condiciones de frontera dadas, tal que es una base de las eigenfunciones espaciales (modos normales), $s_k(\mathbf{x})$, por lo tanto se asume que:

$$\mathcal{L}[s_k(\mathbf{x})] = \lambda_k s_k(\mathbf{x}) = -\omega_k^2 s_k(\mathbf{x}) \quad \text{Ec. 1.17}$$

Donde las eigenfrecuencias ω_k son reales, $s_k(\mathbf{x})$ son ortonormales, satisfaciendo la condición de $\langle s_k, s_{k'} \rangle = \delta_{kk'}$, y cualquier función arbitraria $f(\mathbf{x})$ en la solución espacial, que puede ser expresada como:

$$f(\mathbf{x}) = \sum_k A_k s_k(\mathbf{x}) \quad \text{Ec. 1.18}$$

En las expresiones anteriores, $\langle \cdot, \cdot \rangle$ denota el producto interior, δ_{ij} el delta de Kronecker, y la suma sobre k puede (o no) ser infinita. Cabe notar que la ecuación de onda acústica y la ecuación de onda, satisfacen esas asunciones, a pesar del número de dimensiones espaciales. Asimismo, se puede notar que esas dos ecuaciones no incluyen la atenuación o están limitadas a medios cerrados o no infinitos.

Considerando lo expuesto anteriormente, la separación de variables estándar proporciona:

$$u(\mathbf{x}, t) = \sum_k a_k s_k(\mathbf{x}) \cos(\omega_k t + \phi_k) \quad \text{Ec. 1.19}$$

Donde a_k y ϕ_k son constantes determinadas por las condiciones iniciales. Definiendo que dos modos l y m pueden ser equiparticionados, si $a_l = a_m$. La función de Green, $G(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_0, t_0)$, para un impulso localizado en \mathbf{x}_0 y el tiempo t_0 , satisface:

$$\frac{\partial^2 G}{\partial t^2} - \mathcal{L}[G] = \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_0) \delta(t - t_0) \quad \text{Ec. 1.20}$$

Eligiendo $t_0 = 0$ por conveniencia, G puede ser escrita como una suma modal como en la Ec. 1.19, con coeficientes $a_k = s_k(x_0)/\omega_k$, y $\phi_k = -\pi/2$ donde $t > 0$. Escribiéndola de forma explícita, se tiene:

$$G(x, t; x_0, 0) = \begin{cases} \sum_k \frac{1}{\omega_k} s_k(x) s_k(x_0) \sin(\omega_k t) & \text{si } t \geq 0 \\ 0 & \text{si } t < 0 \end{cases} \quad \text{Ec. 1.21}$$

Definiendo la función de Green extendida como:

$$\begin{aligned} G^{Ex}(x, t; x_0, 0) &= G(x, t; x_0, 0) - G(x, -t; x_0, 0) \\ &= \sum_k \frac{1}{\omega_k} s_k(x) s_k(x_0) \sin(\omega_k t) \end{aligned} \quad \text{Ec. 1.22}$$

Para todo t , la derivada temporal está dada por:

$$\frac{\partial G^{Ex}}{\partial t} = \sum_k s_k(x) s_k(x_0) \cos(\omega_k t) \quad \text{Ec. 1.23}$$

Finalmente, se define la correlación cruzada normalizada como:

$$C_{fg}^T(t) = \frac{1}{2T} \int_{-T}^T f(\tau) g(\tau + t) d\tau \quad \text{Ec. 1.24}$$

Y el valor límite como:

$$C_{fg}(t) \equiv f \star g(t) \equiv \lim_{T \rightarrow \infty} C_{fg}^T(t) \equiv \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T f(\tau) g(\tau + t) d\tau \quad \text{Ec. 1.25}$$

Para esta elección, la correlación cruzada entre señales sinusoidales está bien definida. Un ejemplo importante de esto, es cuando $f(t) = \cos(\omega_k t + \phi_k)$ y $g(t) = \cos(\omega_{k'} t + \phi_{k'})$. Para esta elección de f y g , el cálculo directo arroja:

$$C_{fg}(t) = \begin{cases} \frac{1}{2} \cos(\omega_k t + \phi_{k'} - \phi_k) & \text{si } \omega_k = \omega_{k'} \\ 0 & \text{si } \omega_k \neq \omega_{k'} \end{cases} \quad \text{Ec. 1.26}$$

Para este caso, se asume que la energía está equiparticionada en todos los modos, así que todos tienen igual amplitud nodal, $a_k = \text{constante} = A$, por tanto $u(x, t)$ puede ser reescrito como:

$$u(x, t) = A \sum_k s_k(x) \cos(\omega_k t + \phi_k) \quad \text{Ec. 1.27}$$

Esto asume que no hay modos degenerados, por tanto $\omega_k \neq \omega_{k'}$ cuando $k \neq k'$. Con estas restricciones aplicadas a la Ec. 1.26, término a término se obtiene:

$$C_{x_1x_2}(t) = \frac{A^2}{2} \sum_k s_k(x_1)s_k(x_2) \cos(\omega_k t) \quad \text{Ec. 1.28}$$

Comparando la Ec. 1.28 con la Ec. 1.23, se encuentra que:

$$C_{x_1x_2}(t) = \frac{A^2}{2} \frac{dG^{Ex}(x_1, t; x_2, 0)}{dt} \quad \text{Ec. 1.29}$$

Lo anterior muestra que la correlación cruzada es idéntica a la derivada temporal de la función de Green, multiplicada por un factor de amplitud. Esta información es importante, ya que se mantiene para un proceso determinista en el cual las fases ϕ_k , son arbitrarias y no es necesario hacer una consideración de la aleatoriedad de las fases respecto al tiempo.

1.9 Ruido sísmico

El ruido sísmico puede ser considerado como una fuente natural reproducible y estacionaria (Gouédard *et al.*, 2008 a,b). Este concepto se relaciona con un registro sísmico en el cual no se tiene un evento directo (sismo o una explosión) (Figura 5). Dentro de un sismograma se tienen incluidas fuentes de ruido, que pueden estar atribuidas al instrumento, las vibraciones en la Tierra, la actividad humana en la zona, la ubicación o las condiciones meteorológicas (Tabla 2).

Cada una de estas fuentes genera una alteración de la señal coherente a diferente frecuencia, por ejemplo el ruido de periodo corto de 4 s a 30 s es dominado por picos de microsismos (Longuet-Higgins, 1950; Ardhuin *et al.*, 2011) y el de periodo largo alrededor de los 30s, por la actividad humana el cual se conoce como ruido cultural (Kedar & Webb, 2005).

Dentro del análisis de las fuentes de ruido se tienen los microsismos, estos pueden ser entendidos como un registro sísmico de poca energía, generado por fuentes naturales tales como: cambios de presión atmosférica, oleaje, tormentas, etc. (Whipple & Lee, 1935), Algunos autores emplean el término “microsismo” haciendo alusión al ruido sísmico de origen natural (~20s) y “microtremor” para el origen antrópico (García Jerez, 2010).

Tabla 2 Fuentes de ruido sísmico ambiental en función de la frecuencia. Aquí se mencionan 3 estudios de caracterización de la fuente de ruido sísmico, en los cuales se asignaron bandas de frecuencia a cada uno. Modificado de Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006).

| Fuente | Gutenberg (1958) | Asten (1978) y Asten y Henstridge (1984) |
|--|------------------|--|
| Olas oceánicas golpeando las costas | 0.05 – 0.1 Hz | 0.5 – 1.2 Hz |
| Monzones y perturbaciones meteorológicas a gran escala | 0.1 – 0.25 Hz | 0.16 – 0.5 Hz |
| Ciclones sobre los océanos | 0.3 – 1 Hz | 0.5 – 3 Hz |
| Condiciones meteorológicas a escala local | 1.4 – 5 Hz | NO REGISTRA |
| Tremor volcánico | 2 – 10 Hz | |

| | | |
|--------|------------|-------------|
| Urbano | 1 – 100 Hz | 1.4 – 30 Hz |
|--------|------------|-------------|

Según estudios hechos por Wither *et al.*, 1996 se mostró que el viento es una fuente prominente de ruido de alta frecuencia (entre 15 y 60Hz) y que en sitios poblados por encima de 5 Hz, las fuentes son debidas a la actividad humana, por lo tanto las ondas tienden a atenuarse rápidamente al alejarse de la fuente.

El uso del ruido sísmico como fuente, se plantea como una metodología alternativa para extraer información de la parte superficial de la corteza, ya que los estudios de ondas superficiales a través de terremotos o fuentes artificiales tienen algunas limitaciones, tales como:

- **Localización de los eventos:** Al ser los terremotos la fuente de estudio, solo permite estudiar zonas con gran actividad sísmica, tales como: zonas de subducción y volcanes; dejando de lado aquellas zonas donde dicha actividad es menor.
- **Presupuesto:** Con el uso de las fuentes artificiales la resolución que se tiene se encuentra limitada a la parte superficial además de que sus estudios *offshore* elevan sus costos.
- **Tiempo:** Los terremotos de mayor magnitud, no suelen ocurrir frecuentemente, más aún dicha producción es demasiado lenta, por lo tanto proveer estudios de cambios estructurales en tiempo real solo se podría hacer para regiones tectónicamente activas (Gouédard *et al.*, 2008a).

Todo esto convierte al ruido sísmico en una herramienta de gran rentabilidad y utilidad. Sin embargo dicho avance ha puesto algunos retos a la sismología moderna, pues esta técnica demanda gran cantidad de recursos informáticos, que se relacionan con la automatización del almacenamiento y el procesamiento de datos, entre otros más.

La FG puede ser recuperada de las observaciones de aparentes campos aleatorios, en ausencia de una fuente determinista en uno de los puntos, lo cual es similar al teorema de fluctuación y disipación. Weaver & Lobkins, 2001 demostraron experimentalmente que la correlación cruzada del ruido térmico registrado en dos sensores piezoeléctricos en la superficie de una lámina de aluminio recupera la función de Green completa entre los dos puntos.

En 2005, se probó que a través del estudio del ruido sísmico como señal se pueden obtener propiedades de la propagación de ondas superficiales entre dos sensores (Sabra *et al.*, 2005, Shapiro *et al.*, 2005). La implementación de esta técnica ha sido cada vez más común, no solo con el fin de reconstruir la función de Green, sino también interpretar el cambio de propiedades elásticas además de la sismología en otros campos como:

- **Vulcanología:** Detección de variaciones de velocidad durante erupciones y terremotos (Minato *et al.*, 2012 y Lecocq *et al.*, 2014).

- **Geotermia:** Monitoreo y análisis de propiedades físicas en campos geotérmicos en exploración (Caló *et al.*, 2014).
- **Estructura de la Tierra:** Análisis de anisotropía y modelos de velocidades corticales de onda de corte. (Stubailo *et al.*, 2012 y Córdoba-Montiel *et al.*, 2014)
- **Ingeniería sísmica:** Modelos de velocidades superficiales para caracterización de zonas de peligro sísmico (Shapiro *et al.*, 2005 y Sabra *et al.*, 2005b).
- **Heliosismología:** A través de las correlaciones de ruido obtenidas del campo aleatorio de la superficie del Sol, se recuperó información acerca de la estructura de velocidades de su superficie (Duvall *et al.*, 1993, Giles *et al.*, 1997).

Partiendo de la suposición donde el ruido sísmico ambiental se encuentra dominado por ondas superficiales. Saber cuál es la proporción que guardan cada una de estas en un registro, es algo difícil, ya que depende de los aspectos mencionados anteriormente, sin embargo, los estudios que se muestran a continuación interpretan el contenido de cada una (Tabla 3), clasificándolo por el evento tectónico analizado (García Jerez, 2010).

Tabla 3 Contenido de ondas de Rayleigh y de Love para varios eventos tectónicos analizados (modificado de García Jerez, 2010).

| AUTORES | ESTUDIO | ONDA DE RAYLEIGH [Porcentaje, %] | ONDA DE LOVE [Porcentaje, %] |
|---------------------------------|--|----------------------------------|------------------------------|
| Ferrazzini <i>et al.</i> , 1991 | Crater Puu Oo del Volcán Kilauea, encontraron | 60 | 40 |
| Miyadera & Tokimatsu, 1992 | Tremores volcánicos, con un margen de error $\pm 10\%$ | 40 | 60 |
| Chouet <i>et al.</i> , 1996 | Volcán Stromboli, para un rango de frecuencia de 2 y 9 Hz | 30 | 70 |
| Métaxian & Kesage, 1997 | Volcán Masaya para un rango de frecuencia de 2 y 9 Hz | 45 | 51 |
| Köhler <i>et al.</i> , 2007 | Zona de Plheim (Alemania), para un rango de frecuencia de 0.5 y 2 Hz | 10 | 35 |
| Endrun & Ohrnberger, 2009 | Experimentos de arreglos sísmicos en Europa. | 10 | No Registra |

La extracción de ondas superficiales de ruido sísmico se hace con el fin de obtener los modos fundamentales de las ondas de Rayleigh y de Love, dicha metodología fue creada por Campillo *et al.*, 2006. Con la medición de estas velocidades (grupo o fase) se pueden hacer tomografías para producir mapas de dispersión en una región de interés.

1.10 Correlación de la coda de correlación o (C3)

En la FG que emerge entre dos receptores es difícil determinar la cantidad de ondas de cuerpo y superficie que se tiene, sin embargo esta ambigüedad desde un punto de vista teórico puede ser resuelta a través de la suposición de que la fuente se encuentra inmersa en un campo

aleatorio. En el caso de los microsismos, la aleatoriedad puede ser producida por la distribución de las fuentes, por la dispersión de las ondas causada por las heterogeneidades y por la topografía del medio (Stehly et al., 2008).

En los últimos años ha sido evidente que el uso de correlaciones de ruido sísmico no recupera por completo el medio a través de varios años, principalmente por que la distribución de las fuentes no es homogénea. Por lo tanto los modos fundamentales de onda de Rayleigh son difíciles de determinar cuándo las estaciones están mal orientadas con relación a la dirección predominante de la energía de las fuentes de ruido (Figura 7), por esa razón los estudios de tomografía usan poco menos de la tercera parte de trayectorias.

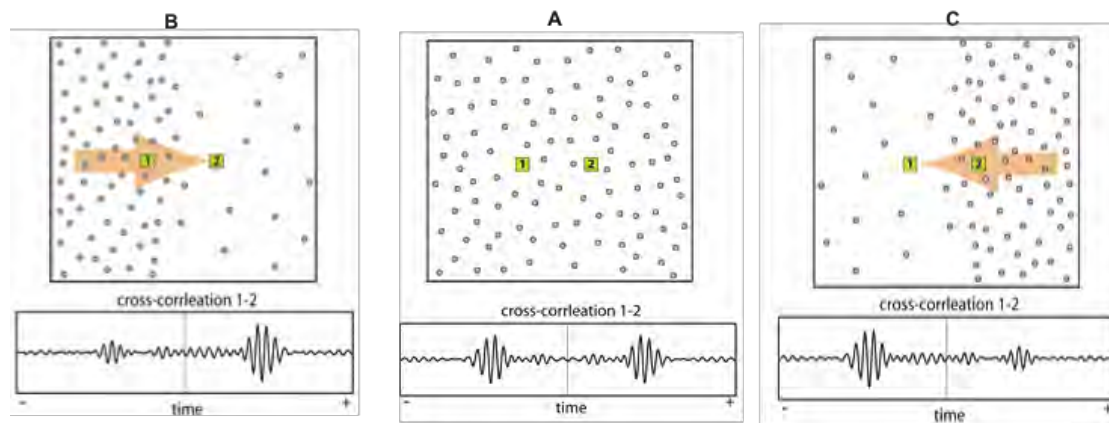


Figura 7 Distribución de las fuentes de ruido para un campo homogéneo A, donde las correlaciones cruzadas obtenidas son iguales para ambas partes. En B y C, se muestra la inhomogeneidad de las fuentes y de cómo estas influyen en la correlación cruzada de las mismas.

Como una metodología que permite utilizar de forma extensiva las correlaciones de ruido sísmico ambiental, Stehly *et al.*, 2008 propusieron un método que hace posible recuperar la FG utilizando la correlación de la coda, este se conoce como correlación de la coda de correlaciones o C3 (por sus siglas en inglés, *Correlation of Coda of Correlation*). Ellos propusieron una técnica que construye la FG de registros de ruido sísmico de gran duración y equiparticionados. Esto es basado en el promedio a largo plazo de las correlaciones de ruido y las propiedades asociadas con el carácter difuso de las ondas Coda de las correlaciones crudas.

La FC3, reconstruye la FG entre pares de estaciones distantes a través de la correlación de ondas Coda reconstruidas de ruido sísmico, sin la contribución de ondas sísmicas directas. Para ello se hace una meta-correlación de las dos partes de la FG obtenida (causal y acausal), a partir de registros de ruido de estaciones que se encuentran mal orientadas con respecto al flujo del ruido sísmico, el éxito de esta técnica radica en el gran contenido de ondas que han sido dispersadas.

Como resultado se obtiene una FG similar a la reconstruida a través de la correlaciones de ruido sísmico., la importancia que tiene esta FC3 es que puede ser útil para recuperar la FG entre pares de estaciones que no pueden ser correlacionadas. Para este trabajo la FC3 fue

obtenida de la correlación cruzada de las codas de las correlaciones cruzadas de arreglos de estaciones no concurrentes (MASE y GGAP).

- **Ejemplo**

La FC3 parcial se obtiene a partir de la correlación de la parte causal (+) y acausal (-) de las correlaciones cruzadas crudas de cada par de estaciones que coexistieron temporalmente. Por ejemplo, las estaciones APAC y ZURI pertenecientes al arreglo GGAP y MASE, poseen una correlación con una estación coexistente: MEIG. Para cada par se obtuvo un conjunto de correlaciones llamado APAC-MEIG y ZURI-MEIG, debido a la trayectoria que tenían (Figura 8).

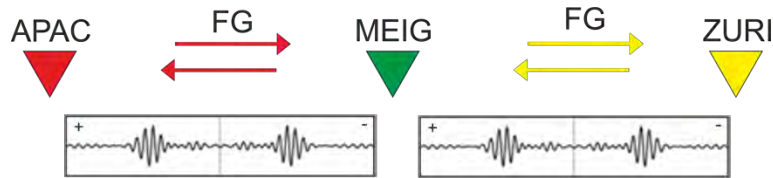


Figura 8 Representación de la situación inicial para la obtención de FC3, ubicación de pares de estaciones concurrentes APAC-MEIG y ZURI-MEIG y su FG correspondiente suponiendo un medio homogéneo.

A fin de tener la FC3 entre las estaciones APAC y ZURI, estas dos son consideradas como fuentes fijas (APAC y ZURI) y MEIG como una fuente virtual. La FC3 se calculó con el promedio de las funciones C3 parciales de la parte causal y acausal, del conjunto de combinaciones para cada par. Las funciones C^3 parciales para la parte acausal y causal entre las tres estaciones se representan como 1 (APAC), 2 (MEIG) y 3 (ZURI), a través de la función de Green (G) como:

$$G_{12}^+ + G_{32}^+ = C_{PP}^3 \quad G_{12}^+ + G_{32}^- = C_{PN}^3 \quad \text{Ec. 1.30}$$

Siendo G_{12}^+ y G_{32}^+ la parte positiva de la FC3 y G_{12}^+ y G_{32}^- la positiva y negativa, para la parte negativa se hace de forma análoga. Posteriormente la función C^3 para cada uno de los componentes se suma con su respectiva par correspondiente al otro par

$$G_{12}^- + G_{32}^- = C_{NN}^3 \quad G_{12}^- + G_{32}^+ = C_{NP}^3 \quad \text{Ec. 1.31}$$

Por último la función C^3 promedio para la trayectoria se determina a través del apilado de las cuatro funciones C^3 parciales, esto se puede expresar (Ec.1.19) y representar (Figura 9) como:

$$C^3 = \sum_{i=j=0}^4 C_{ij}^3 \quad \text{Ec. 1.32}$$

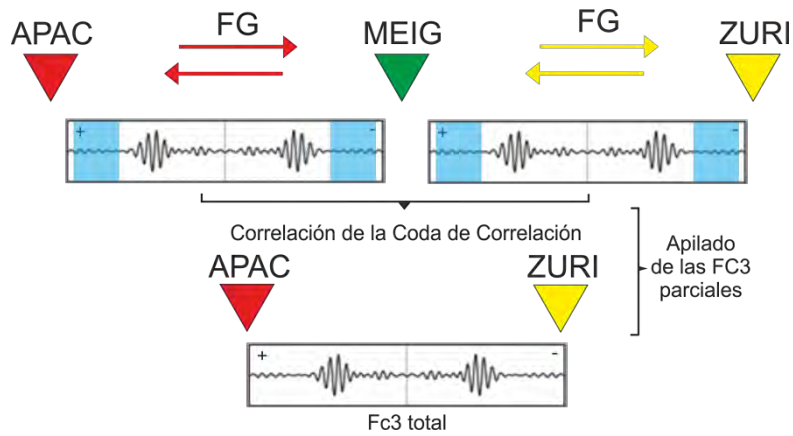


Figura 9 Obtención de la función C3, en la parte superior se muestra la correlación de dos arreglos no concurrentes, que representan la correlación independiente de las dos estaciones (rojo y amarillo) con la estación coexistente para los dos arreglos (verde). FC3 obtenida con la correlación de las dos correlaciones para los dos arreglos independientes A1 y A2.

Lo anterior muestra que experimentalmente una meta correlación, entendida como una correlación de correlaciones de ruido sísmico ambiental, puede ser usada para construir arribos directos entre dos estaciones, cuando las estaciones están mal orientadas con relación a las fuentes de ruido o no son concurrentes. El éxito de esta técnica es un indicador que las correlaciones de ruido ambiente son significativas a grandes desplazamientos en tiempo, ya que sus codas contienen ondas Coda que debido a su dispersión permiten recuperar ondas que con propiedades similares a la FG (Lobkis & Weaver, 2001; Campillo & Paul, 2003).

CAPÍTULO II ASPECTOS GEOTECTÓNICOS

La zona de subducción mexicana presenta una oportunidad de estudio única, ya que se han localizado e investigado espacial y temporalmente eventos atribuidos a sismicidad lenta, como: los Sismos Lentos (*Slow Slip Events*, SSE) (Kostoglodov *et al.*, 2003), Tremores Tectónicos (*Tectonic Tremors*, TT) (Payero *et al.*, 2008) y los Sismos de Baja Frecuencia (*Low Frequency Earthquakes*, LFE's) (Frank *et al.*, 2013), en una zona que comprende los estados de Guerrero y Oaxaca (Brudzinski *et al.*, 2007).

Diferentes estudios (*e.g.*, Pérez-Campos *et al.*, 2008; Kostoglodov *et al.*, 201; Rivet *et al.*, 2011; 2014; Husker *et al.*, 2012; Huesca; 2013; Cruz-Atienza *et al.*, 2015) han permitido ahondar en la fenomenología que rodea a estos eventos y explicar su génesis, teniendo en cuenta la complejidad de la estructura de la corteza bajo la zona, y su variación tanto en tiempo como en espacio. Igualmente estos han identificado los cambios que tienen algunas magnitudes físicas (i.e. esfuerzos, presión litostática, velocidades sísmicas, etc.) que dan una descripción propia de la dinámica de la subducción de la zona.

A continuación se comentan algunas de las investigaciones que se han realizado en torno a este tema, las cuales desde su punto de vista describen el comportamiento de la estructura de la zona. Esto es importante para este trabajo de investigación, ya que permite identificar parámetros claves con relación al análisis de este tipo de sismicidad y a su vez ver cuáles de estos puede influir en los resultados obtenidos. Para describir así con mayor detalle la evolución que ha tenido la estructura de la zona (antes, durante y después de los SSE ocurridos en la zona de estudio).

2.1 Generalidades geológicas de la zona

La zona de estudio comprende el estado de Guerrero, parte norte de Oaxaca y el sur de Morelos, abarca entre los 102°W-98°W de longitud y 19°N-16°N de latitud y se sitúa en la Sierra Madre del Sur del país. Es un terreno montañoso con escarpadas serranías y profundos barrancos que lo atraviesan en todas las direcciones, siendo pocas las planicies y desconocido el número de mesetas.

Principalmente, los tres estados se caracterizan por tener pliegues y cabalgaduras de bajo ángulo con orientación N-S y dirección predominante de transporte tectónico hacia el oeste, con fallas que se asocian a desplazamiento lateral (Moran-Zenteno *et al.*, 2005). La zona se compone de varios terrenos tectonoestratigráficos que fueron acrecionados durante su evolución tectónica (Campa *et al.*, 1983). Cada terreno contiene un basamento diferente y sus límites tectónicos, han sido interpretados con base en su historia de acreción, edad, composición y fragmentación (Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson & Lawton, 2001).

En la zona se localizan los terrenos Xolapa (Chatino), Mixteco y Oaxaca (Zapoteco). Sin embargo, debido a estudios posteriores, se han tenido en cuenta detalles relacionados con la estratigrafía y las estructuras mayores en la zona, por lo que se ha modificado parcialmente la distribución y nombre de los terrenos de la zona (Dickinson & Lawton, 2001, Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008, Centeno-García *et al.*, 2011).

A continuación se muestran algunas de las características de los terrenos tectonoestratigráficos contenidos en la zona de estudio:

2.1.1 Terreno Mixteco

Se localiza en el sur del estado de Morelos, zona centro, este y noroeste del estado del estado de Guerrero, parte sur del estado de Puebla y la parte noroeste y oeste del estado de Oaxaca (Figura 10), colinda al oeste con el subterreno Teloloapan del terreno Guerrero, al sur con el terreno Xolapa y al este con el terreno Oaxaca y forma parte de la Sierra Madre del Sur.

Es un basamento heterogéneo y polideformado compuesto por segmentos de facies de alta presión y segmentos de un metamorfismo menor (facies de esquistos verdes). Debido a que después de haber sido metamorfoseados, estos segmentos fueron yuxtapuestos tectónicamente.

Se encuentra acotado por tres límites tectónicos: en el margen occidental por el contacto con la plataforma cretácica Morelos-Guerrero mediante la cabalgadura de Papalutla (Cerca *et al.*, 2007); hacia el norte, es cubierto por secuencias cenozoicas volcánicas y volcanoclásticas de la Faja Volcánica Transmexicana. En el este, se yuxtapone al Terreno Zapoteco por medio de una cizalla dextral dúctil denominada Caltepec (Elías-Herrera & Ortega Gutiérrez, 2002).

2.1.2 Terreno Xolapa

Descrito por De Cserna en 1965, el terreno Xolapa comprende aproximadamente un cinturón de 600 km de largo y 65 - 70 km hasta la trinchera, que se remonta a raíces de un rango de montañas de un antiguo arco magmático (Halpern *et al.*, 1974). Se sitúa paralelo a la línea de costa del océano Pacífico y los terrenos circundantes a este son: Oaxaca (Zapoteco) y Mixteco, al oeste Guerrero y al sur la trinchera Mesoamericana,

Esta constituido principalmente por rocas metamórficas en facies de: anfibolitas, ortogneis, migmatita, paragneis, pegmatitas y rocas meta sedimentarias que fueron intrusionadas y localmente migmatizadas durante el Mesozoico y Cenozoico (De Cserna, 1965; Ortega. G.F, 1981). Estas rocas fueron intrusionadas por rocas plutónicas deformadas y no deformadas todo ello acompañado de migmatitas. La zona de sutura del Terreno Xolapa y la de sus vecinos, se encuentra superpuesta por intrusiones graníticas cubiertas de rocas clásticas y volcánicas cenozoicas, debido a esto se considera de edad pre-cenozoica (Alaníz-Álvarez, 1997). El límite sur del Terreno es la margen activa y trinchera del Pacífico.

2.1.3 Terreno Oaxaca

Se localiza en la parte oriental de la Sierra Madre del Sur, entre las fallas de Oaxaca y Caltepec, que son sus límites superficiales oriental y occidental respectivamente. Está formado por un basamento metamórfico constituido de paragneises, en menor cantidad de ortogneis, cuerpos anortósíticos y una cubierta sedimentaria (Ortega, 1981). Consiste principalmente de facies granulíticas, donde las edades van desde 920 Ma hasta 1300 Ma. Aquí los principales tipos de rocas son ígneas y eventos metamórficos que han ocurrido a través de diferentes periodos (1200 – 1300 Ma, 1160 – 1130 Ma, etc.) (Keppie *et al.*, 2008).

2.1.4 Terreno Guerrero

Es uno de los terrenos tectonoestratigráficos más grandes del país y se compone de los subterrenos: Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo (Martini, 2008), constituyendo aproximadamente un tercio de México. Su composición está caracterizada principalmente por rocas volcánicas submarinas y subaéreas, rocas sedimentarias marinas y continentales, así como por sucesiones volcanosedimentarias que están en un rango de edad desde el Jurásico hasta el Cretácico medio tardío (Centeno *et al.*, 2008). Los límites de sus terrenos se encuentran caracterizados por la orientación de sus estructuras aproximadamente N-S. Estas estructuras están truncadas hacia el sur por los afloramientos del terreno Xolapa que definen una franja paralela a la trinchera (Moran-Zenteno *et al.*, 2005).

Está formado por grandes volúmenes de roca volcánica y vulcanoclástica. La estratigrafía del terreno Guerrero del este de México, está caracterizada por una serie de terrenos cuyos basamentos fueron formados en el paleozoico, hasta fragmentos de arcos oceánicos del triásico, sedimentos de talud continental y ensambles de piso oceánico que fueron acrecionados hasta el continente y consecutivamente agrietados y trasladados. (Morán-Zenteno *et al.*, 2005).

2.1.5 Plataforma Guerrero-Morelos

Se localiza en el flanco poniente del bloque MOJ (formado por los terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez), caracterizado por una compleja actividad tectónica, que se desarrolló durante el Cretácico superior y el Terciario inferior (Cerca, 2004). Con relación a su litología, en la PGM aflora una secuencia sedimentaria, formada por depósitos marinos esencialmente carbonatados del Cretácico con una cobertura continental sedimentaria y volcánica del Cenozoico (Martini, 2010). Las calizas de la plataforma sobre-yacen con una sucesión de arenisca, lutita y limolita calcárea inter estratificada perteneciente a la formación Mexcala (Fries, 1960).

Se observan pliegues y cabalgaduras laramídicas con dirección N-S y vergencias hacia el E-W (Cerca, 2004). La secuencia cretácica de rocas carbonatadas y detríticas que constituyen la plataforma a partir del Albiano son: las formaciones Xochicalco, Morelos, Cuautla y Mexcala.

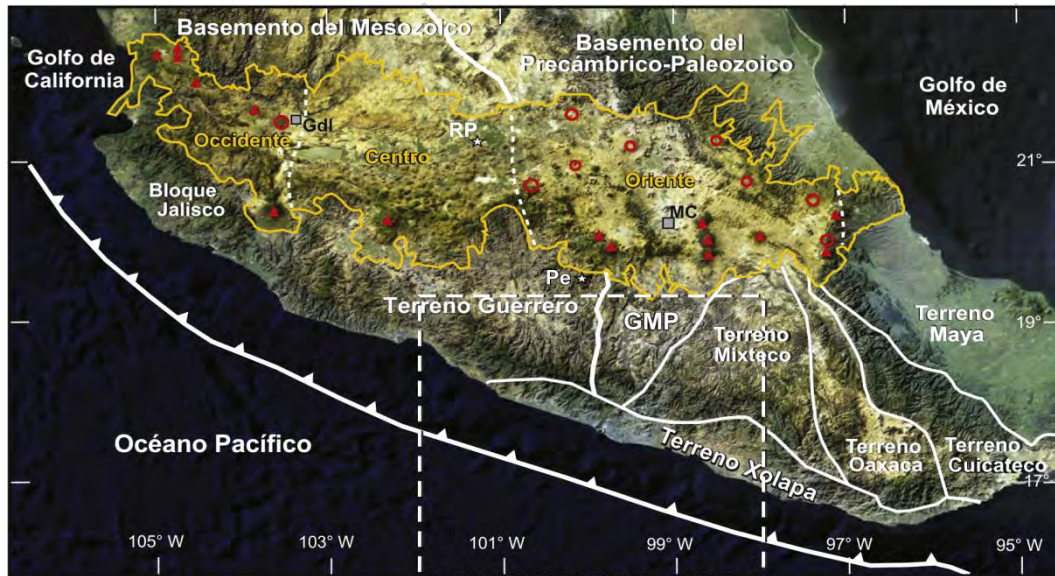


Figura 10 Características geotectónicas de la región centro sur de México, donde se muestra la distribución de los terrenos tectonoestratigráficos de la parte centro sur del país. El recuadro blanco muestra la zona de estudio de este trabajo (Modificado de Ferrari *et al.*, 2012).

2.2 Panorama tectónico

La zona suroccidental de México se encuentra enmarcada por una interacción tectónica activa, donde la placa de Cocos es subducida por la placa de Norteamérica desde hace 16 Ma (Pardo & Suárez, 1995). Dicho proceso empezó en el Mioceno, donde la placa de Farallón se convirtió en la placa de Guadalupe, que posteriormente se separó en dos: las placas: de Rivera y Cocos. (Mammerickx & Klitgord, 1982). La placa de Rivera fue el último fragmento y actúa como una microplaca de manera independiente desde los últimos 10 Ma (DeMets & Traylen, 2000). Por otra parte, la placa de Cocos subduce bajo la placa de Norteamérica al N-NE de la Trinchera Meso Americana y acreciona con el piso oceánico de esta a lo largo del este del borde (Manea *et al.*, 2013) (Figura 11).

Como un modelo explicativo de la compleja configuración tectónica de la zona de subducción de la zona centro sur de México, Manea *et al.*, 2013, proponen una nueva hipótesis donde el rápido incremento de la tasa extensión de las placas Pacífico y Cocos de ~ 4 cm/año a ~ 12 cm/año (Sdrolias & Muller, 2006), el acople de la placa joven subduciendo y su retroceso hacia la trinchera, tienen el potencial para inducir la subducción horizontal de la placa (Manea *et al.*, 2013).

Dicho proceso se muestra esquemáticamente en la Figura 11, para la parte central de México. Los efectos espacio temporales de dicho proceso tectónico a gran escala pueden ser entendidos viendo la variación espacial a través de los arcos volcánicos. Aquí se basa esta interpretación en la distribución de rocas fechadas con los artículos de Ferrari *et al.*, 1999 y

2012 de la parte central de México y por Damon & Montesinos, 1978 para el sureste de México.

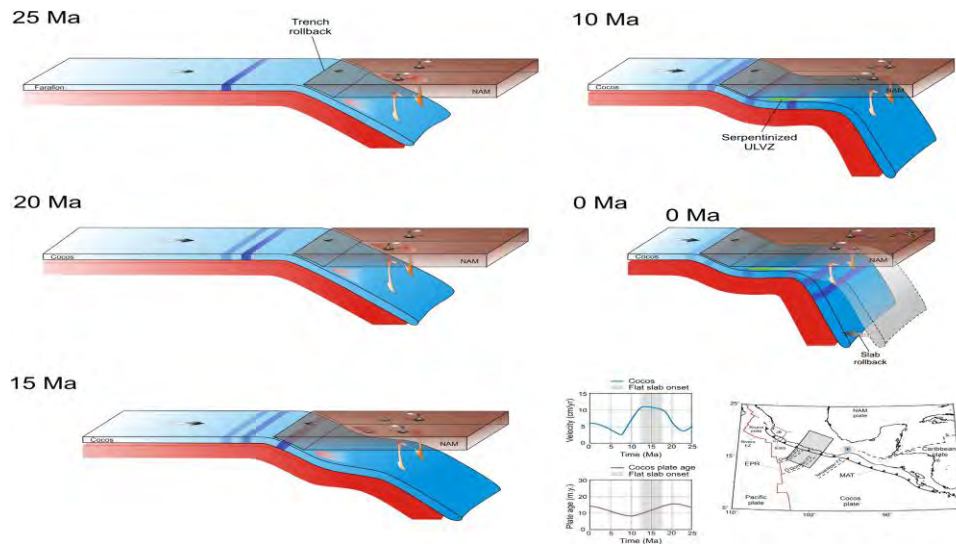


Figura 11 Modelo de la evolución del proceso de subducción bajo la parte central de México. Allí se muestra como el proceso de orientación horizontal de la placa, inició como una combinación del rápido incremento de la expansión del sistema Cocos – Pacífico. El cual tiene una tasa de expansión de 17 Ma. Las franjas azules insertadas en la placa de Cocos representan marcadores. El recuadro del fondo de la derecha muestra la velocidad de convergencia y la edad de la placa en la trinchera basada en los estudios de Sdrolias & Muller, (2006) (Modificada de Manea *et al.*, 2013).

La subducción actual de la placa de Cocos en México tiene una variación geométrica, que se relaciona con el ángulo de inclinación y su orientación a lo largo de todo el Pacífico (Pérez Campos *et al.*, 2008). La inclinación va de valores mayores localizados en la parte norte, hasta el centro donde la placa tiene un buzamiento de $\sim 10^\circ$ junto a la trinchera hasta 40 km Tierra adentro, aumentando hasta $\sim 20^\circ$ y finalmente se vuelve subhorizontal hasta los 150 km de la trinchera a una profundidad de 40 km (Radiguet *et al.*, 2011); con una orientación que se conserva hasta los 300 km de la trinchera, donde decae hacia el manto superior (Figura 12).

La disminución en el ángulo de subducción y el desplazamiento de la trinchera hacia el continente, implican la remoción de un segmento de la cuña del manto y la parte inferior de la corteza continental en la zona de la margen actual (Moran-Zenteno, 2005). Por otra parte, la cinemática de la subducción en este margen ha sido compleja durante el Cenozoico, ya que han existido variaciones en el vector de convergencia entre las placas de Norteamérica y las placas que han interactuado en esta zona (Engelbreton *et al.*, 1985). Su geometría ha sido delineada teniendo en cuenta estudios de sismicidad (Pardo & Suárez, 1995), imágenes tomográficas (Husker & Davis, 2009) y funciones de receptor (Pérez-Campos *et al.*, 2008).

Con relación a la estructura de velocidades de la zona, algunos de los estudios más recientes son:

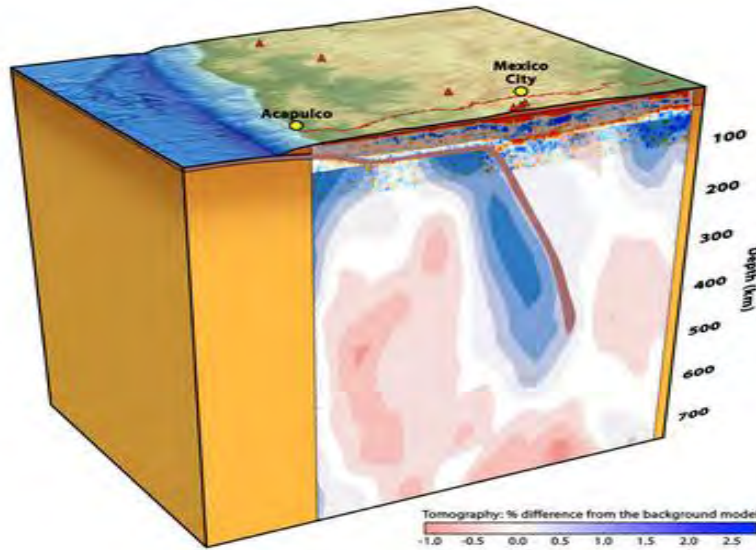


Figura 12 Composición de la litosfera y modelo del manto. La placa de Cocos tiene una terminación alrededor de 500 km de profundidad, lo cual significa que esta fue truncada y la porción más profunda se ha hundido. En la parte somera del perfil se observan las funciones de receptor a través de las cuales se determinó la geometría de la placa para esta zona y en la superior las estaciones del arreglo MASE (puntos rojos) (Modificado de Pérez-Campos *et al.*, 2008).

- a) **Iglesias *et al.*, 2010**, calculan la velocidad de la onda de corte para la corteza bajo la parte central de México, estimada a través de las curvas de dispersión de velocidad de grupo de onda de Rayleigh y de terremotos regionales registrados durante el periodo de actividad del arreglo MASE.

La tomografía hizo un mapeo entre los 5 y 50s, mostrando diferencias significativas para periodos arriba de 30s. Los modelos 2D para la onda S se reconstruyeron con los tomogramas obtenidos y sus resultados muestran grandes diferencias específicamente en la corteza somera cercana a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), donde se encontró una zona de baja velocidad.

- b) **Huesca & Husker, 2012**, desarrollaron tres tipos de tomografía (de tiempos de viaje de ondas S y P y cociente V_p/V_s) para el sur de México. Los perfiles de velocidad obtenidos fueron calculados desde la costa, hasta 205 km tierra adentro a una profundidad de 55 km. Los resultados muestran anomalías lentas para la onda P entre los 50 y 90 km (desde la trinchera tierra adentro) por encima del doblez de la placa. Con relación al cociente V_p/V_s , se señalan dos regiones con valores altos de este, situados tierra adentro a 60 km y entre los 90 y 160 km; lugar donde igualmente han sido localizados Tremores Tectónicos
- c) **Gaite, 2013**, uso datos de la red banda ancha del SSN de México y de centro América y obtuvo mapas de dispersión de velocidad de grupo y fase para la onda de Rayleigh

entre los 8 y 60s. Para ello utilizó la correlación cruzada de los registros de ruido sísmico ambiental de 100 estaciones banda ancha.

Los mapas tomográficos tuvieron una resolución espacial de 250 km en las regiones mejor muestreadas del modelo. Los resultados muestran buena correlación con las propiedades estructurales de la corteza somera (cuencas sedimentarias, montañas, etc.). Las anomalías a periodos grandes están relacionadas con los grosores de la corteza y la temperatura (asociadas al vulcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana y el arco volcánico de Centro América).

2.3 La brecha sísmica de Guerrero

Es un segmento de 200 km del borde entre las placas de Cocos y Norteamérica, situado entre 99.2° E y 101.2 ° E, en dicha zona no se han producido grandes terremotos desde 1911 (Figura 13) (Kostoglodov *et al.*, 2003), por lo que se espera que un sismo de $M > 8$ ocurra allí. La tasa de convergencia varía en magnitud y dirección de 5.7 cm/año en 102W a 6.1 cm/año en 100.2 W Radiguet *et al.*, 2012).

Con relación a su geología, la brecha ha tenido una reorientación sistemática de norte a noroeste tendiendo del arco de la Sierra Madre Occidental al este – oeste a lo largo TMVB de 38 Ma a 7 Ma; con un cambio dominante en la composición de productos de sílice, ignimbritas y riolitas a lavas andesíticas y baliásticas. Lo que indica un cambio en las condiciones dinámicas de la placa (Ferrari *et al.*, 1999; 2011).

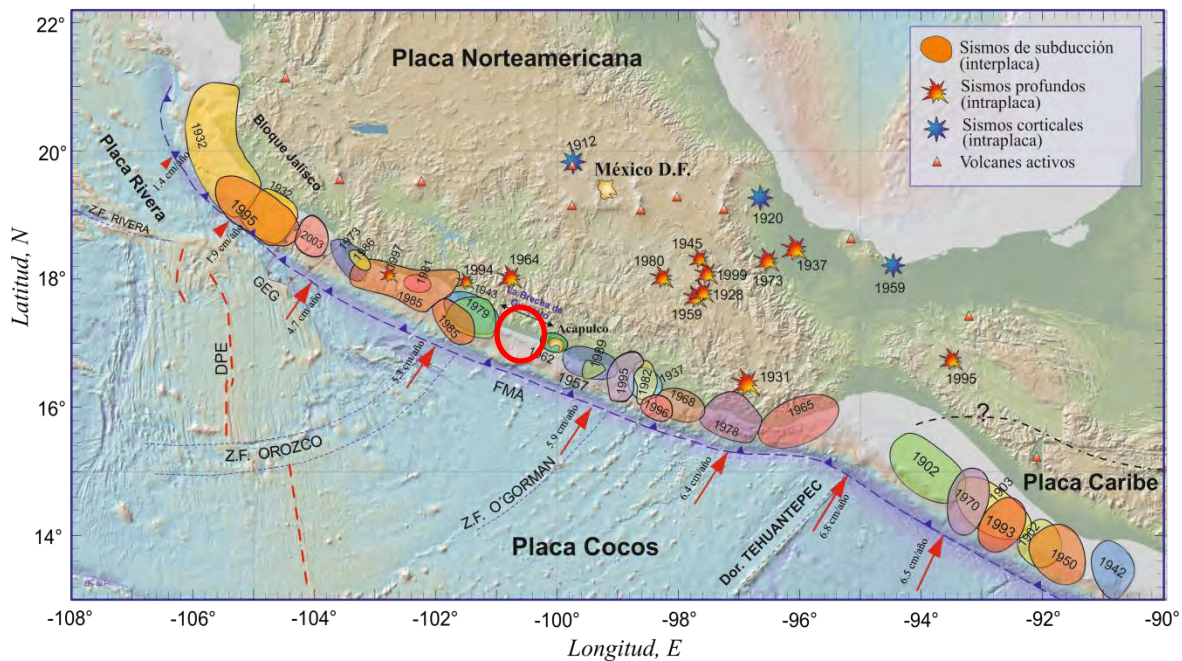


Figura 13 Brecha sísmica del estado de Guerrero (círculo rojo) con las áreas de ruptura de los sismos ocurridos en el último siglo en el país. Las líneas rojas muestran las velocidades de convergencia de las placas en cada uno de sus segmentos y las azules la trinchera (Modificada de Kostoglodov & Pacheco, 1999).

2.4 Sismos lentos (SSE) y tremores tectónicos (TT) en México

2.4.1 Generalidades

El comportamiento sísmico de una zona se encuentra determinado por las variaciones entre esfuerzos y su tiempo de liberación. Bajo este supuesto, el modelo más simple para su explicación es el de *stick-slip*, donde para periodos largos de acumulación de energía elástica posteriormente hay una liberación momentánea con la ruptura ocasionada por un sismo (Figura 14).

En un sismo previo y posteriormente, hay un aumento de volumen en la roca debido a la formación de micro fracturas por su dilatación, con lo que aumenta la porosidad y posteriormente tras la inclusión de agua, se llega a una rotura súbita. Luego la ruptura produce una acomodación al medio, que genera replicas y otros procesos como: ampliación de la zona de ruptura, deslizamiento en superficie, elevaciones de presión en fluidos, recristalización hidrotermal, etc.

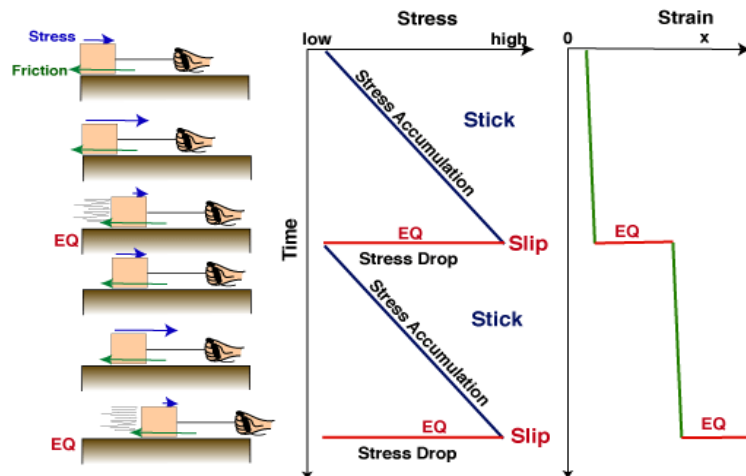


Figura 14 Modelo teórico base para la explicación del proceso de acumulación y liberación de esfuerzos en una zona sísmica (Modificada de UCSD, 2014).

Contrario a lo que se pensaba en el siglo XX, donde para cualquier zona sísmicamente activa, su movimiento únicamente se manifestaba con eventos casi instantáneos, los sismos lentos o SSE (por sus siglas en inglés, '*Slow Slip Events*') se han convertido en un fenómeno de interés a nivel mundial. Actualmente los sismólogos han tratado de dar una posible explicación, a su génesis en aquellas zonas donde han sido descubiertos, ya que los SSE's son periódicos y tienen un ciclo muy parecido al de los terremotos comunes.

Se denominan Sismos Lentos, ya que a diferencia de los terremotos normales un SSE no tiene radiación sísmica detectable y posee una duración mucho más grande con relación a un sismo convencional, que va de semanas, meses (cortos) e inclusive años (largos) (Figura 15), por lo que pueden llegar a alcanzar magnitudes equivalentes a la de los sismos de origen tectónico

(i.e., $M_w > 7$). Su deslizamiento se produce debido a una liberación progresiva de esfuerzos a lo largo de la interfaz de la placa que se ubica bajo la zona sismogénica (Dragert *et al.*, 2001).

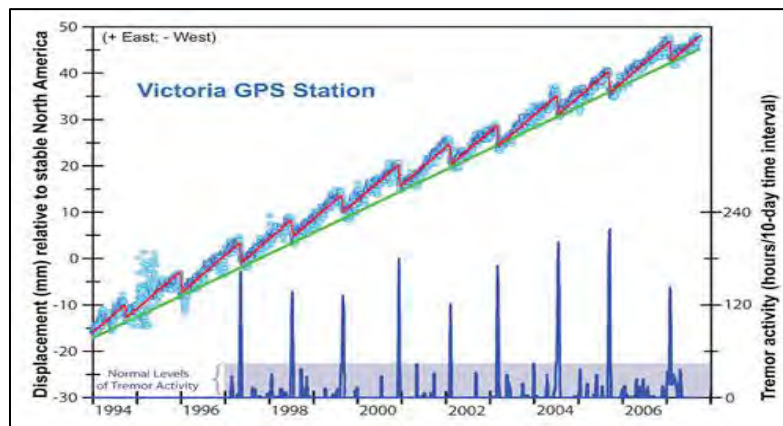


Figura 15 Observaciones con datos GPS (Círculos azules y la función diente de sierra) que muestran un desplazamiento lento hacia el oeste arriba de la zona de subducción de Cascadia con un aumento en la actividad de tremor por encima de la interface (Modificado de Rogers & Dragert, 2003).

En superficie, un SSE se registra, a través de mediciones con GPS, como un movimiento transitorio en el borde de la placa, con dirección opuesta a la deformación intersísmica de largo plazo (Rogers & Dragert, 2003). Estos pueden ocurrir en la parte somera y profunda de la interface de la placa (La Bonte *et al.*, 2009), sin embargo; tienen actividad repentina en la zona sismogénica (Kostoglodov *et al.*, 2003) por lo que su comportamiento depende de algunos factores como el grosor y forma de la zona de esta zona, entre otros.

Los SSE se han descubierto y estudiado en varias zonas a nivel mundial, dentro de estas las más estudiadas han sido: Cascadia (Dragert *et al.*, 2001; Szeliga *et al.*, 2004), Japón (Hirose *et al.*, 1999; Ozawa *et al.*, 2002), México (Lowry *et al.*, 2001; Kostoglodov *et al.*, 2003), Alaska (Ohta *et al.*, 2006), Nueva Zelanda (Douglas *et al.*, 2005) y Costa Rica (Protti *et al.*, 2004; Brown *et al.*, 2005) y en fallas de corrimiento lateral (Linde *et al.*, 1996; Gwyther *et al.*, 2000). En dichas zonas se produce un cambio de propiedades elásticas, a causa de las condiciones de presión y temperatura propias de la subducción.

El SSE es un fenómeno que ayuda a entender la dinámica de las zonas de subducción, especialmente aquellas donde hay un fuerte acoplamiento que puede llegar a generar terremotos de gran magnitud. Su estudio permite tener un mayor conocimiento acerca del proceso dinámico que da origen al fallamiento que genera un sismo, pues se relacionan directamente con el ciclo sísmico en una zona sísmicamente activa (Kostoglodov *et al.*, 2003).

Además de la medida de deformación, junto con el SSE hay una señal de baja intensidad conocida como Tremor No Volcánico (por sus siglas en inglés, 'Non Volcanic Tremor') o Tremor Tectónico (por sus siglas en inglés, 'Tectonic Tremor') (Obara, 2002). La cual es una señal sísmica débil, de larga duración (minutos a horas), baja amplitud y sin arribos de ondas de

cuerpo claros. Sin embargo, estos parámetros varían dependiendo de la zona, donde factores como la geometría de la placa se relacionan estrechamente con su producción (Huesca, 2013).

Los TT revelan su actividad como episodios de una amplia amplitud espectral durante la ocurrencia de un SSE, localizándose mucho más profundos que los terremotos convencionales. Se registran entre los 1–10 Hz diariamente en los espectrogramas de registros sismológicos continuos en estas zonas (Figura 16). El SSE tiene una dominancia energética de la onda S, por tanto el TT migra con una velocidad cercana a la de este tipo de onda, donde emerge lentamente desde el umbral del ruido, con picos de amplitud que ocurren aleatoriamente durante el episodio; su apariencia es similar a la de un tren de onda distante (Rubinstein *et al.*, 2010).

Desde su descubrimiento en 2002 (Obara, 2002), los TT han proveído información clave acerca del mecanismo de fallamiento en las interfaces profundas de las zonas de subducción. Han sido observados en Cascadia, el suroriente de Japón y a lo largo de la falla de San Andrés, entre otras (Schwartz & Rokosky, 2007) (Figura 17). En el Suroriente de Japón los TT, están acompañados por pulsos relativamente energéticos e individuales los cuales han sido llamados sismos de baja frecuencia o LFE'S (por sus siglas en inglés, 'Low Frequency Earthquakes') (Shelly *et al.*, 2006), por lo que el TT ha sido interpretado como una posible superposición de LFE'S que representan el deslizamiento sobre la superficie de fallamiento (Shelly *et al.*, 2007).

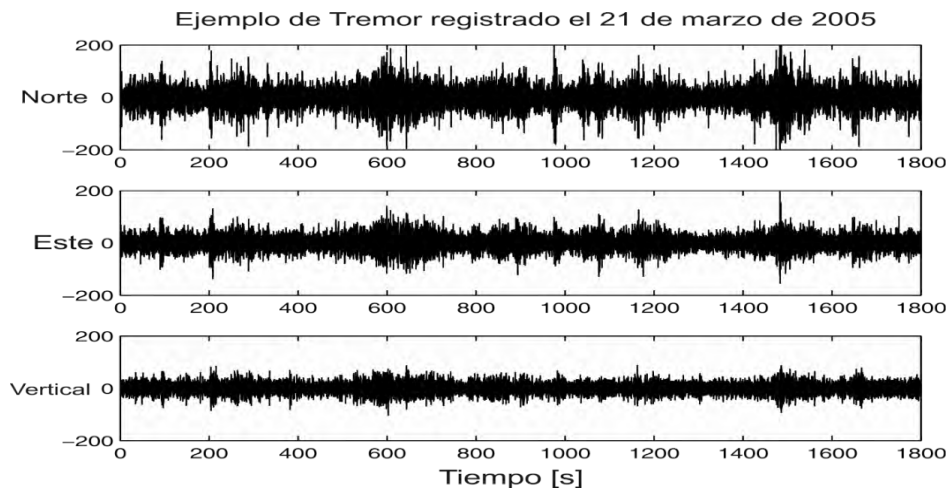


Figura 16 Ejemplo de sismograma con tremor registrado en la estación TONA, aproximadamente a 200 km desde la trinchera. En la componente norte es más claro que la componente este. La componente vertical es claramente la componente más pequeña (Husker *et al.*, 2012).

Algunas de las posibles causas que se relacionan con la génesis de los TT son:

- El movimiento de fluidos a profundidad debido a fracturamiento hidráulico, acoplamiento entre la roca y el fluido almacenado (Seno *et al.*, 2003).
- Actividad tectónica marcada (telesismos, flujo hidrotermal, etc.).
- Fallamiento cizallante de pequeñas asperezas sobre una misma falla (Shelly *et al.*, 2006; 2007b).

- d) Efectos de las mareas debido al periodo de la recurrencia cuando se encuentran cerca a la costa (Shelly *et al.*, 2007).

El TT es difícil de localizar debido a su pequeña amplitud y escasos arribos de ondas impulsivas coherentes, usadas para localizar terremotos ordinarios (Shelly *et al.*, 2006). Los TT y los SSE se relacionan en su producción, sin embargo se suele pensar que son fenómenos con el mismo origen, no obstante esta aseveración es errónea, pues los TT también ocurren durante el periodo de quietud del SSE, y durante su actividad su ocurrencia se encuentra íntimamente modulada por este.

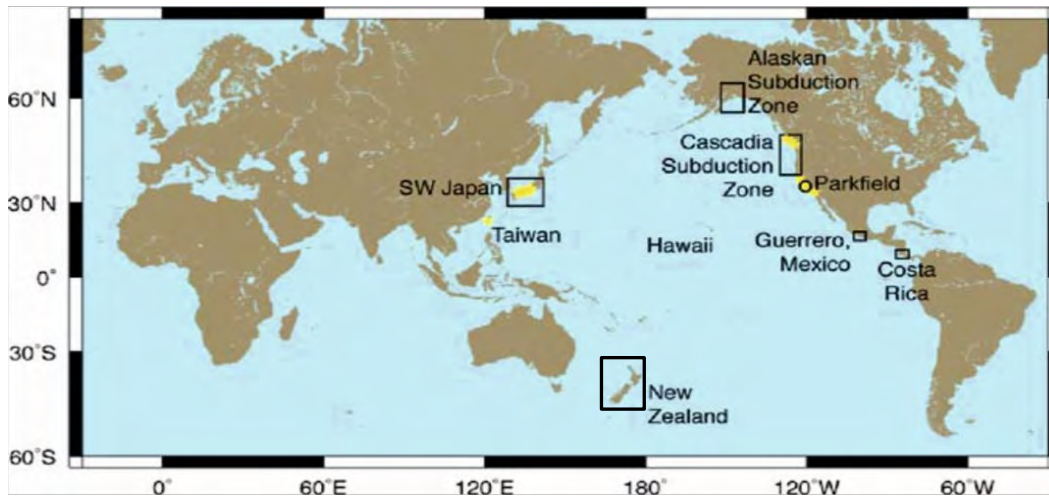


Figura 17 Zonas de subducción a nivel mundial donde los TT y SSE, han sido detectados (Modificado de Rubinstein *et al.*, 2010).

2.4.2 Sismos de baja frecuencia (LFE's)

Durante la actividad de TT ocurren otro tipo de eventos sísmicos conocidos como Sismos de Baja Frecuencia (LFE's) (por sus siglas en inglés, 'Low Frequency Earthquakes') (Rogers *et al.*, 2003, Shelly *et al.*, 2006, 2007; Ide *et al.*, 2007), que probablemente conforman a los TT. Son sismos de magnitud baja, corta duración y baja frecuencia en su espectro (< 10 Hz) y se asocian a pequeños deslizamientos sobre el plano de falla.

Una característica importante de los LFE's es que pueden ser caracterizados en espacio y tiempo, debido a su corta duración y al comportamiento distintivo de pequeños grupos que tienen un comportamiento característicos a lo que se le denomina familia, debido a su repetición y forma de onda (Shelly *et al.*, 2007). Con un apilado de los eventos registrados por familia donde se resalta su forma de onda, se trata de dar una aproximación a las características de su fuente (Frank, *et al.*, 2014).

Estudios previos (Ide *et al.*, 2007 b; Frank *et al.*, 2013; Royer & Bostock, 2014) los han mostrado como pequeñas inestabilidades cortantes o asperezas localizadas a lo largo de la zona de transición entre la zona de bajo acoplamiento y SSEs de corta duración (Frank *et al.*, 2014).

Así mismo se considera que una familia de LFE's, representan un fallamiento repetido en la falla.

2.4.3 Episodios de tremor y deslizamiento (ETS)

Se ha podido evidenciar que los LFE's, SSE y TT, se correlacionan parcialmente espacial y temporalmente en varias zonas de subducción, tales como: Cascadia, (Figura 18) (Dragert *et al.*, 2001), Shikoku (Obara, 2004), Tokai (Hirose & Obara, 2006), México (Frank *et al.*, 2014). En estas zonas episodios repetidos de deslizamiento, que van de milímetros a centímetros en periodos de días a semanas con actividad de TT. Se puede identificar como una señal prolongada, e intermitente en el campo de vibraciones, dicha correlación espacial y temporal de estos eventos se conoce como ETS (por sus siglas en inglés, 'Episodic Tremor and Slip').

Debido a este hallazgo se han tenido que revalidar los modelos físicos planteados acerca de los procesos que rigen la geodinámica de estas zonas, principalmente por variaciones en el margen de fricción, presión y temperatura; ya que cambian dependiendo de la zona de producción de los ETS. Un ejemplo son los SSE producidos en Cascadia y algunos episodios de TT profundos en Japón, los cuales han ocurrido a similares profundidades en zonas de subducción joven, caliente y con predominante corteza oceánica. El SSE que no se produce simultáneamente con el TT, puede tener breves periodos de aceleración de deslizamiento producido por estos TT o tal vez hay zonas más pequeñas dentro de la región del SSE que se deslizan más rápidamente (Rubinstein *et al.*, 2010).

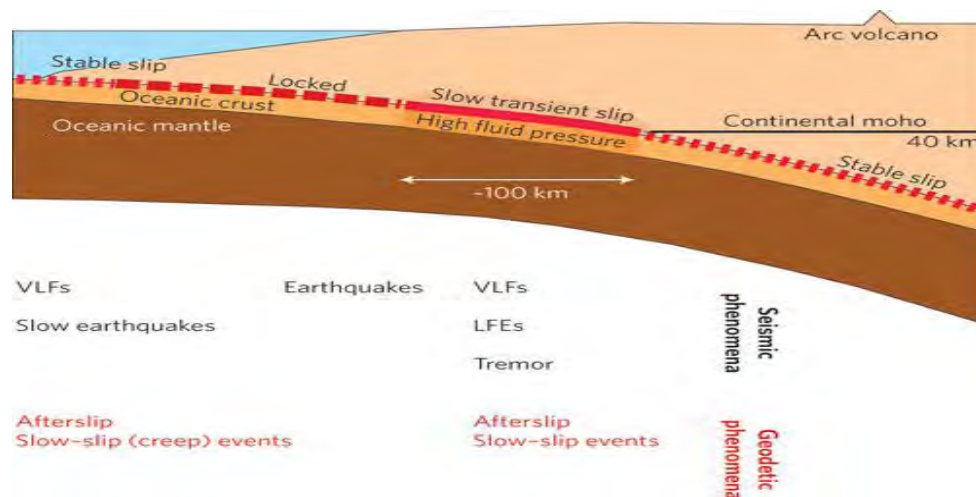


Figura 18 Representación esquemática de la zona de subducción de Cascadia. Se muestran los varios modos de deslizamiento que se creen ocurren en la interface de la placa. La línea roja muestra la zona donde ocurren los fenómenos sísmicos relacionados en la parte inferior. (Modificado de Peng & Gomberg, 2010).

2.4.4 México

La ocurrencia de los SSE, TT y LFE'S, fue reportada en México por Lowry *et al.*, (2001), Payero *et al.*, (2008) y Frank *et al.*, 2013. Estos se ubican en la zona de subducción del país, desde el estado de Jalisco hasta Oaxaca (Ide, 2012). Específicamente en Guerrero, se ha

encontrado una íntima relación entre los tres eventos, localizándolos en la interface y en lugares cercanos a esta (Cruz-Atienza *et al.*, 2015).

En el análisis que se presenta a continuación solo hace referencia al estado de Guerrero y la parte noroccidental de Oaxaca. Pues si bien, en los dos estados se presentan algunos (o varios) eventos atribuidos a este tipo de sismicidad, estos presentan grandes diferencias; principalmente con la duración, profundidad y amplitud de deslizamiento. Ya que los SSE de Oaxaca ocurren cada año y no tienen actividad en la parte acoplada de la zona de subducción (Correa Mora *et al.*, 2009).

En Guerrero los TT se producen entre los 150 km y los 250 km desde la trinchera-tierra adentro (Payero *et al.*, (2008), Husker *et al.*, 2012), su localización epicentral fue determinada con el pico de la distribución espacial de energía examinado en el tiempo (Husker *et al.*, 2012). En las proximidades a la zona sismogénica (pendiente arriba de la placa sobre la interfaz más somera) se sitúan los SSE de mayor duración, los cuales se producen aproximadamente cada cuatro años. 50 km más adentro con relación a la trinchera, se generan los SSE de corta duración (entre los 180 km hasta los 220 km), que ocurren con mayor frecuencia a lo largo de la interface (Husker *et al.*, 2012, Frank *et al.*, 2015) (Figura 19).

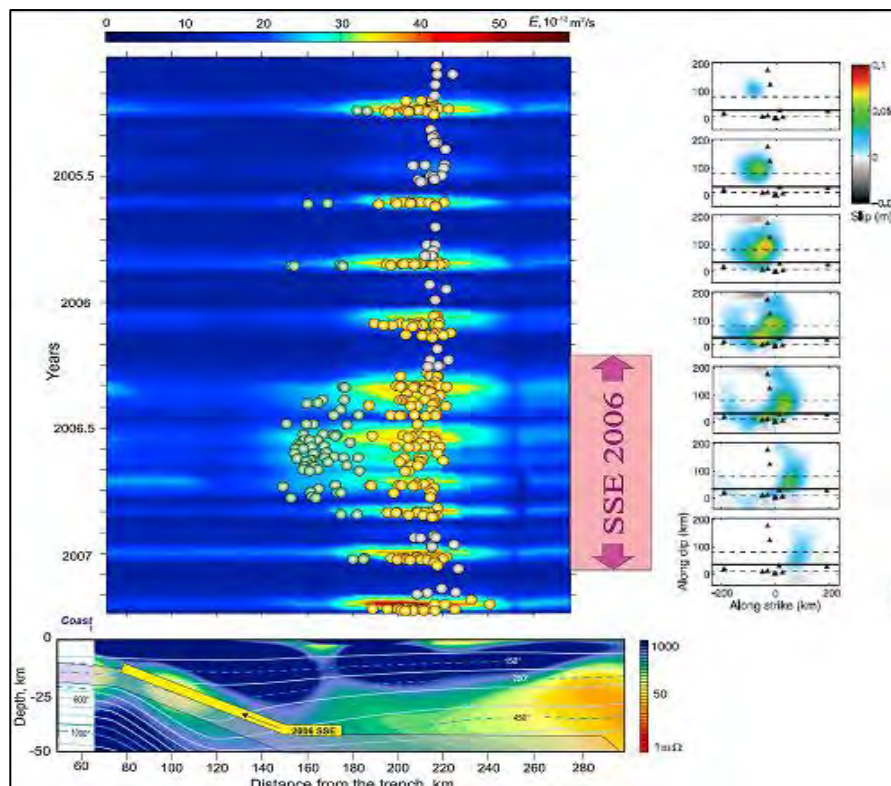


Figura 19 (Superior izquierda) Distribución energética de la localización de epicentros de TT. El fondo en color corresponde a la energía sísmica del TT medida en superficie y sumada en intervalos de dos semanas (Kostoglodov *et al.*, 2010). Los círculos amarillos muestran los epicentros de los TT ubicados entre 180-220 km de la trinchera y los círculos verdes los epicentros de baja energía localizados entre los 150 – 180 km de la trinchera y

los círculos grises los TT localizados en el '*Sweet Spot*'. (Inferior izquierda) Geometría de la zona de subducción de Guerrero, las líneas de color verde muestran las isoclinas de temperatura, los contornos de fondo representan las mediciones de resistividad realizadas por Jödicke *et al.*, 2006 y la franja amarilla simboliza la zona de ocurrencia del SSE 2006. (Superior derecha) Distribución del desplazamiento del SSE de 2006. Los triángulos negros muestran las estaciones de GPS utilizadas para la inversión Radiguet *et al.*, 2011 (Modificada de Husker *et al.*, 2012).

A partir del número de eventos localizados de este tipo, se ha podido caracterizar la zona y llegado a entender la extensión espacial, y los patrones de propagación que se dan tras los deslizamientos transitorios en la interfaz de la placa (Radiguet *et al.*, 2012).

La actividad de LFE's varia fuertemente con la distancia relativa a la trinchera, allí los estudios de Frank *et al.*, (2013) han distinguido dos zonas, con actividad prominente de LFE's y TT. Estas son la '*Transient zone*', que se ubica en la parte baja de la zona sismogénica a 80 y 125 km; allí los LFE's ocurren más frecuentemente. La otra es conocida como el '*Sweet Spot*', allí se genera una actividad continua de TT, y se producen estos eventos con un deslizamiento cortante reducido a ~150 km y 180 km de la costa (Figura 19) (Husker *et al.*, 2012).

Se cree que la producción de estos eventos esta favorecida por la estructura sub horizontal de la placa de Cocos en el estado de Guerrero y por procesos de deshidratación, que se producen durante la subducción tras la generación de gradientes de temperatura y presión que se extienden a lo largo de la placa (Manea & Manea, 2011). Dicha hipótesis puede ser respaldada, con el estudio magnetotérmico hecho por Jödicke *et al.*, 2006, (Figura 19, sub-figura inferior izquierda) que mostró la presencia de anomalías de conductividad, que se interpretan como fluidos liberados desde la placa subducida en la corteza continental superior. Así mismo el estudio realizado por de Manea & Manea, (2011) establece que los fluidos son progresivamente descargados por deshidratación metamórfica de la corteza oceánica subyacente; y coinciden con el área modelada de deshidratación modelada por el estudio.

Igualmente los SSE se han localizado a lo largo de dos partes en la zona de Guerrero: en la parte horizontal de la placa y en cercanías a la zona sismogénica (donde ocurren los SSE de largo y corto plazo, actividad de LFES y TT (Figura 20)). Es posible que las condiciones a lo largo de estas dos secciones de la placa sean diferentes, lo que permitiría que el SSE tenga estos dos comportamientos en una misma zona. Recientemente, estudios realizados por Cruz-Atienza *et al.*, 2015 muestran que los hipocentros de los TT se localizan entre los 40 km y 45 km de profundidad en una zona cercana a la interface la placa, donde también se localizaron 15 diferentes familias de LFE'S con la correlación de la forma de onda para el arreglo MASE, dentro del *Sweet Spot* y la *Transient Zone* (Frank *et al.*, 2013) (Figura 20).

La ocurrencia simultánea de estos fenómenos en la zona revela, la compleja interacción que tiene la diversidad de parámetros físicos involucrados en la producción de un SSE. Para el SSE de 2006 de $M_w = 7.4$ (Rivet *et al.*, 2011) analizaron perturbaciones en las propiedades elásticas causadas por un índice de deformación a profundidad, estos se pudo detectar a través de los cambios de velocidad en las ondas sísmicas, las cuales se correlacionan con la máxima tasa de

dilatación inducida y la fase positiva del deslizamiento del evento. Esta fue interpretada como una respuesta elástica no lineal de la corteza, la cual desaparece rápidamente después de la tasa máxima de esfuerzos del SSE de 2006.

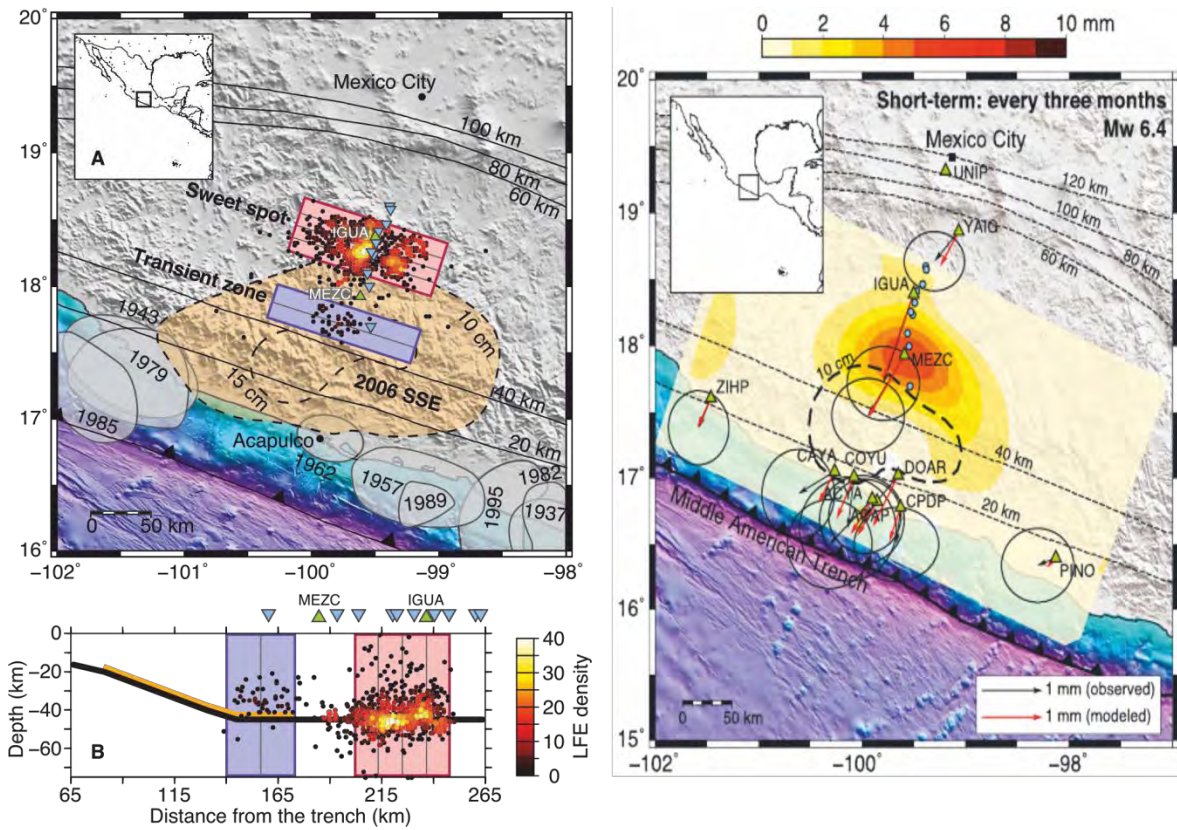


Figura 20 Localización de LFE's y SSE's en Guerrero. (Izquierda – Superior) Ubicación de los epicentros de las 15 familias de LFE's localizadas por Frank *et al.*, 2013, los triángulos verdes representan las estaciones de GPS y los azules las estaciones banda ancha del arreglo MASE. La caja azul representa la *Transient Zone* (Frank *et al.*, 2013) y la rosa el *Sweet Spot* (Husker *et al.*, 2012), las elipses blancas representan las áreas de ruptura de los sismos de mayor magnitud registrados en la zona. (Izquierda inferior) Perfil de profundidad que muestra la localización de los LFE's generados durante el SSE de 2006, bajo las estaciones del arreglo MASE. (Derecha) Distribución del deslizamiento debido a un SSE de corto modelado que se localiza en las proximidades del *Sweet Spot* (modificada de Frank *et al.*, 2013 y Frank *et al.*, 2015).

Bajo este supuesto, Rivet *et al.*, (2014) analizaron los cambios de velocidad para el SSE de 2009–2010 con la actividad de TT, ayudados del modelado numérico de la tasa de dilatación a profundidad y series de GPS. Allí, se determinó que la correlación entre las variaciones temporales de la velocidad, la actividad de TT y su aparente relación con el SSE, sugieren cambios de velocidad en la corteza; que se relacionan con el incremento de la tasa de esfuerzos y la actividad de TT (Rivet *et al.*, 2014). Dichas variaciones indican un comportamiento no lineal de la corteza ligado a los SSE (Figura 21).

2.4.1 Variación del cociente V_p/V_s

Cada vez es mayor el protagonismo que toma el análisis de fluidos en la sismología, ya que según Sibson *et al.*, (1992) y Husen & Kissling, (2001) es un proceso que puede llegar a influir

en la génesis de un sismo. Igualmente, el análisis de las velocidades de ondas de cuerpo o cociente V_p/V_s , proporciona una idea acerca de la estructura que atraviesan estas ondas. La variación de este es comúnmente atribuido a cambios en la litología o composición de la roca (Christensen *et al.*, 1996), las características del fluido y de la zona (porosidad, fracturamiento, presión de poro, saturación, densidad y composición) influyen en la variación de la velocidad de las ondas sísmicas y su radio de Poisson (Husen & Kissling, 2001).

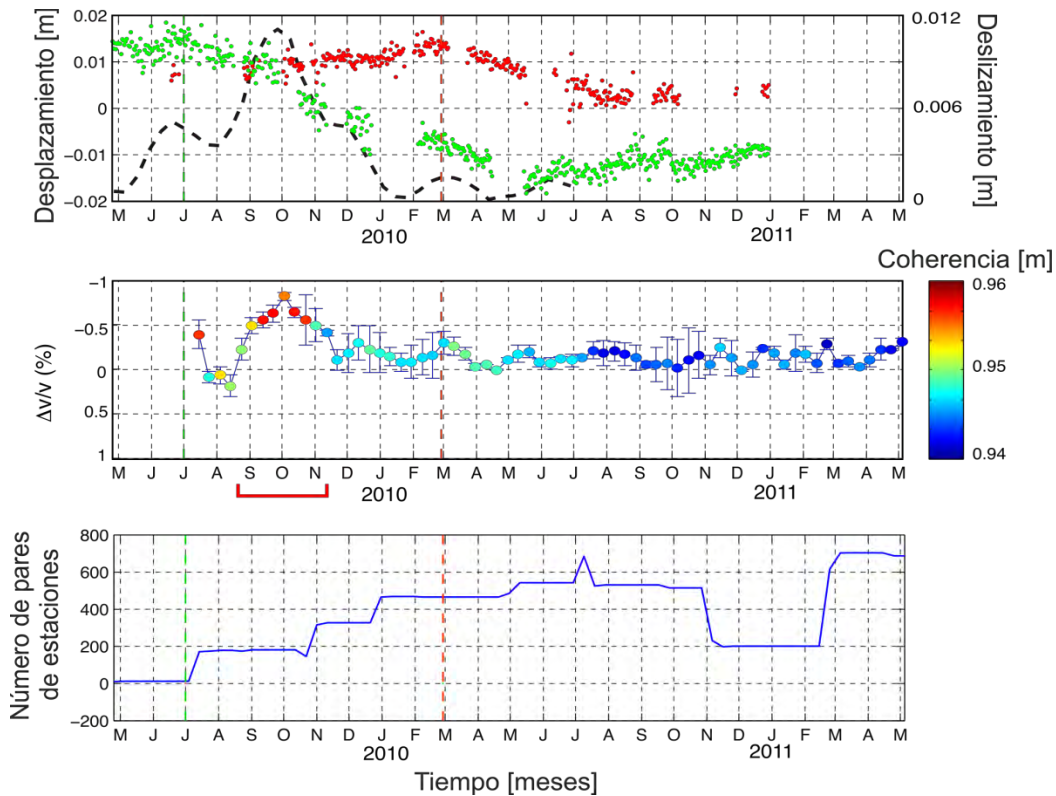


Figura 21 Comparación entre los cambios de velocidad hallados para el SSE de 2009-2010. Arriba, se muestra la serie temporal diaria de desplazamiento registrado en las estaciones de GPS, CDP (rojo) y CAYA (verde) con relación a ITRF 2008 (Altamimi *et al.*, 2011) y el deslizamiento acumulado sobre 10 días secuenciales (línea punteada). Abajo, cambios de velocidades sísmicas usando el método de ‘*Doublets*’ de las componentes verticales de las correlaciones medidas entre pares de estaciones en una banda de 15 a 20 s. La llave roja de forma horizontal en la parte inferior indica la variación más grande observada entre septiembre y noviembre de 2009. Las barras de error representan el promedio de los mínimos cuadrados de error lineal de la regresión de $dt(t)$ calculados a través de la medida del cambio dv/v (Modificado de Rivet *et al.*, 2014).

En el estado de Guerrero, la caracterización de la estructura basada en este cociente sugiere la presencia de una sección de ultra baja velocidad (de 3 a 5 km de espesor y con una velocidad de onda S entre los 2 y 2.7 km/s) en la parte superior de slab que coincide con la región donde los SSE tienen lugar (Song *et al.*, 2009). Esta también fue identificada a través de funciones de receptor (Pérez Campos *et al.*, 2008; Kim *et al.*, 2010, 2012). Así mismo esta ha servido para caracterizar a los TT, tanto física como geológicamente, pues allí se concentra parte de la energía del TT en un segmento de corteza heterogéneo, el cual posee minerales en su mayoría modificados por procesos metamórficos (Manea *et al.*, 2013). En regiones con alto V_p/V_s se

ha encontrado una presión de poro elevada, producida por fluidos que se liberan y ascienden lentamente, debido al gradiente de presión y de densidad hacia la cuña del manto (Huesca, 2013).

Por otra parte durante la ocurrencia de un SSE se ha visto que la presión de poro sobre la interface, puede tener un rápido y significativo cambio en tiempo y en espacio, reflejado en las continuas variaciones de permeabilidad (Shelly *et al.*, 2006; Audet *et al.*, 2009; Peacock *et al.*, 2011), que resaltan la importancia que tiene esta como un parámetro físico que controla la rigidez de la interface de las placas y que provee las primeras evidencias de estudios de fluidos durante un SSE.

CAPÍTULO III METODOLOGÍA

La función de Green (FG), es recuperada a partir de la correlación cruzada de registros de ruido sísmico ambiental (ASN). Esta a través de varios métodos matemáticos, permite inferir las propiedades de la estructura de velocidades y su variación a diferentes escalas, tanto en espacio como en tiempo. Para los fines de este trabajo, las variaciones de la FG que son de nuestro interés, se relacionan con ambas dimensiones (espacio y tiempo). Sin embargo, para la parte espacial solo se hace referencia al cambio relativo que tiene la velocidad de grupo de las ondas de Rayleigh.

En este capítulo se enlistan y explican cada uno de los procesos que hicieron posible el cálculo de los tipos de variación. Para ello se hace hincapié en algunas de sus características, ya que la gran mayoría de estas se explican con detalle en los CAPITULO IV y V. Posteriormente se explican las características de la bases de datos que se compone de tres conjuntos de estaciones: MASE, GGAP y SSN.

Para la determinación de los cambios relativos de la velocidad en tiempo para el periodo de 2009 a 2012 se implementó la técnica de MWCS (*Moving Window Cross Spectral*). Y para la parte espacial, las mediciones de las variaciones de velocidad relativa fueron regionalizadas con una tomografía para la que se utilizaron además de las FG calculadas para cada conjunto de estaciones (MASE-SSN y GGAP-SSN), las FC3 recuperadas para los arreglos no concurrentes.

3.1 Conjunto de Estaciones

En la zona de estudio durante la última década han sido instalados dos arreglos sísmicos temporales no concurrentes, estos son los pertenecientes a los proyectos GGAP y MASE. Para este estudio se incluyeron a estos dos arreglos, 8 estaciones del SSN (Servicio Sismológico Nacional de México) ubicadas en el estado de Guerrero, Morelos y Oaxaca, para los periodos de 2005 -2007 y 2009 – 2012. En total se contó con 37 estaciones del arreglo MASE (Anexo 1) y 11 de los miniarreglos del proyecto GGAP (8 sensores banda ancha y 3 de periodo corto) (Figura 22).

A continuación se muestran las principales características de cada arreglo.

3.1.1 Arreglo MASE

El proyecto MASE (por sus siglas en inglés, *Meso-American Subduction Experiment*) fue desarrollado por el Instituto de Geofísica de la UNAM en conjunto con entidades internacionales, como: el Instituto Tecnológico de California (*CALTECH*) y la Universidad de California en Los Ángeles (UCLA).

Contó con 100 estaciones banda ancha, desplegadas a lo largo de una línea de 600 km que iba desde Acapulco hasta cerca de Tampico en el Golfo de México (Pérez Campos *et al.*, 2008)

(Figura 22). Las estaciones contaron con sensores Guralp 3T (120s a 50Hz) puestos desde enero de 2005 hasta junio de 2007.

Como uno de los productos de este proyecto se encontró que el grosor promedio de la placa entre la primera y la última estación es de aproximadamente 45- 50 Km. Tras el análisis de los datos obtenidos con estudios de tomografía (Husker *et al.*, 2009) y funciones de receptor (Pérez Campos *et al.*, 2008) se ratificó la geometría horizontal de la placa de Cocos en la zona de subducción (Figura 23).



Figura 22 Estaciones utilizadas para la investigación y el cálculo de las FC3. En rojo se localizan las estaciones pertenecientes al SSN, en púrpura las del arreglo MASE y en verde las proyecto GGAP.

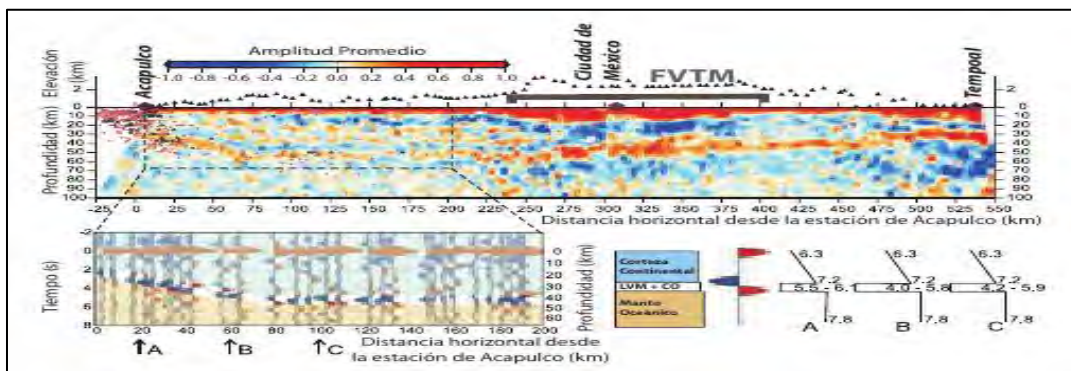


Figura 23 Imágenes de funciones de receptor obtenidas con el proyecto MASE. Los triángulos negros muestran las estaciones a lo largo del perfil con una elevación ampliada 10 veces. La línea gruesa café denota la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). La sísmicidad dentro de los primeros 50 km del perfil es mostrada como puntos de color rojo y negro. En el fondo izquierdo están las funciones de receptor para un evento telúsmico a lo largo de la porción horizontal de la placa. El fondo de la mitad es el modelo de corteza (LVM= Velocidad baja del manto y OC=corteza oceánica). Los modelos de onda compresional A, B y C mostrados en el fondo derecho fueron determinados a través del modelado de la forma de onda de las funciones de receptor, que corresponden a la estructura en A, B, y del fondo izquierdo (Modificado de Pérez-Campos *et al.*, 2008).

3.1.2 Proyecto GGAP (Guerrero - GAP)

Este conjunto de 9 mini arreglos sísmicos se compone de una red temporal de estaciones desplegada en el estado de Guerrero, en el marco del proyecto Franco – Mexicano GGAP (Figura 22). La mayoría de los miniarreglos tenían un sensor de banda ancha (Guralp – CMG-40T con respuesta entre 1s y 100 Hz) rodeado por 6 o 3 sensores de periodo corto (Figura 24) y 6 de los mini arreglos que tienen 3 o 6 sensores de periodo corto de 1 Hz sin un sensor de banda ancha. Como un complemento a la base de datos, se utilizaron tres estaciones adicionales (SATA, PALM y HUIT), cuyos sitios pertenecían al arreglo MASE. (Tabla 4).

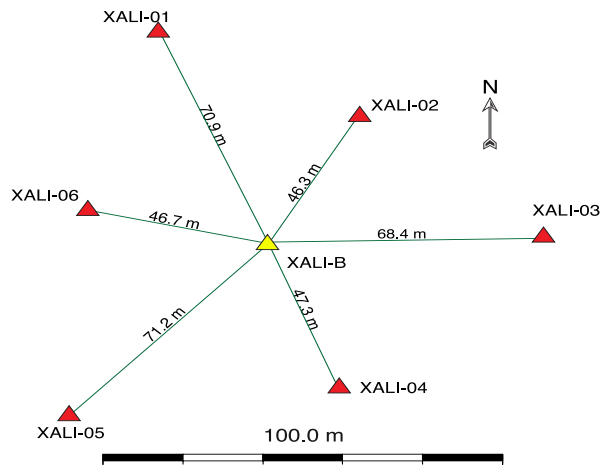


Figura 24 Miniarreglo XALI en perteneciente a GGAP, los triángulos rojos simbolizan los sensores de periodo corto y el amarillo el sensor banda anda (Rivet *et al.*, 2013).

Dentro de la Tabla 4 no se contempla la estación HUIT, debido a que la calidad de las FG obtenidas fue inferior con relación a las demás, en parte esto se debió a la disponibilidad de datos.

Tabla 4 Conjunto de miniarreglos del proyecto GGAP.

| Nombre | Ubicación | | Sensores | |
|--------|-----------|---------|---------------|-------------|
| | Lat. | Long. | Periodo corto | Banda ancha |
| AMAC | 18.605 | -99.384 | | X |
| APAX | 18.091 | -99.949 | | X |
| ATLI | 18.196 | -99.685 | | X |
| XALI | 17.983 | -99.547 | | X |
| ATEN | 18.117 | -99.116 | X | |
| CACA | 18.214 | -99.342 | X | |
| COAC | 18.137 | -99.189 | X | |
| HUIZ | 17.811 | -99.479 | | X |
| SATA | 18.236 | -99.512 | | X |
| PALM | 18.52 | -99.43 | | X |
| TELO | 18.350 | -99.839 | | X |
| TOMA | 18.326 | -99.493 | | X |

3.1.3 Red banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN)

Se eligieron 8 estaciones (Tabla 5) localizadas dentro de la zona de actividad de los TT y SSE, que comprende: la costa del estado de Guerrero, parte norte del estado de Oaxaca y parte sur del estado de Morelos. Ya que estas proporcionan datos continuos y de buena calidad. Los sensores con los que cuentan son STS-2 de banda ancha con 3 componentes (Figura 22).

Tabla 5 Conjunto de estaciones del SSN utilizadas para el estudio.

| Nombre | Ubicación | |
|--------|-----------|----------|
| | Lat. | Long. |
| ARIG | 21.05 | 104.4828 |
| CAIG | 17.04 | 100.2677 |
| MEIG | 17.92 | 99.6197 |
| PLIG | 18.39 | 99.5023 |
| PNIG | 16.39 | 98.1273 |
| TLIG | 17.56 | 98.5663 |
| YAIG | 18.86 | 99.0668 |
| ZIIG | 17.60 | 101.4647 |

3.2 Procesamiento de registros de ruido sísmico ambiental

Para extraer ondas superficiales de registros de ruido sísmico proporcionados por instrumentos banda ancha y de periodo corto, se planteó la siguiente ruta de procesamiento que consta de 6 fases, en las que se articulan desde el tratamiento individual de la señal de los dos arreglos de estaciones (MASE-SSN y GGAP-SSN) hasta su acople para la determinación de las FC3, las variaciones de velocidad y el cálculo de la dispersión (Figura 25).

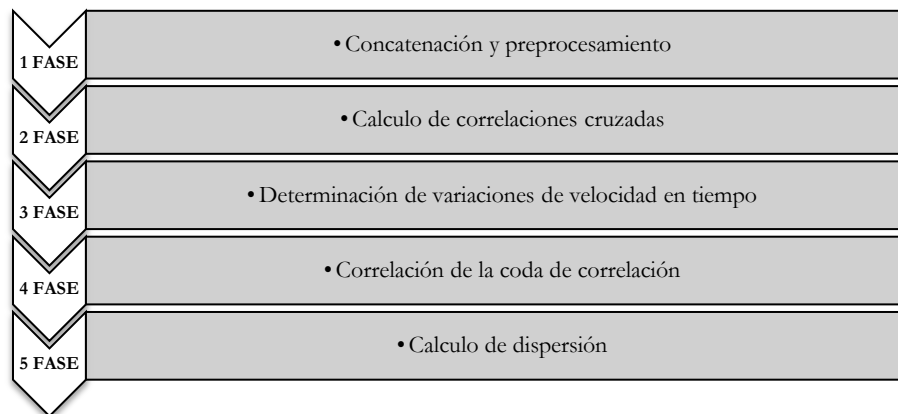


Figura 25 Fases de procesamiento diseñadas para la base de datos.

La explicación de cada fase se explica a continuación.

3.2.1 Fase 1: Concatenación y preprocesamiento

Para el primer conjunto GGAP – SSN, se utilizaron cuatro años de registro que van desde el 01 de enero de 2009 hasta el 31 de diciembre de 2012. En el segundo conjunto, MASE – SSN se utilizó solo el periodo del 01 de enero de 2005 hasta el 31 de diciembre de 2006, ya que en el año 2007; no se tuvo un buen volumen de datos con relación a todo el arreglo de estaciones.

Posteriormente se unificaron los 3 conjuntos de datos en dos pruebas según el periodo de operación de los arreglos, estas se llamaron: MASE-SSN y GGAP-SSN. Guardando solo la componente vertical de cada día de registro a 100 muestras por segundo. Las características que se tomaron en cuenta para la elaboración de la base fueron: el formato de origen, la duración y nombre acorde al formato de la base de datos para este caso fue *SeisComp Data Structure* (SDS). Se eligió así, ya que es un requisito para el funcionamiento del programa *Msnoise 1.2.5* (Lecocq *et al.*, 2014), el cual se utilizó para determinar las correlaciones cruzadas entre pares de estaciones y las variaciones de velocidad en tiempo. La disponibilidad de los datos para cada estación por día se muestra en la Figura 26 (superior) y 26 (inferior).

3.2.1.1 Preprocesamiento de datos

Este resulta ser uno de los pasos más importantes, ya que aquí se homogenizan todas las trazas a fin de tener FG estables. Para cada registro se extrajo cualquier efecto de fuentes intensas cercanas, como los terremotos, en cada proceso de la ruta. Este aparte se realiza para optimizar la comunicación entre la base de datos y los programas donde se realizan los procesos posteriores.

Dentro de la base de datos creada, se realizaron una serie de programas que se encargan de realizar las funciones mencionadas a continuación:

a) Corte y continuidad de trazas

En este subproceso se completan las trazas que no tienen todas sus muestras completas o tienen diferente duración. En cada una de las trazas se verifica que no hallan parches (*gaps*), inconveniente que se produce principalmente cuando falla la transmisión de datos. Y en caso de haberlos se le da continuidad al registro utilizando un valor promedio, calculado entre la muestra anterior y posterior a la discontinuidad, teniendo así registros con una duración de 24 horas. Es importante corregir esto, pues con conjuntos de datos muy grandes el cálculo de las correlaciones pierde calidad.

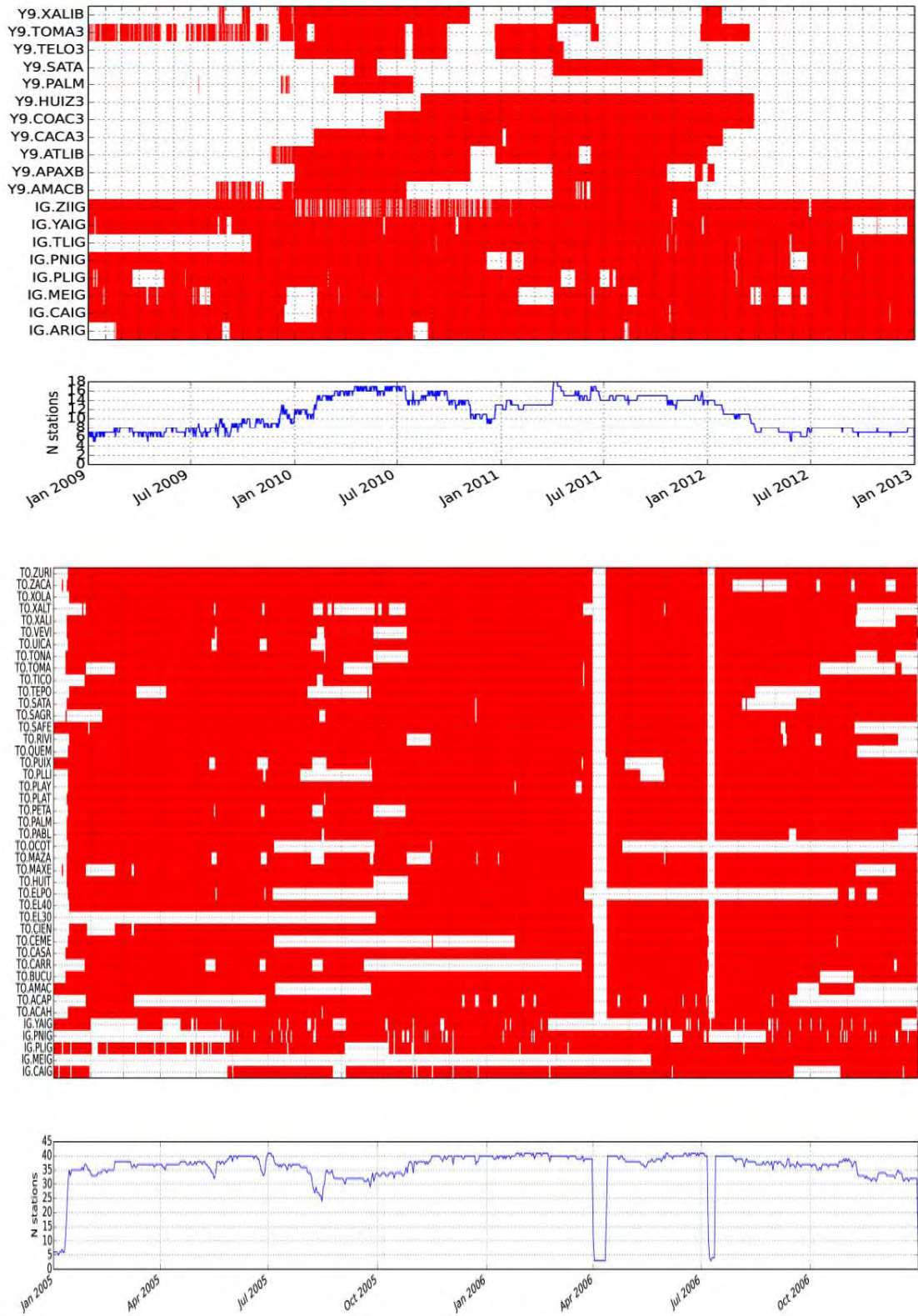


Figura 26 Disponibilidad de datos de cada periodo de tiempo para el conjunto: GGAP – SSN (Superior) y para el conjunto MASE – SSN (Inferior).

a) Extracción de la media, tendencia y taper

En esta parte se alinea cada traza con relación al cero y se eliminan los posibles errores sistemáticos en las amplitudes, los cuales se reflejan en sus máximos y mínimos. Estos aparecen por cambios de temperatura o presión en torno al sensor. El taper hace decaer suavemente a cero las amplitudes en los extremos de los sismogramas, a fin de evitar problemas con posteriores manipulaciones de las señales en el dominio de las frecuencias.

3.2.1.2 Extracción de respuesta instrumental

Inmerso en la medición del instrumento se encuentra un espectro de magnificación que es diferente para cada tipo de sensor. Debido a esto, en los estudios donde se utiliza el ruido sísmico como señal resulta importante quitar dicho rango, con el fin de hacer la comparación homogénea de las señales procedentes de diferentes equipos. A este proceso en sismología se le conoce con el nombre de “Corrección instrumental” o “Extracción de la respuesta del instrumento”. En este se hace la deconvolución de la respuesta del instrumento, con el objetivo de tener solo el movimiento del terreno.

Matemáticamente el sismograma $U(t)$ puede ser expresado como una convolución de tres funciones: la fuente $s(t)$, el medio $g(t)$ y el instrumento $i(t)$, expresándose estas como:

$$U(t) = s(t) * g(t) * i(t) \quad \text{Ec. 3.1}$$

La extracción de la respuesta instrumental es un proceso que consta de dos pasos.

1. Determinar la respuesta del sensor, la cual se encuentra dada por el conjunto de ceros (que pueden ser entendidos como el número de integraciones) los polos (los cuales forman las esquinas de la función de respuesta) y un factor de ganancia, con el cual se convierte de voltaje a unidades de aceleración o velocidad.
2. La segunda parte del proceso, se centra en la realización de una serie de filtros para convertir de la señal analógica a una serie de muestras digitales. La respuesta completa es entonces el producto de todos los filtros y la función completa de respuesta ($R(\omega)$), matemáticamente estos se pueden representar como:

$$R(\omega) = S(\omega) * f_1(\omega) * f_2(\omega) * f_3(\omega) * \dots * f_n(\omega) \quad \text{Ec. 3.2}$$

Donde $S(\omega)$ es la respuesta del sensor, $f_n(\omega)$ representa la serie de filtros como función de la frecuencia. Posterior a esta compleja operación la señal de entrada ($U(\omega)$) puede ser convertida en términos del movimiento del terreno ($V(\omega)$) como:

$$V(\omega) = U(\omega)/R(\omega) \quad \text{Ec. 3.3}$$

La Figura 27 muestra el resultado del proceso matemático explicado anteriormente.

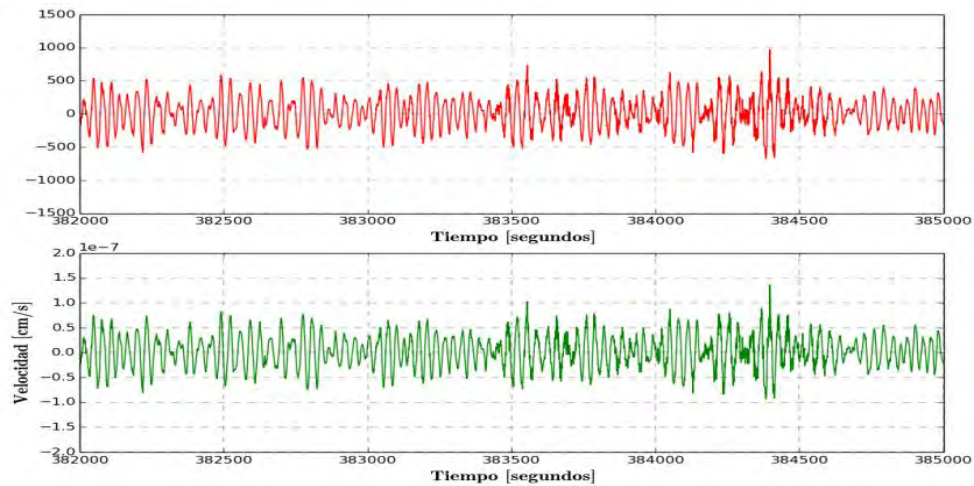


Figura 27 Registro de la componente vertical de la estación PLIG para el día 16 de septiembre de 2009. El registro con el rango de magnificación se muestra en rojo y el registro sin respuesta instrumental en verde.

3.2.2 Fase 2: Cálculo de correlaciones cruzadas

Los primeros programas automatizados para el cálculo de correlaciones cruzadas con datos de ruido sísmico fueron publicados por Goldstein *et al.*, (2003) (usando como principal herramienta el programa SAC) y Hermann., (2002) (con el conjunto de rutinas llamadas *Computer Programs in Seismology*), desde ahí se han desarrollado metodologías alternativas e inclusive software de procesamiento en tiempo real.

Debido al volumen de datos fue necesario hacer el cálculo de las correlaciones cruzadas de forma automática. Su cálculo fue hecho a través del programa Msnoise 1.2.5 (Msnoise), creado por Lecocq *et al.*, (2014). Este programa calcula cambios de velocidad relativa de ondas sísmicas en tiempo usando como materia prima correlaciones de ruido sísmico ambiental. Msnoise constituye una poderosa herramienta para los sismólogos y vulcanólogos, ya que de forma automática permite escanear todo un conjunto de archivos y calcular para cada pareja de estaciones la variación de velocidad correspondiente. Este posee una serie de subrutinas que abarcan desde la comunicación de la base de datos con el procesador, hasta los procesos necesarios para los cálculos de las anomalías y gráficos de dv/v .

A continuación se muestran las principales funciones de cada subrutina de Msnoise 1.2.5.

Tabla 6 Características de las subrutinas utilizadas de Msnoise 1.2.5.

| Subrutina | Funciones |
|-----------------------|--|
| S000_instaler.py | <ul style="list-style-type: none"> ❖ Crea la base de datos en MyLSQ. ❖ Genera la comunicación entre el servidor donde se encuentra la base de datos y el procesador. |
| S001_configuration.py | <ul style="list-style-type: none"> ❖ Define cada uno de los parámetros para todos los pasos del pre procesamiento y procesamiento de todas las trazas (Figura 3.6). |

| | |
|---------------------------|--|
| S002_populate_stations.py | <ul style="list-style-type: none"> ❖ Teniendo en cuenta el tipo de base de datos elegido hace una búsqueda en el directorio donde están las trazas y extrae las características principales de cada estación, guardándolas en la subrutina de configuración. |
| S01_scan_archive.py | <ul style="list-style-type: none"> ❖ Hace un monitoreo automático de la base de datos, dando a conocer las fechas de datos disponibles para cada estación. Además de proporcionar el estatus del registro es decir si se ha modificado o eliminado. ❖ El tiempo de búsqueda con el que se hace este proceso es determinado por el usuario en la configuración del programa, ya que el tiempo de ejecución depende del número de procesadores que se emplee, en este caso siempre se utilizaron de 4 a 6 procesadores, arrojando datos de ejecución de 30 a 90 minutos, dependiendo de la base. |
| S02_new_jobs.py | <ul style="list-style-type: none"> ❖ Busca en la base de datos archivos marcados con la indicación de nuevo (N) o modificado (M). Para los que se encuentren con la indicación N, se encarga de buscar el par de estación con la que se pueda correlacionar, sin repetir. Posteriormente marca de nuevo el archivo con la indicación T (<i>To do</i>) dentro de la base de datos según el tipo de proceso que el usuario necesite. |
| S03cross_correlation.py | <ul style="list-style-type: none"> ❖ Para los pares de estaciones que se encuentran marcados con la letra T, se hace un preprocesamiento que incluye los siguientes procedimientos: <ul style="list-style-type: none"> • Decimación • Filtro pasa bandas • Normalización temporal • Blanqueamiento espectral ❖ Posteriormente se el cálculo de las correlaciones cruzadas inicia con las trazas pre procesadas y es guardado en la carpeta donde se encuentran las rutinas del programa, si el usuario así lo desea. |

En este estudio solo se tuvieron en cuenta las componentes verticales de cada estación, posteriormente para atenuar señales parasitas en los registros se aplica un *Windsorizing* (Tukey, 1963), de tres veces el RMS (*Root Mean Square*) el cual es un método que permite hacer un manejo eficiente de los *outliers*, reemplazándolos con valores menos extremos, localizados dentro de un percentil del 5%.

Seguidamente se hace un blanqueamiento espectral entre las frecuencias de cada filtro, donde se reducen los efectos que pueden ocasionar los sismos en la señal y fuentes que rodean a las estaciones. Posteriormente se hace la correlación cruzada masiva entre cada par de estaciones, con registros de una duración de 24 horas para todo el tiempo de operación de cada conjunto.

Las correlaciones cruzadas para cada par de estaciones, son calculadas después de la ejecución seriada de cada una de las rutinas mostradas anteriormente (desde la S00 hasta la S03), teniendo en cuenta los parámetros dados para su realización.

3.2.2.1 Apilado

La recuperación de la FG se da primeramente por la contribución de ondas que han sido reflejadas o dispersadas, las cuales se muestran como fases coherentes para un lapso de tiempo denotado. Para cumplir con tal fin en este trabajo, las FG son sumadas o apiladas, durante proceso la relación señal ruido del registro aumenta. El tiempo de apilado es bastante importante, ya que la FG que se recupera es de mejor calidad (Figura 28). En este trabajo las FG de cada uno de los grupos fueron recuperadas para todo el periodo de actividad que se tuvo en cuenta de cada arreglo.

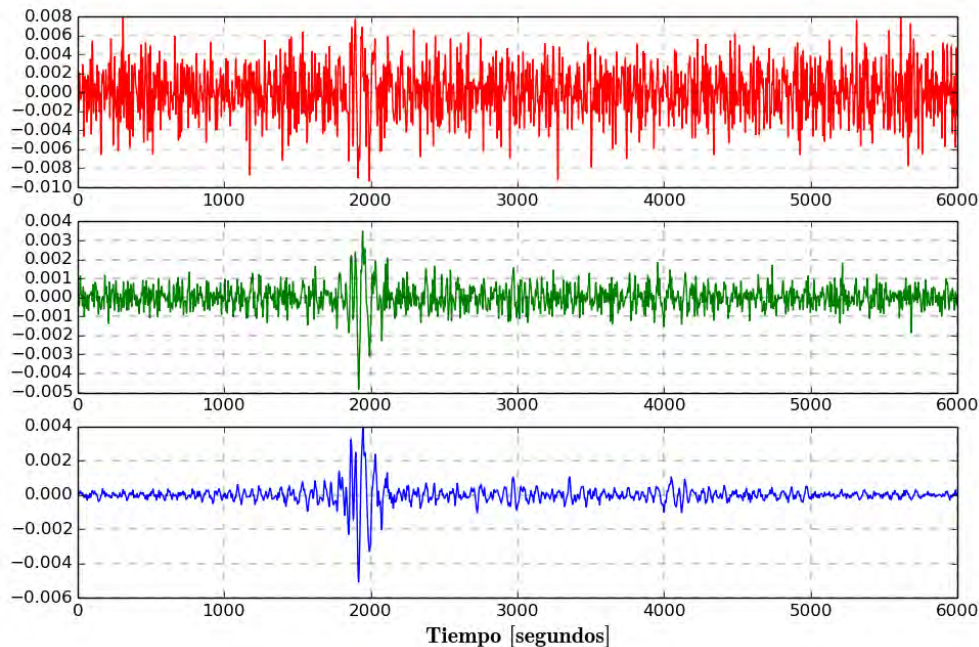


Figura 28 Apilado de la FG de las estaciones ARIG – PNIG para diferentes periodos. En rojo 1 día, en verde 30 días y en azul todo el periodo de 2009-2012.

3.2.3 Fase 3: Determinación de variaciones de velocidad en tiempo

Los cambios que tiene la FG en tiempo, son utilizados para inferir pequeñas perturbaciones que ha sufrido el medio, estas son débiles y se encuentran dentro del ruido de la señal. Estos se perciben directamente como pequeños cambios de velocidad, que pueden ser causados por: inyección de fluidos en actividades relacionadas con procesos hidráulicos (Davis *et al.*, 2003),

migración de hidrocarburos (Zoback & Zinke, 2002), efectos termoelásticos (Meier *et al.*, 2010) y deformaciones transitorias a profundidad (Rivet *et al.*, 2011).

En parte de la zona de estudio, se ha podido evidenciar que durante el SSE, hay pequeñas pero detectables variaciones en la estructura de velocidades, asociadas con el cambio en el margen de esfuerzos (Rivet *et al.*, 2011; 2014). Lo anterior se resalta como una característica de los SSE's, ya que a diferencia de los sismos de origen tectónico que también generan alteraciones en la estructura de velocidades en regiones cercanas a la zona de ruptura (Wegler *et al.*, 2009); estos generan cambios que se intensifican con la profundidad (Rivet *et al.*, 2014).

A continuación, con el fin de calcular las variaciones de la estructura de velocidades en tiempo, y tener un panorama de la zona más actual, se estableció una nueva metodología en la que se usa como principal herramienta el programa Msnoise 1.2.5 (Lecoq *et al.*, 2014) para el cálculo de los dv/v a nivel global y local.

3.2.3.1 Cálculo de variaciones

El método utilizado para medir los cambios de velocidad fue desarrollado por Poupinet *et al.*, 1984, y se conoce como MWCS (*Moving Window Cross Spectral Analysis*), esta técnica mide las diferencias en los tiempos de viaje entre dos formas de onda para una ventana de tiempo ajustando las diferencias de fase en el dominio de las frecuencias. El procedimiento empleado para su aplicación en este trabajo se ilustra en la Figura 29.

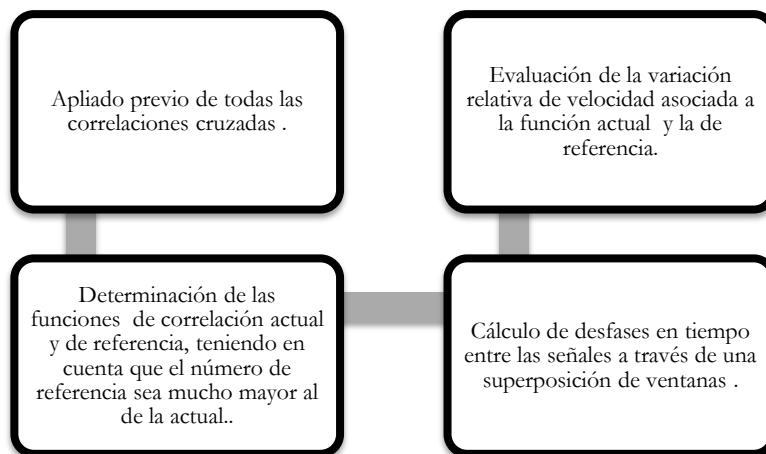


Figura 29 Esquema de procesamiento utilizado para la determinación de variaciones de velocidad en tiempo, basado en los estudios de Clarke *et al.*, 2011.

Con el apilado previo de las correlaciones cruzadas, se determinan las funciones de correlación de referencia (FC_{ref}) y actual (FC_{curr}), que corresponden a una FG promedio para todo el periodo de tiempo y a las FG diarias obtenidas. Se debe tener en cuenta que el número de correlaciones de referencia tiene que ser mayor al actual ($NFC_{ref} \gg NFC_{curr}$). Las

correlaciones actuales contienen el estado reciente de la corteza y las de referencia contienen el valor representativo del estado de fondo del medio (Clarke *et al.*, 2011).

Inicialmente se hace un cálculo de los desfases en entre las dos señales con una superposición de ventanas en el dominio de la frecuencia, a través de un estudio de fase de la correlación cruzada. Lo cual permite una selección precisa de la banda de frecuencia en base a la coherencia entre las dos correlaciones cruzadas ventaneadas; cada desfase corresponde a un *lag* de la correlación, que es tomado como punto central de la ventana (Clarke *et al.*, 2011).

Posteriormente se realiza una evaluación de la variación relativa de velocidad asociada con la FC_{curr} con relación a la de FC_{ref} , aquí se asume por simplicidad que la velocidad de propagación de las ondas es perturbada homogéneamente en toda el área. Dentro de este paso se involucra la evaluación de la tendencia (dt/t) de la estimación de los desfases sobre toda la longitud de la señal.

La pendiente de esa regresión lineal muestra una primera aproximación a la perturbación homogénea de la velocidad de la función actual de correlación con relación a la de referencia (Figura 30). Este retraso dt medido antes y después del cambio global del medio incrementa linealmente con un lapso de tiempo t , acorde a una simple relación:

$$\frac{dt}{t} = -\frac{dv}{v} \quad \text{Ec. 3.4}$$

Aquí dv/v representa el cambio relativo de velocidad, dicho coeficiente permite estimar las medidas precisas de las variaciones (Figura 30). Un punto de cuidado en la implementación de la técnica son los coeficientes de cada uno de los parámetros, tales como: FC_{ref} , N_{cur} , la longitud de la ventana ($LV = 100s$), traslape de la misma ($TV = 5s$) y el número total de las ventanas que son usadas, ya que las proporciones del dv/v pueden verse afectadas. La elección de estos parámetros depende de las características de la función de correlación, dentro de estas las más representativas son: la longitud, el contenido de frecuencias y la rapidez de decaimiento de la señal bajo el nivel de ruido.

Otra técnica utilizada para la detección de variaciones de velocidad en tiempo, es el factor de estiramiento o *stretching*, en esta se estipula que el efecto de un pequeño cambio de velocidad global es capaz de deformar la traza con un cambio de tiempo t por $t' = t(1 - \varepsilon_0)$. En este método la estrategia es interpolar la coda de la FG a tiempos $t(1 - \varepsilon)$ con varios factores de estiramiento y detectar el cambio relativo de velocidad actual que está dado por el factor de estiramiento $\varepsilon_0 = dv/v$, el cual maximiza el coeficiente de correlación entre las trazas.

- **Zonificación y análisis de anomalías por trayectoria**

A diferencia del análisis realizado por Rivet *et al.*, (2014) donde determinaron las variaciones globales de velocidad para un periodo preferencial de 4 a 24s durante los dos subeventos de

SSE's ocurridos durante los años 2009-2010 (donde se cree que el SSE de 2010 fue detonado por el sismo del 27 de febrero de 2010 en Chile), en este trabajo las variaciones de velocidad dadas por los coeficientes de dv/v son halladas globalmente para cada filtro y de manera local para cada trayecto, y posteriormente se zonifican para dar cuenta de la variación de la estructura de la zona sobre cada zona de interés, esto con el fin de tratar de ver qué zona presenta cambios significativos durante los SSE producidos.

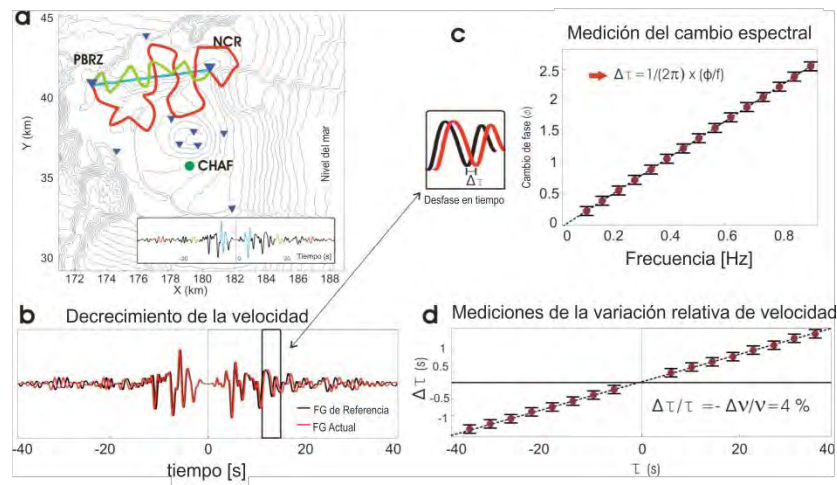


Figura 30 Representación esquemática del proceso de cálculo de las variaciones de velocidad en tiempo. (a). Trayectorias posibles para la reconstrucción de ondas de Rayleigh, con estaciones situadas en el volcán Pitón de la Fournaise (Isla la Réunion, África). (b). La señal negra es la FG de referencia para el par PBRZ-NCR ([0.1-0.9] Hz). La señal roja es la FG actual correspondiente a un decrecimiento relativo de velocidad del 4% dentro del edificio volcánico. Los tiempos negativos y positivos de las FG son normalizados separadamente para resaltar la simetría de la fase. (c). La estimación de los cambios de base a través de la regresión lineal de los espectros de fase. (d) Medida de los cambios en tiempo entre la FG de referencia en la perturbada ($\frac{\Delta\tau}{\tau}$) (modificada de Brenguier *et al.*, 2008).

Las variaciones de velocidad global fueron detectadas para la zona comprendida entre los 3 arreglos de estaciones utilizados: GGAP, MASE y SSN. Estos fueron elegidos, ya que registraron la actividad sísmica de una de las regiones con mayor número de sismos al año y mejor instrumentada (terremotos con $M > 6$) y además monitorearon durante su periodo de acción sitios de interés para el estudio de los SSE, por lo que pueden proveer mayor resolución a este tipo de estudios.

Posteriormente con el fin de analizar el papel que tienen las estructuras locales de cada zona, se realizó el mismo procedimiento para 3 pruebas (Tabla 7). En las cuales se redistribuyeron los grupos a fin de determinar trayectorias o zonas más anómalas, los cuales se muestran en la Figura 31.

Tabla 7 Grupos diseñados para la veracidad de las detecciones de dv/v en tiempo.

| Grupo | Conjunto de estaciones |
|-------|------------------------|
| 1 | GGAP |
| 2 | GGAP – SSN |

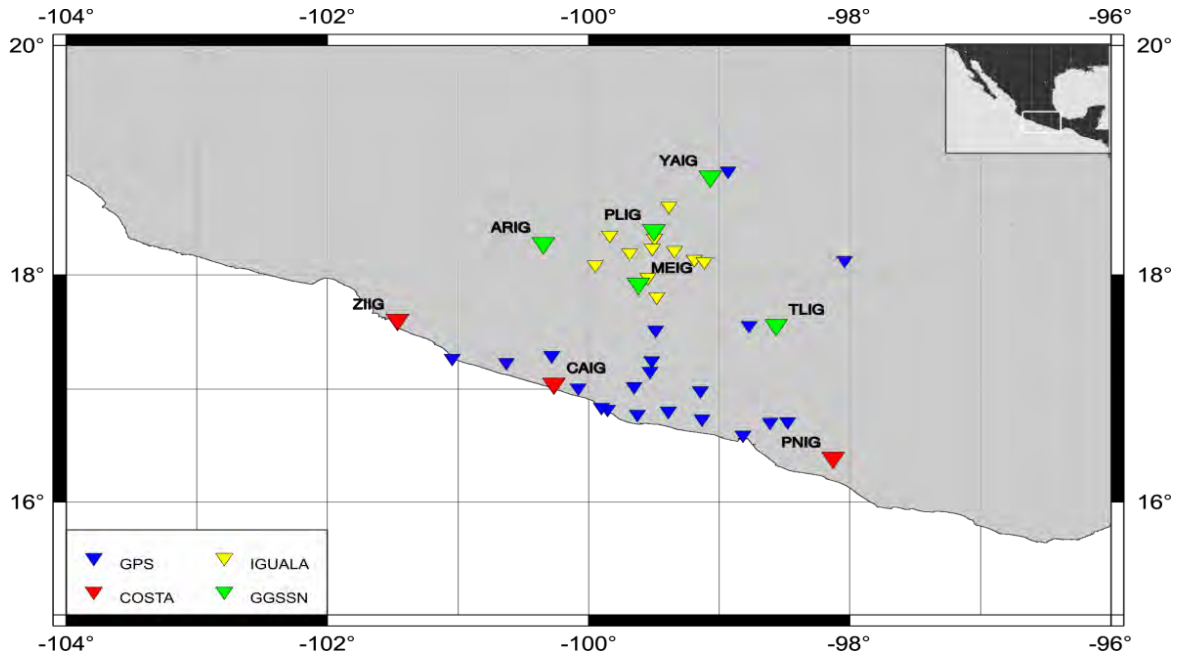


Figura 31 Grupos de análisis para la detección de anomalías regionales en la zona de estudio. En rojo las estaciones del grupo costa, verde del grupo Iguala, amarillo del grupo GGAP y en azul las estaciones de GPS del estado de Guerrero y alrededores.

3.2.4 Fase 4: Correlación de la coda de correlación

La coda de la FG proporciona información acerca de un mayor número de trayectorias por las que han pasado las ondas sísmicas dispersadas, esta permite realizar mejores mapeos que develan cambios en la estructura del medio (Stehly *et al.*, 2008). Dichos cambios se infieren a través de los retrasos o adelantos del modo fundamental de onda de Rayleigh, que posteriormente se correlacionaran con las variaciones de las propiedades físicas y tectónicas tanto globales como locales de la zona.

En la sección anterior se explicó la técnica para detectar los cambios temporales de la velocidad, allí se apilan las FG recuperadas de muchas estaciones y se ponderan sus mediciones, con el fin de tener una variación global para la zona. Esta sección se hace énfasis en las variaciones espaciales, que son obtenidas con el apilado de las FG por todo el tiempo de cada uno de los conjuntos (GGAP-SSN y MASE-SSN), para localizar anomalías de velocidad en la zona de estudio.

El cálculo de las FG, usadas para la detección de este tipo de variación se hizo implementando la metodología propuesta por Stehly *et al.*, (2008) (Capítulo I). Primero se utilizan las estaciones concurrentes en tiempo para poder recuperar la FG entre cada par. Luego para generar FC3 con las estaciones que no son concurrentes, se hace una correlación de la coda inmersa dentro de las FG para cada par de estaciones, donde se hace uso de las correlaciones de una fuente fija

y dos virtuales (estaciones base). Una fuente virtual hace referencia a todas las posibles fuentes utilizadas para el cálculo de las FG.

La convergencia de la FC3 hacia la FG demuestra que para la parte tardía de las funciones de correlación hay un mayor contenido de ondas que han sido dispersadas. Mientras la fuente de ruido es variable, en esta se observa que la parte tardía de la función de correlación de ruido es muy estable y permite el monitoreo de los pequeños cambios en la velocidad (Campillo *et al.*, 2005).

El método opera bajo la suposición de que la estructura de velocidades de la zona, no ha tenido cambios abruptos a lo largo del periodo de interés y durante el periodo de actividad de las estaciones concurrentes. La FC3 total, se compone de dos etapas de correlación: una individual y una grupal, en la primera se hace la correlación para todo el periodo de tiempo de cada una de las estaciones temporales (arreglos MASE y GGAP) con las permanentes (CAIG, PLIG, PNIG, YAIG y MEIG).

En la segunda, se hace una correlación de la FG total entre estos dos grupos de correlaciones tanto para la parte positiva como para la negativa, se apilan y se obtiene como resultado la FC3. Para el cálculo de las correlaciones parciales y totales, el SNR es el principal indicador de la calidad del proceso de cálculo. Sin embargo, para este caso a diferencia de las correlaciones anteriores el umbral para obtener una FC3 de calidad es con un valor de SNR mayor o igual a 2. Con esta se pretende generar un aumento de resolución debido al incremento de rayos por la meta correlación de arreglos de estaciones.

3.2.5 Fase 5: Curvas de dispersión

Debido al carácter dispersivo de las ondas de Rayleigh se hace necesario cuantificar la variación que tiene su velocidad con relación a la profundidad en la zona de interés, para ello se hace uso del tiempo de viaje de las ondas sísmicas con respecto a la frecuencia o análisis de tiempo - frecuencia (FTAN), con el que se calculan las curvas de dispersión y posteriormente se determinan las anomalías en la velocidad de grupo, con la inversión de los tiempos de arribo de la onda de Rayleigh.

3.2.5.1 Cálculo

Las ondas superficiales son sensibles a la estructura de la Tierra a diferentes profundidades con respecto a su periodo. En general, los cortos tienden a muestrear las capas lentas cercanas a la superficie mientras los largos, velocidades rápidas encontradas en lo más profundo de la Tierra (Li *et al.*, 2009). Esta característica es importante ya que la cuantificación de esta dispersión es usada para estudiar la estructura de la corteza de la Tierra y el manto superior.

Una forma esquemática de representarlo es a través de las curvas de dispersión, las cuales dan cuenta de la variación de la velocidad con relación a la frecuencia o el periodo. En este trabajo, las curvas fueron calculadas con el método FTAN o Análisis Tiempo – Frecuencia (por sus

siglas en inglés *Frequency Time Analysis*, Dziewonski *et al.*, 1969). Este método consiste en extraer la curva de dispersión para velocidad de grupo o fase del modo fundamental de la onda de Rayleigh.

En la técnica FTAN se emplea un sistema de filtros Gaussianos de banda angosta con varias frecuencias centrales. Esta serie de filtros no introducen distorsión en la frecuencia y da una buena resolución en el dominio tiempo-frecuencia. Para cada banda el cuadrado de la amplitud de la FFT de la señal filtrada, es la energía llevada por el componente central de la frecuencia de la señal original.

Posteriormente es determinado el tiempo de arribo el cual es inversamente proporcional a la velocidad de grupo, para una distancia conocida, la energía es obtenida como una función de la velocidad de grupo a cierta frecuencia central (Ndikum *et al.*, 2014). Este proceso se repite para varias frecuencias centradas. Finalmente la salida del método es una matriz cuyas filas son los valores de energía a un cierto periodo y las columnas son los valores de energía a una velocidad de grupo constante (Figura 32).

El método FTAN, fue implementado automáticamente para todo el conjunto de FG. Inicialmente los resultados que se obtienen arrojan valores de periodo, velocidad de grupo, energía y error. Para los cuales posteriormente se selecciona el valor de velocidad que tenga el menor margen de error y que esté acorde a la tendencia de los datos anteriores, con el fin de tener una curva de dispersión con un mínimo de 'outliers'. Finalmente, la curva obtenida es suavizada con un ancho de ventana 10 s (Figura 32).

3.3 Tomografía de ruido sísmico ambiental (ANT)

Debido a lo complejo que resulta mapear la estructura de velocidades somera de una zona con los métodos tradicionales: fuente puntual y fuente controlada o activa, en los últimos años con el uso de la interferometría de ruido sísmico, se han podido detectar anomalías de velocidad extrayendo el campo de vibraciones de este tipo de registros (Nicolson *et al.*, 2012). Esta técnica conocida como ANT (*Ambient Noise Tomography*) se ha convertido en una poderosa herramienta que ha permitido utilizar un mayor número de registros y mapear estructuras en zonas con poca actividad sísmica.

Con la velocidad de propagación de las ondas sísmicas es posible estimar las anomalías que subyacen en el medio por el cual viajan, estas pueden estar atribuidas a cambios en parámetros físicos como: la densidad, los módulos elásticos, la temperatura, etc. Asimismo la velocidad da una primera idea de las heterogeneidades del medio por el que pasan las ondas sísmicas, sin embargo, esta no es posible de determinar de manera directa, para ello, una de las técnicas que emplea es la inversión tomográfica.

En esta se hace un mapeo de las anomalías de velocidad de una zona, que son calculadas de los contrastes entre un modelo de velocidad de fondo (teórico) y uno observado. Aquí se

relacionan los tiempos de viaje obtenidos con la solución de un problema inverso y los tiempos observados, que son medidos del arribo de una fase u onda.

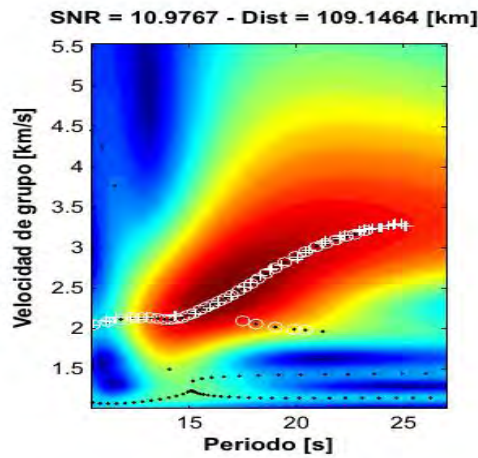


Figura 32 Curva de dispersión de velocidad de grupo para la FC3 de las estaciones ATEN y CARR.

En el problema inverso se busca un conjunto de parámetros \mathbf{m} que satisfaga de la mejor manera los datos observados \mathbf{d}^{obs} a través de una relación conocida (modelo matemático). Este es tratado como un problema de optimización, en el cual una función objetivo es definida y minimizada para producir una solución.

Partiendo de la premisa, donde alguna propiedad elástica en la superficie de la corteza puede ser representada como la combinación de una serie de parámetros \mathbf{m} , entonces el conjunto de datos \mathbf{d} puede ser predicho por un arreglo numérico entre la fuente y el receptor a través de una integración lineal a través del modelo. La relación entre los datos y el modelo de parámetros (Ecuación 3.5), forma las bases para cualquier método de tomografía.

$$\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m}) \quad \text{Ec. 3.5}$$

En cualquier conjunto de datos observados \mathbf{d}_{obs} y modelo inicial \mathbf{m}_o , la diferencia entre $\mathbf{d}_{obs} - \mathbf{g}(\mathbf{m}_o)$ da una predicción de que tan bien la predicción del modelo actual satisface los datos. En los problemas de inversión tomográfica se manipula \mathbf{m} con el fin de minimizar la diferencia entre los datos observados y predichos, sujetos a alguna regularización que puede ser impuesta.

El resultado final será una representación de la estructura real, la cual puede mejorar dependiendo de una serie de factores, que son: 1. Que tan bien los datos observados satisfacen las predicciones del modelo, 2. Los supuestos hechos en las parametrizaciones del modelo, 3. Los errores en los datos observados, 4. Mejora del modelo para determinar el modelo de predicciones y 4. El grado bajo el cual los datos son restringidos al modelo de parámetros (Rawlinson & Sambridge, 2003).

El tiempo de viaje define las variaciones de velocidad, que son determinadas para dos puntos (emisor - receptor), para un rayo inmerso en un medio de velocidad continua se puede expresar como:

$$t = \int_{L(v)} \frac{1}{v(x)} dl \quad \text{Ec. 3.6}$$

Donde L es la longitud del rayo, dl un elemento de longitud de la trayectoria y $v(x)$ la velocidad del campo, en esta ecuación explícitamente se infiere la lentitud $\left(\frac{1}{v(x)}\right)$ a lo largo de la trayectoria. Esta ecuación es lineal así que la integración de las trayectorias depende de la lentitud (Huesca, 2013).

Las observaciones en el modelo anterior corresponden a los tiempos (t^{obs}) de cada trayectoria (t_j) a diferencia de la tomografía convencional, los tiempos de llegada t_j son tomados con relación al arribo de la onda de Rayleigh. Los tiempos calculados t^{cal} , son los predichos por un modelo de velocidad de la región y los residuales (ΔT_j) la diferencia entre ambos:

$$\Delta T_j = t_j^{obs} - t_j^{cal} \quad \text{Ec. 3.7}$$

Para la solución del problema anterior, se hace una minimización de los residuales con el fin de obtener un modelo cuya diferencia tienda a cero. Este es un proceso iterativo que incluye la solución del problema directo e inverso en cada iteración, el problema inverso linealizado de manera sencilla puede ser escrito como:

$$\Delta d = G \Delta m \quad \text{Ec. 3.8}$$

G es la matriz Jacobiana que contiene a todas las derivadas parciales de los tiempos, Δm la perturbación de los parámetros del modelo y Δd expresa las perturbaciones de los datos. Con relación al problema relacionado en la tomografía la Ecuación 3.8 puede reescribirse como:

$$\Delta T_j = L_{ij} \Delta U_j \quad \text{Ec. 3.9}$$

Donde ΔT_j son los residuales de los tiempos de viaje y el modelo de fondo, ΔU_j las perturbaciones de la lentitud y L_{ij} (dependiente del número de bloques con lentitud constante m y el número de rayos j) una matriz que corresponde a la distancia a travesada por cada rayo, algunos de los elementos de la matriz L serán cero pues cada segmento de será usualmente atravesado por un pequeño conjunto de rayos.

La localización de una anomalía de velocidad con una tomografía se hace a través de una discretización espacial, para ello se modela la alteración que tiene la estructura de velocidades en una rejilla por cada rango de frecuencia analizado. Dentro de este proceso cada parte del rayo que atraviesa una sección de la rejilla es multiplicado por la lentitud. Los tiempos de viaje

teóricos son calculados con relación a la trayectoria entre la fuente y el receptor, para este caso se asume que es que describen cada uno de los rayos entre pares de estaciones es recta.

El Método utilizado para dar solución al problema inverso es el de Marquardt-Levenberg, en este se establece un coeficiente de amortiguación que restringe el número de soluciones, agregándolo a la ecuación anterior y con el uso de la matriz de la inversa generalizada, esta se puede escribir como:

$$\Delta m^{est} = [G^T G + \epsilon^2 I]^{-1} G^T \Delta d \quad \text{Ec. 3.10}$$

Donde ϵ^2 representa el factor de amortiguamiento el cual tiene la función de I es la matriz identidad. Este valor debe elegirse con cuidado, ya que los valores grandes de ϵ favorecen una solución de semi norma pequeña con una norma de residuo grande, mientras uno pequeño causa el efecto contrario. En este caso la elección de ϵ se hizo con una curva de *trade off* donde se relaciona la varianza del modelo y los parámetros, y se obtiene ϵ óptimo con una variación mínima entre los dos conjuntos de datos (Figura 33).

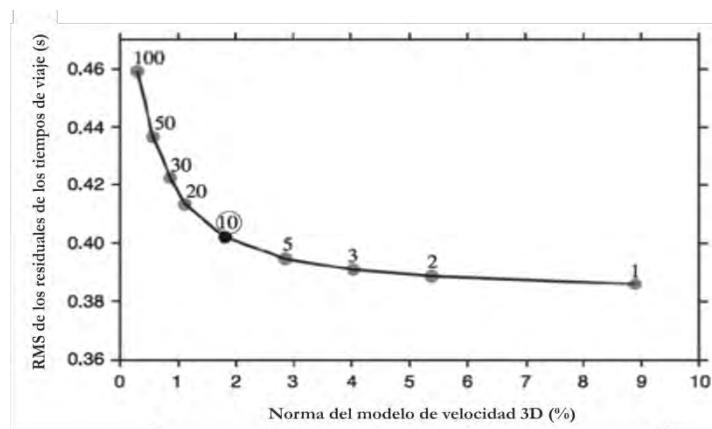


Figura 33 Ejemplo de curva de *trade off* para la determinación del coeficiente de amortiguamiento óptimo en estudios de tomografía. El número junto a la línea denota el valor de ϵ , el círculo negro muestra el ϵ óptimo (Modificada de Huang & Zhao., 2004).

Dentro de las soluciones al problema inverso el gasto computacional se centra en la solución de la matriz L , si el número de parámetros es pequeño entonces la solución puede ser encontrada usando métodos de solución clásicos tales como, descomposición LU, Cholesky y gradiente conjugado, el utilizado para la solución de este problema fue SVD, o *Singular Value Decomposition*, este constituye una forma sencilla de solucionar matrices rectangulares en dos o tres matrices ortogonales y una matriz diagonal a través de sub espacios fundamentales. Esta es la herramienta perfecta para solucionar problemas de mínimos cuadrados ya que provee la mejor forma de aproximar una matriz a una de bajo rango.

A parte de la amortiguación, hay dos factores los cuales le atribuyen un índice de calidad a la inversión estos son: la matriz de resolución y la matriz de resolución, que corresponde a:

$$\Delta m^{est} = G^{-g} \Delta d^{obs} = R \Delta m^{real} \quad \mathbf{Ec. 3.11}$$

La diagonal de la matriz R da cuenta del elemento estructural más pequeño que se puede recuperar tras la inversión (Huesca, 2013), es decir, en una escala de 0 a 1 da una idea de la cantidad de rayos que cruzan por esa celda y a partir de esta se puede dar un nivel de credibilidad de la anomalía que se presenta con relación a la distribución de estaciones.

$$d^{pre} = [G G^{-g}] d^{obs} = N d^{obs} \quad \mathbf{Ec. 3.12}$$

CAPÍTULO IV ANÁLISIS TEMPORAL

Se detectaron variaciones temporales en las velocidades de las ondas sísmicas, para el periodo comprendido entre los años 2009 a 2012. Estas fueron explicadas con relación a mediciones de desplazamiento obtenidas de la red de GPS del estado de Guerrero, fenómenos de sismicidad lenta y estudios de parámetros elásticos de la corteza bajo la zona. A continuación, se muestran el conjunto de explicaciones para las variaciones detectadas, con base en los estudios previos realizados.

4.1 Cambios de velocidad en el tiempo

Se calcularon las variaciones en tiempo de las velocidades o coeficiente de dv/v para el periodo de 2009 a 2012, a través de los desfases encontrados entre las FG parciales (calculadas para un apilado de 10 días) y una de referencia, la cual corresponde al producto del apilado total de las FG obtenidas diariamente de la correlación cruzada de registros de ruido sísmico ambiental. Los dv/v mostrados a continuación (sección 4.1), se calcularon para el conjunto de estaciones pertenecientes a los arreglos SSN y GGAP (17 sismómetros banda ancha y 3 de periodo corto pertenecientes), agrupando toda la zona de estudio (Figura 29).

El cálculo de $\frac{dv}{v}$ en la zona, inicialmente se hizo por trayectoria (*i.e.*, par de estaciones) y posteriormente de manera global, es decir; un promedio ponderado de los $\frac{dv}{v}$ obtenidos por día para todo el conjunto de estaciones. Los valores de $\frac{dv}{v}$ se calcularon con la parte de la coda reconstruida a partir de la FG, empleando el método de MWCS (Capítulo III), a partir del cual se midieron los retrasos ($dt(t)$) para una pequeña ventana superpuesta a distintos tiempos. Estos fueron determinados como los cambios de fase medidos en el dominio de la frecuencia, donde la pendiente de la distribución de $dt(t)$ mostró un cambio en el medio que se puede expresar por medio de la relación $\frac{dv}{v} = -\frac{dt}{t}$.

El cálculo global de los dv/v se obtuvo para los pares de estaciones disponibles por día y cuyo margen de coherencia fuera superior de 0.6. Esto arrojó un promedio de 7 estaciones por día para los años 2009 y 2012 (Figura 26), que coinciden con el inicio y retiro del proyecto GGAP. Para el periodo de 2010–2011 se contó con un promedio de 11 estaciones debido a la intermitencia de datos en los conjuntos de estaciones. Lo anterior es importante, ya que para el cálculo ponderado de la anomalía, el error y su coherencia se relacionan directamente con la veracidad de las detecciones y el número de pares de estaciones.

El primer cálculo de dv/v , se hizo para el rango mínimo y máximo de periodo al que permitió llegar el conjunto de instrumentos (entre 1 y 20 s) para todo el conjunto de estaciones. Este mostró que no es posible detectar valores de dv/v para un filtro con una banda tan grande, sin embargo; como se puede ver en la Figura 34 para los años de 2009, 2011 y 2012, hay

continuos dv/v que si bien no tienen un rango significativo para la zona con relación a los estudios previos (*e.g.* Rivet *et al.*, 2011; 2014) dieron cabida al análisis de secciones más pequeñas de corteza, pues el cambio en la estructura de velocidades del medio no afectó de manera global a esta.

El año 2010 a pesar de tener registro de variaciones, la magnitud de estas es muy pequeña con relación a los otros años, por lo tanto se puede decir que la sección de corteza para ese periodo, si bien tuvo una alteración de velocidad, esta es homogénea desde el SSE de 2009 o posiblemente el cambio que se percibe para este año se localiza en rangos de profundidad específicos (someros o profundos) que el filtro no puede mapear.

Así mismo en la Figura 34 se muestran los apilados para 10 y 30 días, no obstante; el apilado que se tuvo en cuenta para la realización de los cálculos y análisis de dv/v , fue el de 30 días, ya que para días anteriores y posteriores se pierde la resolución y coherencia en su cálculo, además de reportar comportamientos no creíbles del medio.



Figura 34 Variaciones de velocidad calculadas para el filtro de 1 a 20 s (Azul), para apilados de 10 (arriba) y 30 días (abajo), para los arreglos GGAP y SSN.

La segmentación en periodos más pequeños permitió monitorear los dv/v desde la corteza superior hasta la parte media inferior, con filtros de banda agosta (5s y 10s). A fin de detectar los dv/v y atribuirlos a diferentes rangos de profundidad, ya que se ha visto en trabajos previos que los dv/v tienen una localización incierta y emergen en una banda de periodo preferencial (Snieder *et al.*; 2002, Brenguier *et al.*; 2008). Los periodos utilizados para cada una de las pruebas posteriores se muestran en la Tabla 8.

Tabla 8 Periodos de filtrado y profundidad aproximada de cada anomalía de velocidad detectada.

| Número de Filtro | Periodo | Color | Profundidad [Km] |
|------------------|---------|--------------|------------------|
| 1 | 1 – 10 | Amarillo | 13.3500 |
| 2 | 5 – 10 | Verde Oscuro | 27.3675 |
| 3 | 1 – 5 | Magenta | 20.0250 |
| 4 | 10 – 15 | Cian | 8.0100 |
| 5 | 15 – 20 | Negro | 33.3750 |
| 6 | 10 – 20 | Crimson | 46.7250 |

Los filtros de banda angosta mostraron un registro de anomalías emergentes que se centran en los periodos de 2009.7-2010.1, allí para el filtro de 10-20 s, se registra una anomalía de velocidad cercana $\pm 0.3\%$ durante los meses de julio y septiembre, y de $\pm 0.18\%$ para la parte final de año de 2012. Dichas mediciones son mostradas en la Figura 35, donde se presentan los valores de dv/v obtenidos para los dos filtros gruesos, los cuales tienen como periodos centrales 5 s y 15 s y un apilado 30 días.

Ambas bandas de periodo muestran el comportamiento no lineal de la sección del medio que mapean, empero; dichos cambios son más visibles para el filtro de 10 -20 s (Figura 35). Esto deja entrever que el medio sufre pequeñas pero continuas alteraciones, que son visibles para los periodos de junio de 2009 a febrero de 2010 y de julio de 2010 hasta diciembre de 2012. En este periodo la corteza presentó variaciones para periodos 32 días (aproximadamente), mapeadas a lo largo de la zona de estudio.

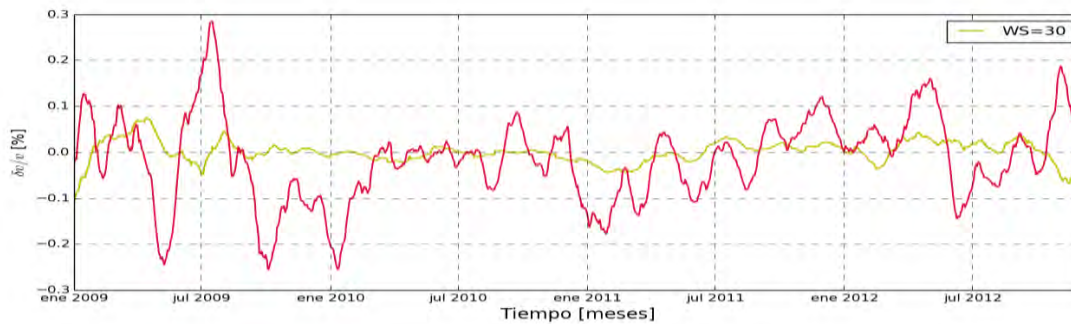


Figura 35 Variaciones de velocidad calculadas para los filtros de 1 – 10 s (Amarillo) y de 10 – 20 s (Crimson) (Tabla 4.1).

Por otra parte, los filtros 2, 3, 4 y 5 calcularon dv/v mucho mayores que las reportadas por los filtros anteriores, lo cual ratifica la hipótesis del comportamiento preferencial de la corteza a diferentes periodos. El filtro con periodo central de 7.5s no muestra algún cambio significativo, por tanto se infiere que a esa profundidad el segmento de corteza que mapea no ha sido afectado significativamente.

Como un complemento a la determinación de los periodos que permiten mapear las anomalías de velocidad con relación a profundidad, se calcularon los *kernels* de sensibilidad para el

modelo de velocidad de Campillo *et al.*, 1996. Estos dan a conocer las variaciones que tienen las velocidades de la onda de Rayleigh (fase y grupo) a diferentes profundidades, los cuales mostraron sensibilidades significativas (positivas) para las estructuras someras (periodos cortos, a partir de 10s) entre los 0 y 20 km y profundas (periodos largos) entre los 30 y 46km (Figura 36) con relación a ambos tipos de velocidad.

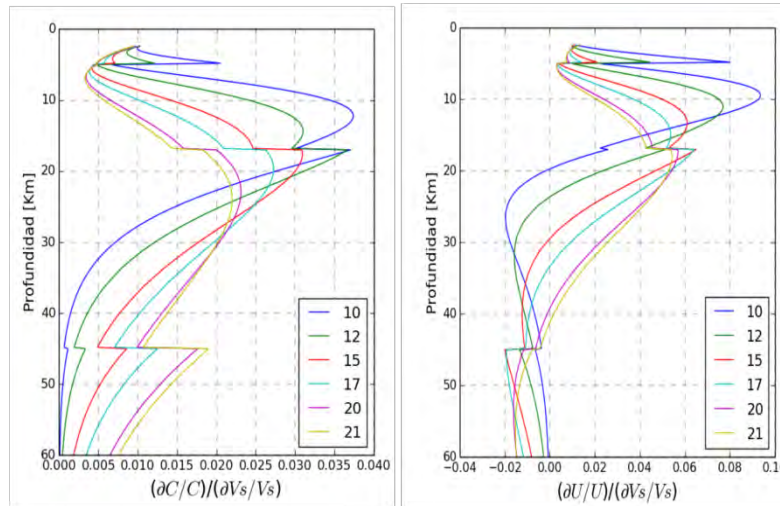


Figura 36 *Kernels* de sensibilidad para la velocidad de fase (Izquierda) y grupo (Derecha), calculados para el modelo de velocidad de Campillo *et al.*, 1996.

En la Figura 37, se pueden ver varias discrepancias en cuanto a la duración de las mediciones de dv/v , no obstante; estas se deben al margen de calidad impuesto para su cálculo, ya que para aquellas mediciones que estén por debajo del margen de coherencia o arriba de la condición de error, el dv/v no se calculó, es decir; que para estos dos filtros (4 y 3) casi el 60% de las mediciones es de mala calidad.

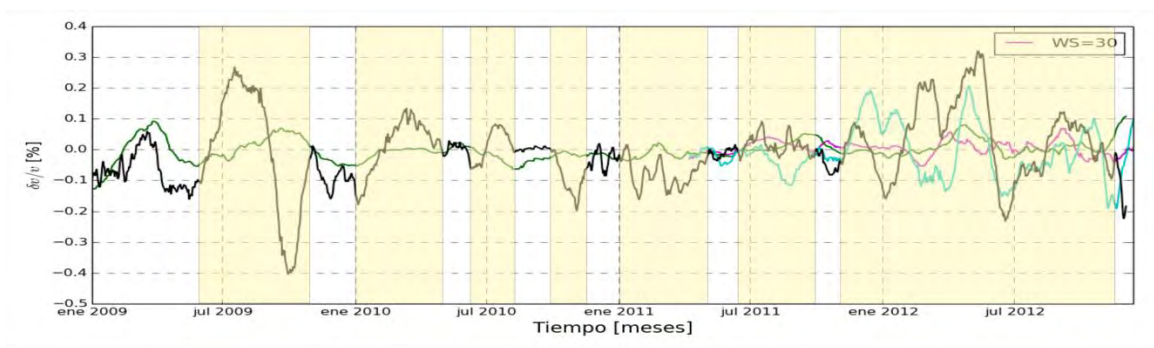


Figura 37 Variaciones de velocidad calculadas para los filtros 3, 4, 5 y 6, de la tabla 4.1. Las sombras color beige resaltan las anomalías detectadas durante los años 2009 hasta 2012.

Sin embargo, el segmento de abril de 2011 a diciembre de 2012 de los tres filtros tuvo varias similitudes, pues coinciden algunos picos de los filtros de banda gruesa y fina (crimson y negro). Por lo anterior, se puede ver que el medio tiene alteraciones para ese rango de tiempo de manera global. Al parecer este tipo de variación es de mayor intensidad en la capa profunda,

pues es la mejor mapeada por el filtro de 15 – 20 s con valores que oscilan entre -0.3 y 0.43 , durante los años 2009 hasta 2012.

4.1.1. Cálculo de profundidades

Una de las dificultades que tiene el método de detección de cambios de velocidad en tiempo (dv/v), reside en la precisión con la que se determina la profundidad a la que ocurren estos. Teniendo en cuenta que la profundidad, constituye un parámetro importante para su análisis, ya que permite delimitar el volumen de interés mapeado por el rango de frecuencias. Para este estudio el cálculo del rango aproximado de profundidad, se basó en la suposición de que las ondas superficiales, al ser sensitivas a cambios cercanos de las capas someras de la Tierra, su velocidad puede ser aproximada a la de la onda S. Por tanto, los rangos de profundidad fueron determinados teniendo en cuenta el periodo central de cada filtro y un modelo de velocidad regional para la corteza, que para este caso fue el de Campillo *et al.*, 1996, los resultados de esta se muestran en la Tabla 8.

4.2 Discusión

4.2.1 Localización

Los cálculos de dv/v , tal como se pudo apreciar en las Figuras 34, 35 y 37, se perciben en rangos de frecuencia específicos para todo el conjunto de estaciones, es decir tienen diferente sensibilidad en cada profundidad que mapean. Por lo tanto, con el fin de identificar la región donde mejor se detecta la anomalía y además de ligar la profundidad a un dominio lateral más acotado, se hizo una zonificación utilizando todo el conjunto de estaciones; para ello se diseñaron tres pruebas que se llamaron: **SSN**, **COSTA** y **GGAP** (Figura 38). Estas se hicieron teniendo en cuenta que la detección de la variación de la velocidad, es más emergente en determinadas trayectorias (o secciones) debido a las propiedades que tiene la corteza en cada zona (*i.e.*, físicas y geológicas) bajo los receptores y por las observaciones realizadas en estudios, donde se señala un comportamiento diferente en la zona sismogénica y tierra adentro (*e.g.* Pérez Campos *et al.*, 2008; Song *et al.*, 2009, Kim *et al.*, 2012; Husker *et al.*, 2012; Huesca, 2013).

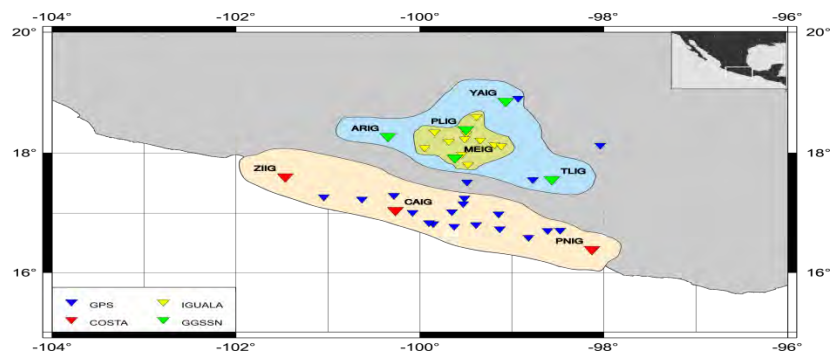


Figura 38 Pruebas diseñadas para el estudio regional de dv/v en la zona de estudio. El área naranja claro encierra las estaciones pertenecientes al conjunto COSTA (ZIIG, GAIG y PNIG), en azul claro las estaciones del

conjunto SSN (*i.e.*, estaciones del SSN tierra adentro que se muestran en color verde, ARIG, MEIG, PLIG, TLIG y YAIG) y el conjunto GGAP (estaciones en amarillo) y en verde claro las estaciones de los miniarreglos de GGAP. Los triángulos azules muestran las estaciones de GPS del estado de Guerrero.

Esto es importante, ya que permite inferir la heterogeneidad de la corteza en distintas zonas y caracterizarla con el dv/v medido. En la Figura 39, se muestran las variaciones de velocidad obtenidas para prueba, cada color del rectángulo representa el rango de frecuencias analizado. El análisis se hizo teniendo en cuenta los terremotos ocurridos durante los años 2009 a 2012 en la zona de subducción del estado de Guerrero.

Allí durante este tiempo, se registraron 60 sismos con magnitudes entre 7 y 4.5, de estos fueron elegidos 44, que se ubican en cada una de las zonas propuestas. Asimismo, fueron relacionados con los SSE de 2009 y 2010 (sombras de color amarillo y rojo en la Figura 39), el período cosísmico del SSE de Oaxaca y el sismo de Ometepec (Guerrero, $M_w = 7.4$) ocurrido el 20 de marzo de 2012, ya que ha sido el sismo mayor magnitud que ocurrió en la zona. Los parámetros de la fuente sísmica que se tuvieron en cuenta para los sismos elegidos, fueron la localización y la magnitud, también fueron descartados los sismos ocurridos en otros estados de la república y telesismos, ya que no se encontraron relaciones claras de los dv/v con estos en la primera etapa análisis.

La relación que tienen los terremotos con el cambio de la estructura de velocidades, se intensifica en regiones cercanas al área de ruptura; ya que tras la energía sísmica irradiada y la heterogeneidad en la composición de la corteza, generan que los fluidos altamente presurizados migren ocasionando variaciones en el estado de esfuerzos (*e.g.*, Chaves & Schwartz, 2016). Asimismo, el cálculo de variaciones de velocidad en tiempo, ha sido empleado para el monitoreo de volcanes activos, ya que la ocurrencia de periodos eruptivos causan cambios transitorios (o permanentes) en las propiedades elásticas del edificio volcánico, incrementando la sismicidad por la apertura de fracturas y ciclos de inflación y deflación que afectan la parte superficial del volcán (Duputel *et al.*, 2008).

Las mediciones realizadas develaron un comportamiento no lineal en la sección de corteza que mapearon, allí las mediciones de dv/v se estabilizan con la profundidad (picos inestables de menor magnitud y con mayor coherencia). Los filtros que registraron el dv/v de mayor proporción fueron los de 10s a 20s y de 15s a 20s, que se muestran en la caja azul y naranja.

Se resalta como principal agente causante de los dv/v la actividad sísmica regional, sin embargo, la relación de la gran mayoría de terremotos a ese rango de profundidad y las variaciones de velocidad, no es clara en ninguna de las tres zonas, salvo el valor de dv/v de 0.2% del 20 de marzo de 2012 y algunas temporadas que registran variaciones progresivas.

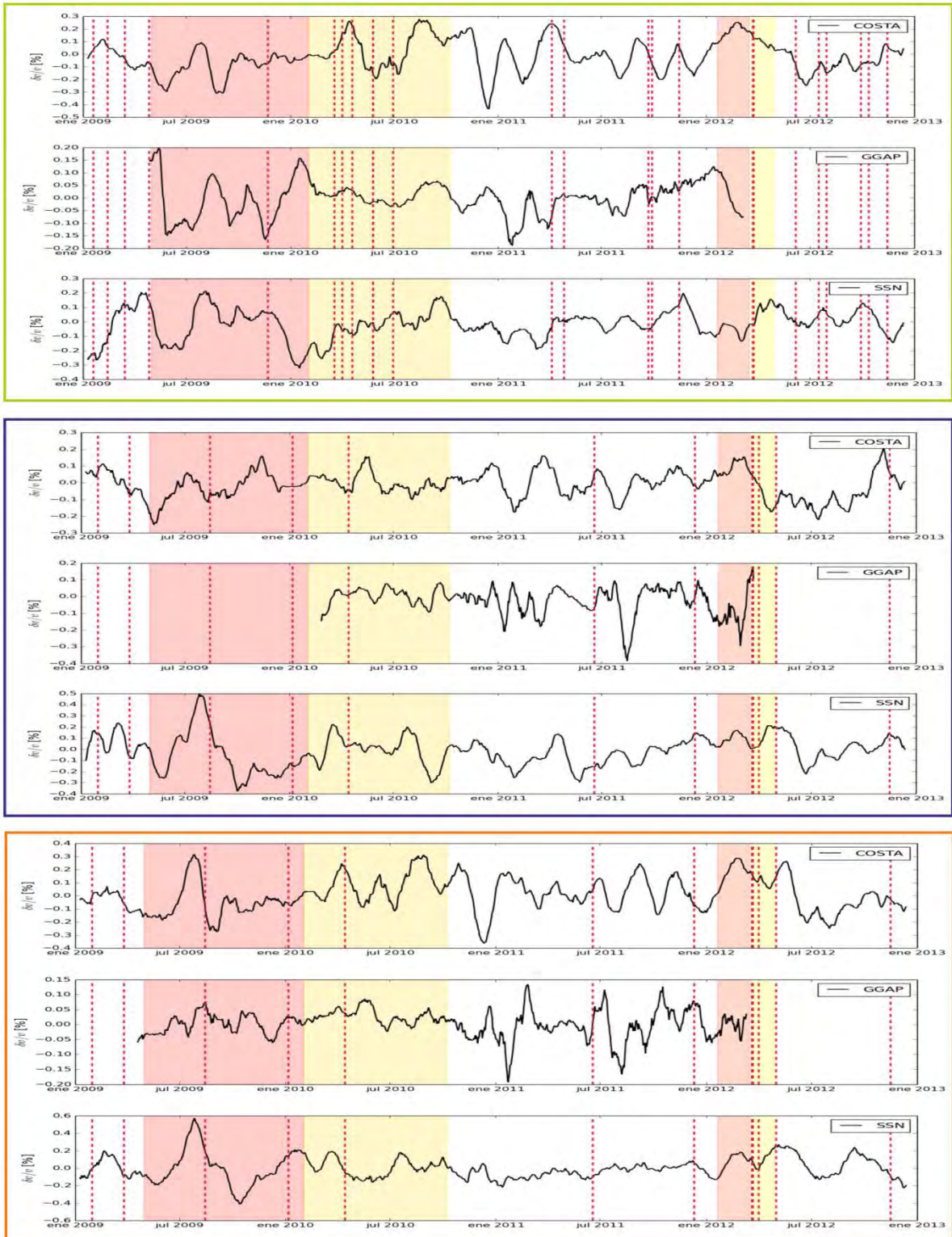


Figura 39 Variaciones de velocidad en tiempo detectadas para los grupos de estaciones planteados. Las líneas verticales en rojo muestran los sismos regionales con $M > 4.5$, correspondientes al segmento de corteza analizado por el filtro que se relaciona con el rectángulo verde (filtro de 1 a 10s), azul (filtro de 10 a 20s) y naranja (filtro de 15 a 20s). Las áreas sombreadas representan el periodo de ocurrencia de los SSE de 2009-2010 y 2012.

4.2.2. Análisis por periodos

a. Filtro de 1 a 10s

Los estudios realizados con relación a las variaciones de dv/v , en la zona de estudio se encuentran ligados solamente con la parte tectónica (Rivet *et al.*, 2011; 2014), sin embargo, estudios recientes como los de Sens-Schönfelder *et al.*, 2006, Brenguier *et al.*, 2011 y Hobiger *et al.*, 2012 en otras partes del mundo, muestran la posible correlación de los cambios de velocidad en capas superficiales como una consecuencia de las estaciones del año. Por tanto en el análisis posterior, solo se tuvieron en cuenta estos dos factores como agentes causantes de los cambios de velocidad.

- **Tectónico**

La relación que tienen los sismos localizados entre los 4 y 20km, ocurridos entre 2009 y 2012 en la zona de subducción del estado de Guerrero, es baja relacionada con los valores calculados de dv/v (Figura 39). Ya que las aceleraciones que se muestran en el recuadro verde no se encuentran totalmente ligadas con la ocurrencia de sismos para ninguna de las zonas. Y para el caso de estar ligados, deberían referirse estrictamente con valores de dv/v negativos, debido los procesos que pueden originar un sismo (*e.g.* caída de esfuerzos, fracturamiento de la roca o movimiento de fluidos).

Sin embargo, las variaciones negativas que se registran para la prueba SSN durante los años de 2009 a 2010 se correlacionan con el periodo de ocurrencia de los SSE, con valores de dv/v entre 0.2 y -0.3% y el periodo cosísmico y postsísmico del SSE de Oaxaca, para el que se obtuvieron valores entre 0.2% y 0.01%, en la zona COSTA. En lo que concierne a este evento, la caída de la velocidad puede haberse inducido por la migración del SEE de 2011-2012 en Oaxaca.

El valor de dv/v se relaciona espacial y temporalmente con la actividad de los SSE en Guerrero, ya que las zonas de acción principal de dv/v y del SSE se sitúan bajo la parte sismogénica y cerca de la interface. Por tanto, se podría decir que la alteración del estado de esfuerzos durante su acción, se extiende a lo largo de la zona perdiendo energía en su propagación hacia la superficie. Asimismo se observa una leve disminución de la velocidad que es constante para los conjuntos COSTA y SSN en el primer filtro, que está relacionada con la ocurrencia del sismo de Ometepec de 2012 (15 – 35 km, Graham *et al.*, 2014) y con la profundidad que mapean los dv/v . Este sismo fuerte, altera la estructura del medio de manera global.

- **Atmosférico**

Las variables físicas que regulan los cambios de velocidad en las partes someras de la corteza son la temperatura atmosférica, la precipitación y la velocidad del viento. Centrándonos en las dos primeras, estas pueden inducirlos debido al aumento en la saturación de los poros de la

roca con fluidos y generar cambios en la presión de poro en regiones hidráulicamente conectadas (Sens-Schönfelder & Wegler, 2006; Meier *et al.*, 2010; Hillers *et al.*, 2015), generando así deformaciones transitorias o variaciones en el estado de esfuerzos, lo cual se encuentra íntimamente relacionado con las velocidades (Bettinelli *et al.*, 2008; Obermann *et al.*, 2014).

Como se puede observar en la Figura 40, las variaciones de velocidad que se registraron ajustan parcialmente con las mediciones de temperatura atmosférica, lo cual se intensifica con las variaciones positivas de esta (dv/v bajas) y viceversa. Los cambios de velocidad observados en este periodo muestran que las ondas sísmicas son más sensitivas a partes someras ya que el medio no se encuentra totalmente consolidado. Por tanto, con un aumento de temperatura prolongada y su posterior descenso los esfuerzos termoelásticos y la deformación pueden inducir cambios en las velocidades sísmicas. (Hillers *et al.*, 2015). Con relación a la precipitación las mediciones relacionadas, no tienen una tendencia clara que permita diferenciar las temporadas de lluvias y sequía (Figura 40).

Las mediciones muestran el cálculo promedio para la zona en base de dos estaciones meteorológicas situadas en los lugares de las pruebas (Acapulco y Chilpancingo). El segmento de noviembre a julio de 2011 parece tener un ajuste parcial con el fenómeno, sin embargo no se pueden explicar los descensos que se tienen en la sección de la COSTA. Posiblemente las variaciones sean más visibles al realizar pruebas con filtros que muestreen secciones más finas de corteza superficial (secciones menores a un kilómetro), o valores de temperatura y precipitación inferiores a un mes, sin embargo la influencia del ruido numérico debe ser un factor que se puede considerar.

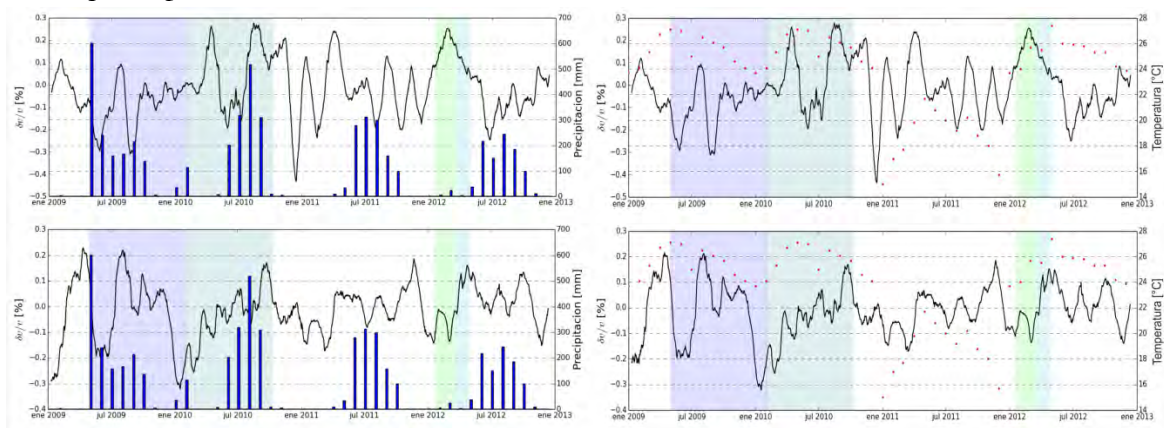


Figura 40 Relación de dv/v (líneas negras) para los grupos SSN (abajo) y COSTA (arriba) con mediciones de precipitación (derecha, barras azules) y temperatura atmosférica (izquierda, puntos rojos) de estaciones meteorológicas localizadas en la costa del estado de Guerrero y tierra adentro. Las sombras en verde y azul simbolizan los SSE.

b. Filtro de 10 a 20s y de 15 a 20s

Delimitando el volumen de influencia que tienen los fenómenos que dan origen a las variaciones de velocidad, se eligieron estos periodos para mapear variaciones locales o globales,

que pudiesen ser detectadas teniendo en cuenta algunos de los periodos que resaltan Rivet *et al.*, 2014 como anómalos.

El comportamiento de la corteza a la profundidad que mapean los filtros de 10 a 20s y de 15 a 20s, presentan valores de dv/v entre -0.4% y 0.28%. (Figura 41) Estos se mantienen dentro del mismo intervalo en las tres zonas mapeadas para los dos filtros durante los años 2009 y 2012, sin embargo; las pruebas de SSN y COSTA para los años de 2010 y 2011 difieren bastante en ambos periodos, ya que la prueba COSTA registra variaciones negativas más fuertes que las pruebas GGAP y SSN (Figura 41).

Los dv/v que se calcularon desde noviembre de 2011 hasta marzo de 2012 (caída de -0.2%), coinciden con el periodo de ocurrencia del SSE en Oaxaca (Figura 41). Este evento tuvo una evolución espacio-temporal (marcada por dos eventos), desde la parte sur de Oaxaca hasta la periferia de la zona de ruptura del sismo de Ometepec de 2012 (Graham *et al.*, 2014), esto se evidencia en las dos variaciones de velocidad negativa que se muestran en la Figura 41. Aquí se destaca el volumen de influencia de este evento, ya que la perturbación que se indujo en el medio alcanzó la región de producción de los SSE en Guerrero.

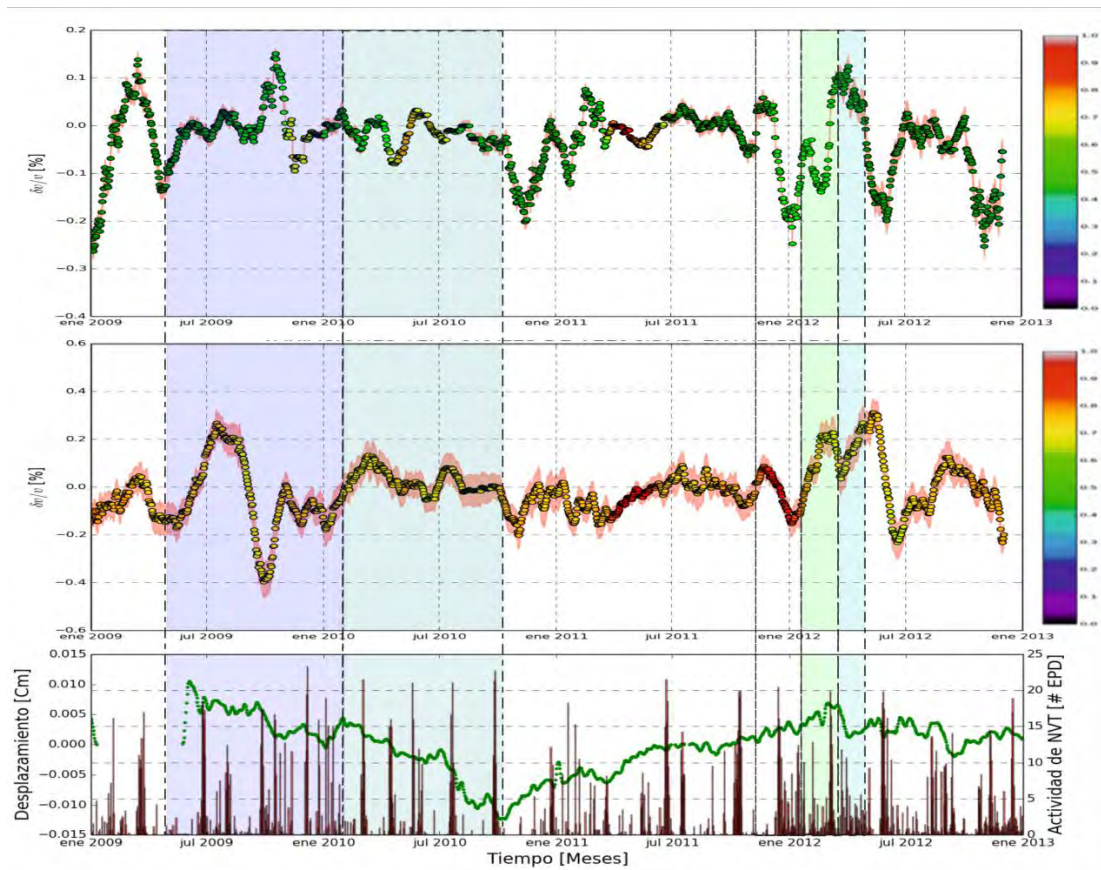


Figura 41 Cambios en las velocidades de las ondas sísmicas detectados por el filtro de 1 a 10s (arriba) y de 15 a 20s (medio), estos fueron calculados con un apilado de 30d. Las variaciones de velocidad son mostradas para ambos filtros en forma de círculo donde el color de cada uno simboliza el margen de coherencia y la sombra roja de fondo el error asociado. Los SSE de 2009 y 2010 se muestran en colores morado y azul claro y el SSE de

Oaxaca de 2011- 2012 en colores verde y cian. En la parte inferior se muestran la serie temporal de GPS de la estación IGUA y relacionada la actividad diario de tremor por día en las barras de color rojo (González Molina, 2015).

La variación que tiene el filtro de 1 a 10s si bien muestra un cambio negativo de velocidad pequeño relacionado con el SSE, tiene resultados parecidos a los mostrados anteriormente, ya que al tener un ancho de banda tan grande, posee la influencia de segmentos de corteza que no han sido afectados por el mecanismo anómalo (SSE); sin embargo registra variaciones positivas para el SSE de Guerrero cercanas a las reportadas por Rivet *et al.*, 2014.

El análisis del filtrado se hizo específicamente para el filtro de 15 a 20s con relación a los fenómenos de origen tectónico. Debido a la calidad de las mediciones (error y coherencia) de dv/v (Figura 41). Para este caso se relacionaron las medidas de desplazamiento relativo a través de las cuales se infirió el margen de esfuerzos para cada periodo, este fue proporcionado por la red de GPS del estado. Lo cual reveló la ocurrencia de los SSE grandes, algunos márgenes de desplazamiento negativo de menor magnitud atribuidos a los SSE de corto plazo y una caída de esfuerzos en el año 2012 en las estaciones MEZC e IGUA, que se atribuyó al sismo de Ometepec en 2012 (Figura 42).

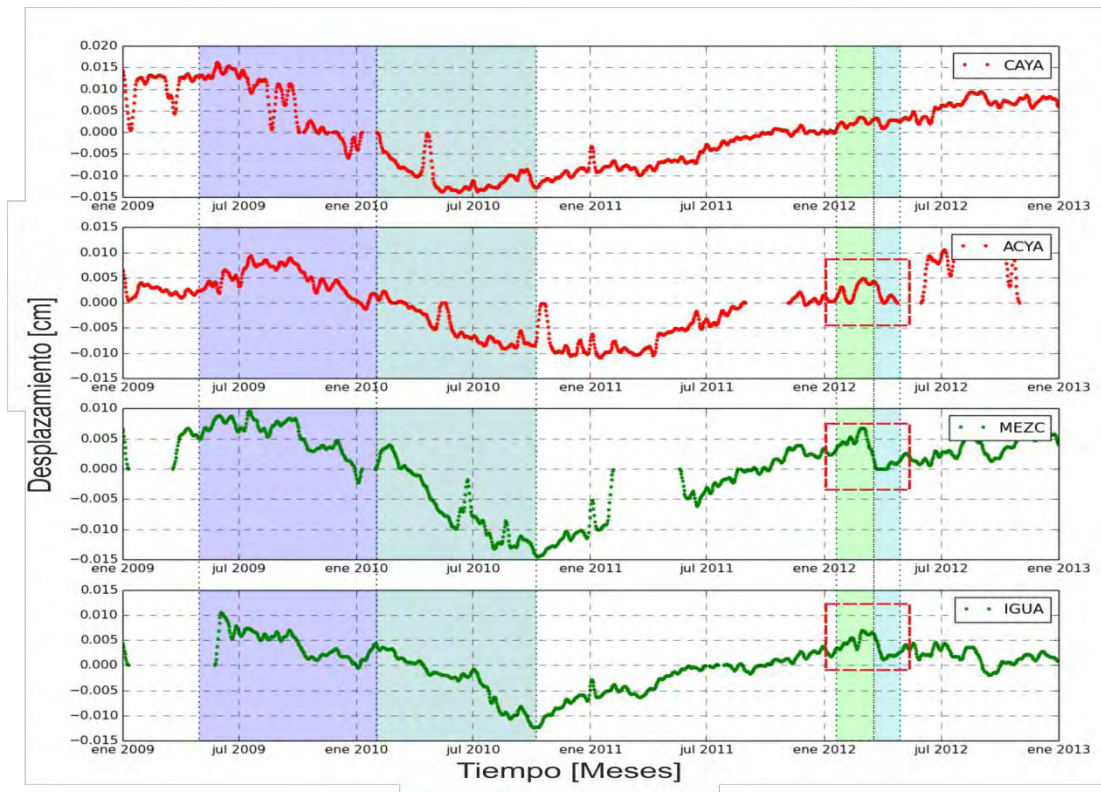


Figura 42 Series de tiempo de la componente norte de sensores pertenecientes a la red de GPS del estado de Guerrero organizados con relación a su cercanía a la trinchera. Las sombras de color en cada una de las series de tiempo simbolizan los SSE ocurridos. El recuadro rojo en las estaciones ACYA, MEZC e IGUA, muestra el periodo de ocurrencia del SSE de Oaxaca y la reactivación de este tras la ocurrencia del sismo del 20 de marzo de Ometepec (Guerrero).

Con el filtro de 15 a 20s (Figura 41), se identifican claramente periodos de variaciones fuertes de velocidad, los cuales acentúan su cambio durante la ocurrencia de los dos eventos del SSE de 2009 – 2010, para las pruebas SSN y COSTA (Figura 41). Esto también fue evidenciado por Rivet *et al.*, en 2011 y 2014, donde se mostraron los cambios de velocidad atribuidos a los SSE de 2006 y de 2009 a 2010, que se encuentran en un rango de 0.2 y -0.78%.

Los dos estudios muestran rangos diferentes para las variaciones de velocidad, no obstante, las discrepancias pueden deberse a la base de datos, ya que el estudio realizado por Rivet *et al.*, 2014 incluyó todos los sensores de periodo corto del arreglo GGAP y filtros con bandas más angostas, lo que sugeriría un aumento en las mediciones de dv/v debido a la mapeo fino que se hizo de la zona anómala.

Sin embargo, los cambios que se encontraron en este estudio sugieren una variación que se intensifica en las capas profundas que se mapean, los cuales se pueden explicar como un efecto ligado de la tasa de deformación inducida por los SSE grandes y pequeños de 2009 - 2010, los cuales se cree detonaron una actividad prolongada de TT (Figura 41) y afectan la zona en general (costa y tierra adentro) en diferente proporción (Figura 40).

Esta afirmación con relación al cambio constante de la corteza de la zona, se respalda con estudios de presión de confinamiento, los cuales sugieren márgenes extensivos para los SSE de 2009-2010, que a pesar de ser dos subeventos que dislocan sucesivamente en secciones diferentes de la falla, generan campos de deformación parecidos que se relacionan con cambios volumétricos del medio (presión de confinamiento negativa) y variaciones de velocidad negativa (Figura 43).

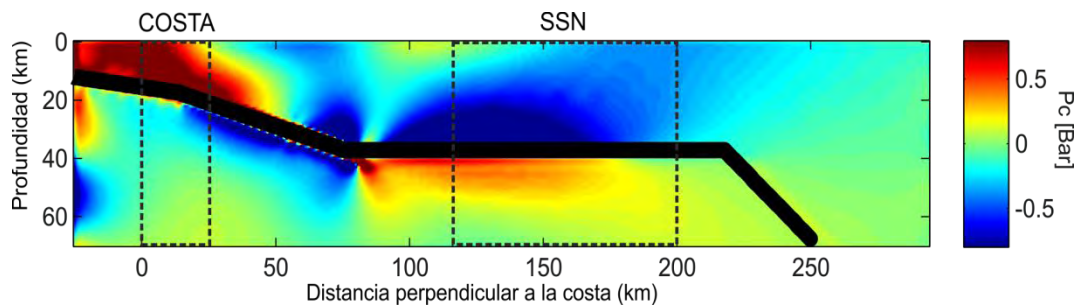


Figura 43 Presión de confinamiento (P_c) calculada para la zona de subducción de Guerrero durante el SSE de 2009-2010 (Villafuerte, 2014).

La zona que mapea este filtro se encuentra cerca del *Sweet Spot*, región donde se concentra la mayor actividad de TT y LFES. Estos eventos se encuentran relacionados con las variaciones de velocidad negativas, encontradas en el periodo de tiempo muestreado, especialmente en la prueba SSN. Su génesis puede asociarse con un deslizamiento de menor escala, que aumenta con la profundidad. Este puede ser inducido por el movimiento inestable de fluidos (Ito *et al.*, 2007; Shelly *et al.*, 2006), originados por la deshidratación de minerales provenientes de rocas metamórficas (Manea *et al.*, 2004), los cuales inducen una perturbación continua y profunda en las propiedades elásticas de la corteza.

CAPÍTULO V ANÁLISIS ESPACIAL

Aprovechando la dispersión que tienen las ondas superficiales en su viaje por la Tierra, se pueden inferir las características del medio con sus tiempos de propagación. Los cuales son zonificados en mapas donde se dan a conocer los valores aproximados de su velocidad (de grupo para este caso) para diferentes periodos. Proporcionando así, una idea de los cambios de la estructura de velocidades a profundidad. En las siguientes líneas se muestran los resultados obtenidos tras la implementación de la metodología propuesta en el capítulo III, así como también su análisis con relación a las propiedades físicas y geológicas de la zona de estudio.

5.1 Resultados

Cada uno de los productos que sirvieron de base para la elaboración de la tomografía y sus etapas de validación se explican a continuación.

5.1.1 Recuperación de la función de Green

La función de Green (FG) entre pares de estaciones fue recuperada a través de una correlación cruzada de registros de ASN. Inicialmente se obtuvieron 1064 FG, donde fueron 722 para el conjunto MASE-SSN y 342 para el conjunto GGAP-SSN (Figura 44). Cada una fue el producto del apilado de las correlaciones diarias existentes para todo el periodo, a una tasa de muestreo de 10 Hz entre cada par. Posteriormente como un criterio de calidad para cada una fue evaluado el cociente de relación señal ruido (SNR, por sus siglas en inglés *Signal to Noise Ratio*), donde se expresa a través de un número la razón entre la señal coherente con relación al ruido de fondo.

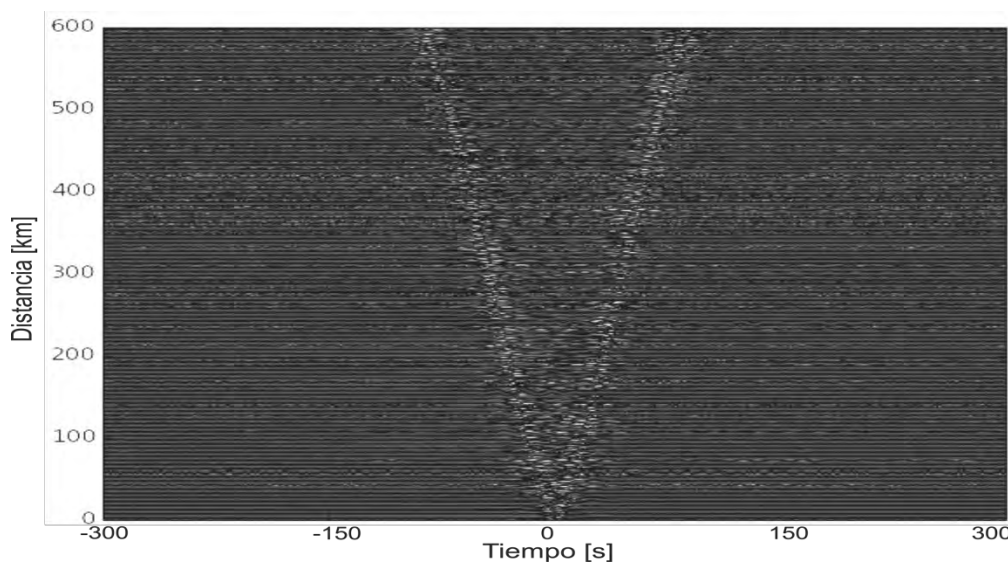


Figura 44 Funciones de Green organizadas por distancia entre par de estaciones del arreglo GGAP y el SSN, para el periodo de 2009 a 2012.

El método empleado para la estimación del SNR fue propuesto por Stehly *et al.*, (2008). Con este se calculó el SNR a partir de la razón entre la amplitud de la onda de Rayleigh (AR) y la varianza para una ventana de ruido posterior al arribo (SNP), cuyo tamaño fue de 100 s (Ec. 4.1).

$$SNR = \frac{AR}{var(SNP)} \quad \text{Ec. 4.1}$$

El SNR de corte (SNRC) que se estipuló fue de 5, ya que por debajo del mismo, el 30% de los registros poseían un arribo difuso de la onda de Rayleigh, además de tener un contenido prominente de señales espurias a largos periodos (Figura 45).

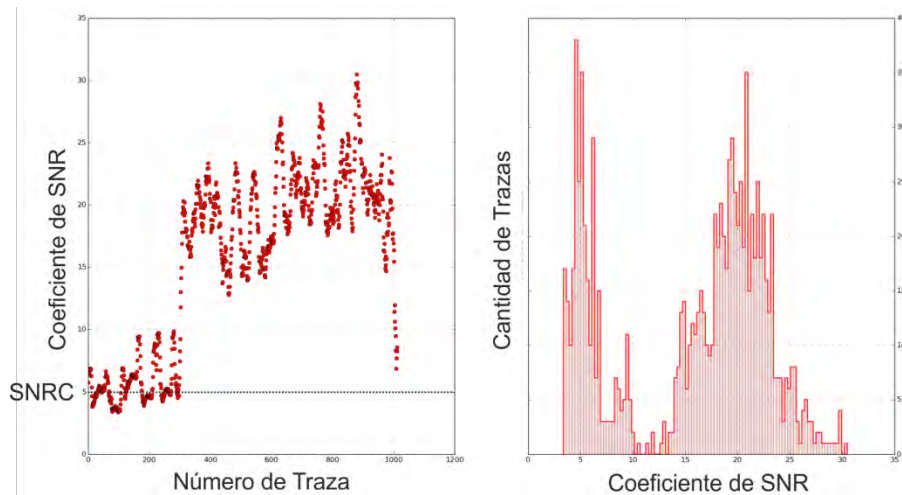


Figura 45 Coeficiente de SNR para las FG calculadas con los conjuntos de estaciones GGAP y MASE.

Posteriormente con las FG que tuvieron un SNR mayor o igual al SNRC se creó el grupo base para el cálculo de las funciones espejo, que se calcularon con la suma elemento a elemento de cada FG desde el centro hacia los extremos (Figura 44). Dicha función además de tener un mayor SNR permite tener un aumentar el contenido de ondas superficiales y de ondas que han sido dispersadas a lo largo de su trayectoria que no son visibles en la correlación completa.

Teniendo en cuenta que los conjuntos de estaciones MASE-SSN y GGAP-SSN (Figura 46) tienen una distribución de estaciones con una orientación preferencial, que se centra a lo largo de una línea semirrecta para el arreglo MASE y de una elipse para el arreglo GGAP. Se tuvo la dificultad de hacer el mapeo de forma independiente, ya que la resolución (el cruce de los rayos en una celda) que se obtiene para cada uno de los grupos, estaba íntimamente ligada a su orientación y era pobre en la periferia de los arreglos.

Por una parte el arreglo MASE (Figura 46) da mejor resolución en profundidad en un perfil que divide casi a la mitad el estado, sin embargo; en esta prueba no hay un buen cubrimiento de heterogeneidades laterales debido a la orientación. De la misma forma el arreglo GGAP tuvo un cubrimiento parcial con relación a la periferia de la zona circundante a la ciudad de

Iguala, sin embargo, su resolución es baja debido al número de datos y de receptores en la zona.

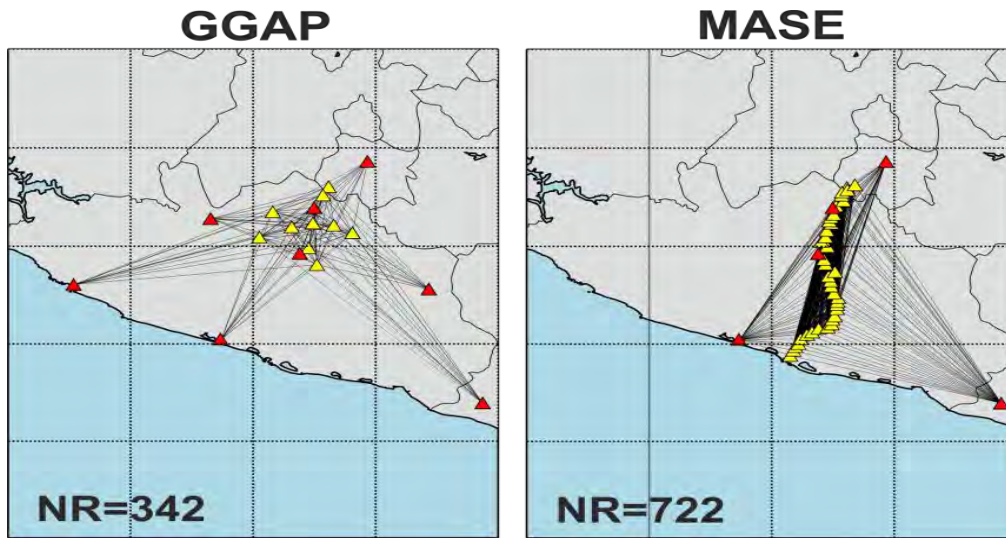


Figura 46 (Izquierda) Conjunto de estaciones del conjunto GGAP-SSN, en rojo estaciones banda ancha del SSN y en amarillo estaciones pertenecientes al mini arreglo GGAP. (Derecha) Conjunto de estaciones del arreglo MASE –SSN, en amarillo el conjunto de estaciones del arreglo MASE y en rojo las estaciones banda ancha del SSN utilizadas para este estudio.

Por lo tanto resultó difícil el mapeo de la estructura de velocidades en partes como la costa y extremos de los dos arreglos (Figura 46), a consecuencia del bajo número de rayos intersectados y de estaciones (para el caso de GGAP). Sin embargo, el mapeo en esta zona fue más eficiente con la implementación del método propuesto por Stehly *et al.*, 2008, conocido como C3 (por sus siglas en inglés, *Coda Cross Correlation*). Este permitió aprovechar los dos periodos de registro de los arreglos y aumentar el cubrimiento de rayos con la unión de los arreglos no concurrentes (MASE-SSN y GGAP-SSN).

El cálculo de las funciones C3 (FC3) se hizo utilizando las estaciones del SSN, como puentes debido a su periodo de operación común para la duración de ambos arreglos. Las FC3 se obtuvieron con la correlación cruzada de la coda contenida en una ventana de 100s. En el cálculo de la función C3 el control de calidad de la señal es más estricto, ya que el SNR de la función a correlacionar en cada uno de los pasos; debe estar por encima del SNRC para que pueda generar la función C3 (Tabla 10).

Tabla 9 SNR promedio para cada conjunto de estaciones.

| C3 | | GGAP | | MASE | |
|--------|-------|--------|-----|--------|------|
| NÚMERO | SNR | NÚMERO | SNR | NÚMERO | SNR |
| 662 | 10.48 | 342 | 8.7 | 722 | 16.1 |

Lo anterior, permitió obtener FC3 con un arribo definido (Figura 47). La recuperación de la función de Green se hizo en principio, para estaciones que coexistieran durante los dos

arreglos, bajo esta condición las únicas estaciones que la cumplían fueron las estaciones SATA y PALM, que si bien no tuvieron un registro continuo para todo el periodo conservaron el sitio para ambos arreglos (Figura 47). En la FC3 que se obtuvo, se ve un mayor contenido de ondas superficiales y un SNR mayor, con relación a las dos FG de las que se obtuvo (Figura 47).

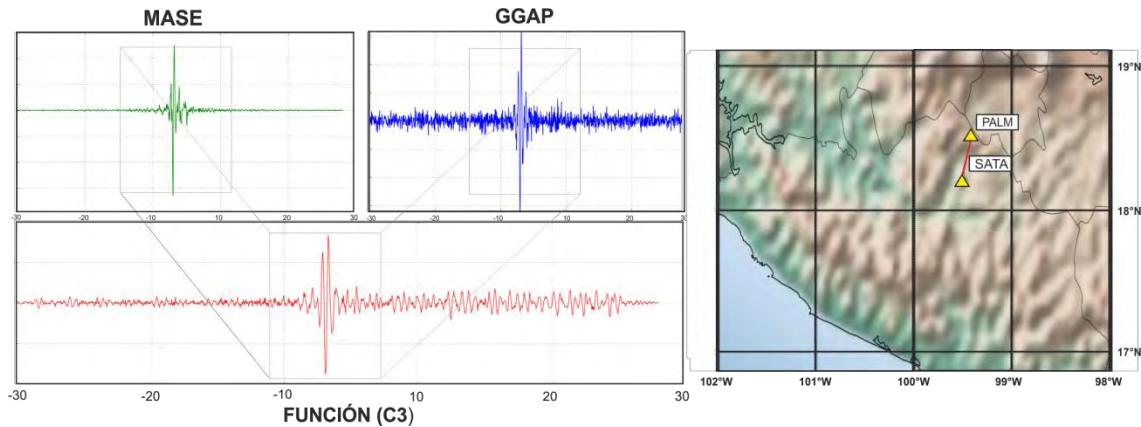


Figura 47 Pares de estaciones utilizadas para la recuperación de la función C3, a partir de arreglos no concurrentes, para el arreglo GGAP-SSN y de MASE-SSN. Aquí se prueba que los dos conjuntos de estaciones permiten obtener la FC3 del grupo de estaciones.

El número total de correlaciones que se obtuvo fue de 1736, lo cual aumentó el cubrimiento de la zona de estudio en un 71%. Del mismo modo se realizó un control de calidad parecido al de las FG ordinarias donde además del SNR (el cual debía ser mayor al promedio del conjunto anterior) se tuvo en cuenta la forma de onda. Tras este proceso el conjunto de FC3 disminuyó en un 19% (aproximadamente), quedando así con un total de 1410 de FG (Figura 48).

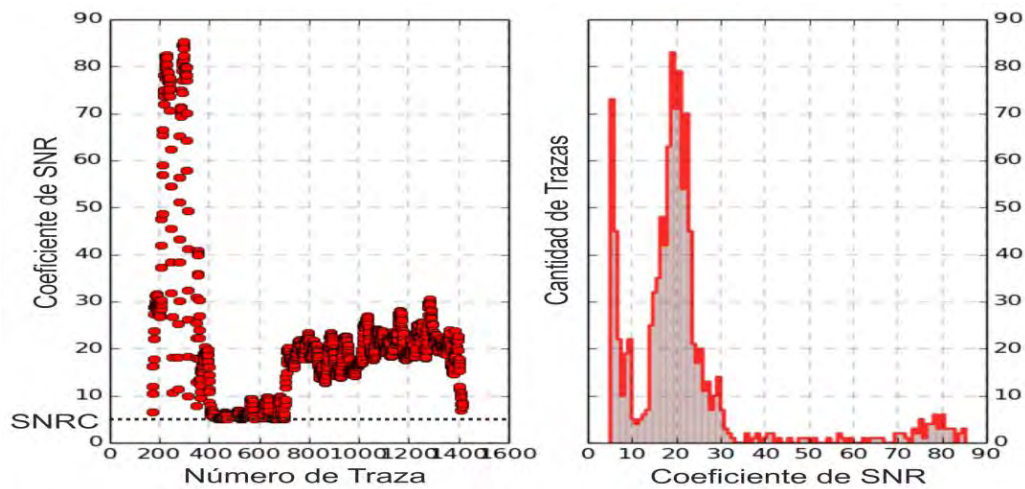


Figura 48 SNR para todo el conjunto de estaciones arriba del SNRC.

El cubrimiento de la región de estudio aumento con las nuevas trayectorias que proporcionó el cálculo de las FC3. En este caso las regiones con mayor recubrimiento son: la Zona Norte, Centro, Acapulco, Costa Grande y Costa Chica (Figura 49), para la gran mayoría de filtros. Los cuales se encontraban segmentados para cada uno de los arreglos de forma individual.

5.2 Tomografía de ruido sísmico

El mapeo de las anomalías presentes en la estructura de velocidades de la zona, se plasmó en cada tomograma el cual permitió analizar las variaciones que tuvo velocidad de grupo para cada periodo. Cada uno se obtuvo con la solución de un problema inverso, para el que se busca un modelo que minimice los residuos a través de un proceso iterativo. Como materia prima para este se necesitan medidas de dispersión con un alto grado de precisión, esto se realizó con el cálculo de cada una de las curvas de dispersión y posterior descomposición por cada uno de los periodos.

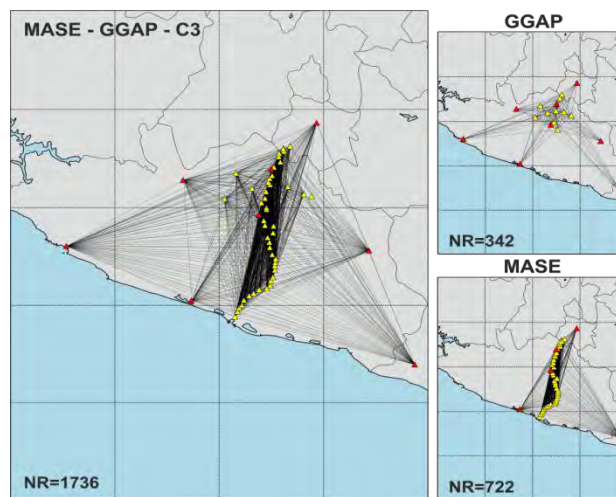


Figura 49 (Derecha) Trazado de rayos para la zona usando los arreglos GGAP-SSN y MASE-SSN. Trazado de rayos total para la zona de estudio incorporando las FC3.

5.2.1 Cálculo de la dispersión

a) Modelos de referencia

La evaluación de los parámetros para las pruebas de resolución de la tomografía, se hizo teniendo en cuenta estudios previos en los que se engloba a la zona de estudio. Estos hicieron mapeos de la velocidad de la onda de Rayleigh, que sirvieron de base para la comparación de los arribos de la onda a diferentes periodos y establecer los regímenes de calidad e identificar valores fuera de la tendencia (*Outliers*).

Algunos de los estudios más destacados son los de Iglesias *et al.* (2010), Gaité, (2013) y Córdoba Montiel *et al.* (2014), de estos se eligieron los dos últimos debido a su cobertura. Posteriormente se extrapola el valor de la velocidad con relación a los periodos de interés, que se muestran en la Tabla 11, para cada uno se hizo el cálculo de la velocidad promedio por periodo de interés, tomando varios puntos de una zona. Este es un modelo promedio en el que no se tienen en cuenta las heterogeneidades laterales, sin embargo, sirve como parámetro de calidad para hacer el ajuste del picado automático de las curvas de dispersión.

Tabla 10 Modelos de velocidad utilizados para la calibración por cada periodo dominante.

| Periodo [s] | Gaite [Km/s] | Córdoba [Km/s] |
|-------------|--------------|----------------|
| 5 | 2.68 | 2.62 |
| 10 | 2.8 | 2.75 |
| 15 | 2.9 | 2.92 |
| 20 | 3.0 | 3.1 |
| 25 | 3.2 | 3.14 |
| 30 | 3.4 | 3.34 |
| 35 | 3.48 | 3.42 |
| 40 | 3.52 | 3.51 |

Teniendo en cuenta el modelo de referencia de cada investigación, se hizo el cálculo consecutivo de las curvas de dispersión para cada FG que cumpliera además de la condición del SNRC, un mínimo de error para el valor de velocidad detectado por cada instante de tiempo (Figura 50), este se señala como la sombra de colores cálidos mostrada en la Figura 50. Con la implementación de este control de calidad, se tuvo un descenso en el número de curvas de dispersión adecuadas para las siguientes etapas del estudio. Aquí se redujo el grupo de FG en un 14.35%. En la Figura 50, se muestra el picado automático de las curvas de dispersión (puntos negros guiados por las sombras de color), donde las zonas de color simbolizan los valores con mayor contenido energético y por ende las mediciones de velocidad de grupo con menor margen de error para el modo fundamental de la onda de Rayleigh.

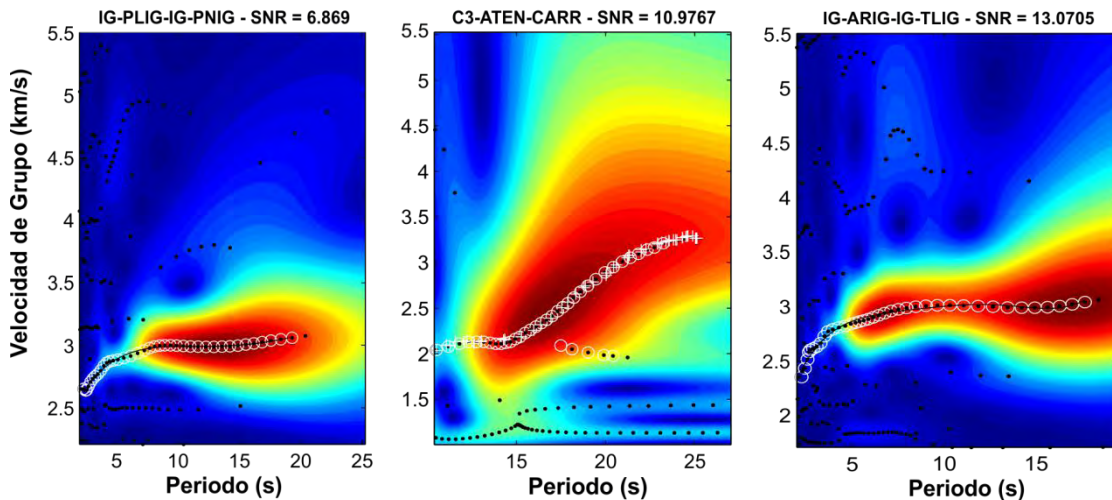


Figura 50 Curvas de dispersión de velocidad de grupo para algunas de las estaciones del conjunto de datos donde se relacionó el SNR de cada una y el periodo hasta el que llega la medición de la velocidad de grupo.

Posteriormente para cada curva de dispersión se extrajo el tiempo de viaje de la onda de Rayleigh para 8 rangos de periodos con los cuales se pretende mapear diferentes secciones de corteza, a un paso de 5 segundos. Así mismo, antes de incluir los tiempos de arribo

correspondiente a un par de estaciones se hizo una evaluación del mismo, es decir, un cálculo de un residual preliminar para el que el tiempo teórico fuera estimado con relación a los modelos de referencia (Tabla 10).

Con este paso se eligió como modelo de fondo para las pruebas de resolución posteriores, el modelo Gaité, (2013), pues las velocidades de fondo para cada uno de los filtros ajustaban mejor a este modelo. Este paso se hace con el fin de quitar del modelo de fondo aquellos tiempos que puedan agregar demasiado ruido al tomograma y generar anomalías rápidas o lentas no creíbles. La restricción que tuvo el residual probable fue de $\pm 2s$ (Figura 51).

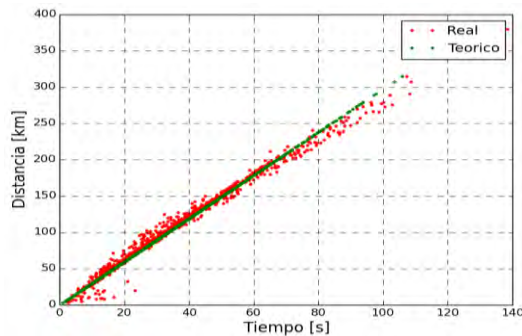


Figura 51 En rojo se muestran los tiempos de viaje extraídos de las curvas de dispersión y su distancia entre pares de estaciones para el filtro de 6s y en verde se muestran los tiempos calculados a partir de un modelo de velocidad de fondo promedio para la zona (Gaité, 2013) .

5.2.2 Pruebas de resolución

Una forma de ver el alcance en términos de la resolución que se puede esperar de una tomografía, consiste en establecer un modelo sintético para el que se tiene un campo de velocidades conocido y una geometría definida donde se encierra el conjunto de rayos. En esta prueba de resolución llamada tablero de ajedrez o ‘*Checkerboard Test*’, se simula un medio con contrastes fuertes de velocidad a lo largo de cada cuadro del tablero, donde posteriormente se pretende recuperar el modelo de velocidad inicial con la inversión de los tiempos de viaje, para ello se hace una discretización espacial que consiste en generar una malla de dimensión uniforme (para este caso), donde cada celda es perturbada con un porcentaje de la velocidad promedio del modelo positiva y negativamente.

Como parte inicial de este proceso, la discretización del dominio de la zona de estudio se hizo para una malla de dimensiones de 344.4×455.5 km con celdas de 24×24 km, donde para el modelo de fondo tomado de la tomografía realizada por Gaité *et al.*, 2013 fue perturbado en $\pm 5\%$ (Figura 52), por filtro. Con esta prueba además de ver la máxima resolución esperada en algunas zonas para la geometría impuesta, también se conoce el tamaño mínimo de la grilla al que puede llegar a solucionar con la inversión.

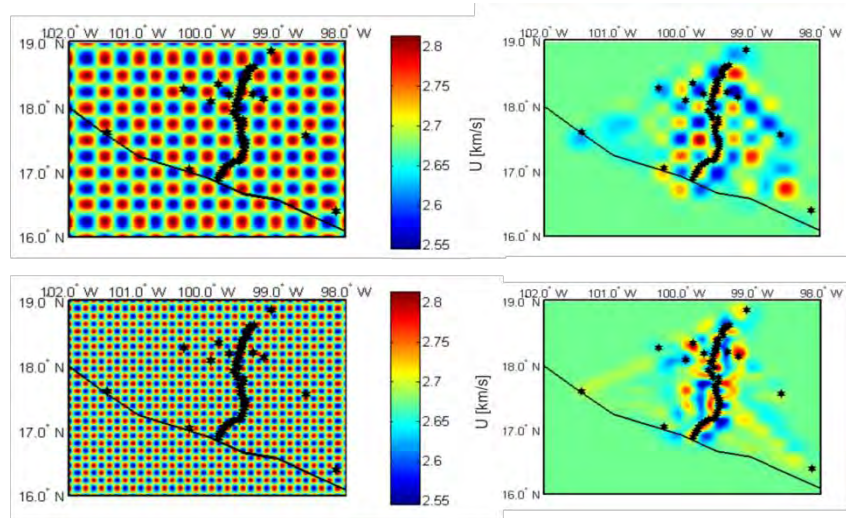


Figura 52 Pruebas de resolución para la zona de estudio. (Izquierda) *Checkerboards* iniciales para las pruebas de resolución de $0.144^\circ \times 0.144^\circ$ (abajo) y $0.216^\circ \times 0.216^\circ$ (arriba). (Derecha) Resultados obtenidos para la geometría tras el proceso de inversión. Ambos modelos se calcularon con una velocidad promedio de 2.68 Km/s.

Se probaron varias rejillas, dentro de estas la que tuvo una recuperación óptima del modelo inicial fue la de tamaño 15.5×15.5 km, sin embargo, las soluciones para filtros con periodo central mayor a 15s tenían una recuperación inestable del *Checkerboard*, lo cual descartaba las posibles anomalías que pudiesen detectar en caso de implementarse con datos reales (Figura 52) eran pocas las regiones donde el tablero de ajedrez recuperaba el modelo inicial.

Los *Checkerboards* fueron calculados para 6 periodos, con los que se pretendió rastrear las anomalías de velocidad desde la corteza superior hasta límites con la interface de las placas. Para cada uno se tuvo en cuenta el número de rayos, ya que además de relacionarse directamente con el nivel de solución, este da a conocer que tan acertada es la detección de anomalías con relación a la distribución de las estaciones y el recubrimiento de trayectorias. Lo anterior arrojó una resolución óptima de 24.4 km para todos los filtros (Figura 53).

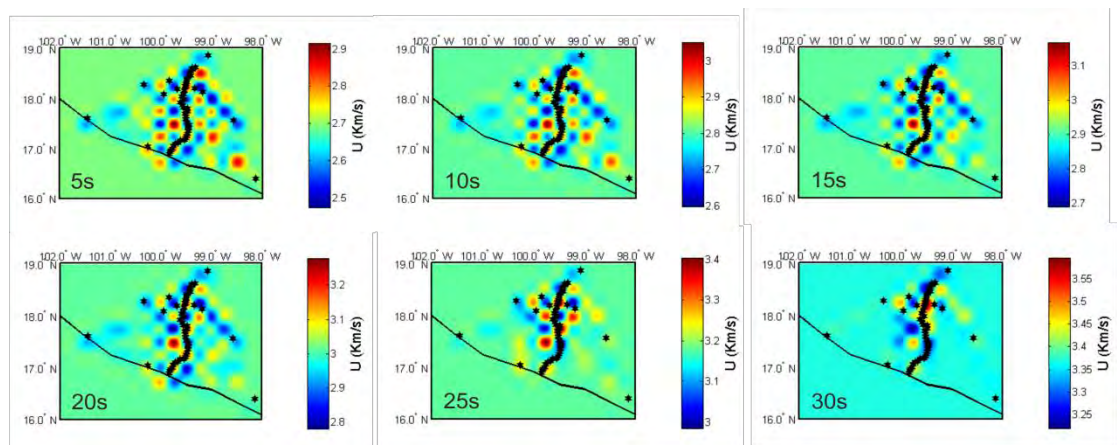


Figura 533 *Checkerboards* con la dimensión óptima encontrada (24.4 x 24.4 km), para cada uno de los filtros propuestos, allí se muestra la recuperación de los modelos iniciales posterior a la inversión de datos sintéticos.

5.2.3 Parámetros de calidad

En la prueba de resolución es necesario tener en cuenta parámetros los cuales aseguren la obtención de un modelo global que contenga el mínimo de error, dicho proceso estará relacionado con el factor de amortiguamiento. Una posible solución para la elección apropiada de este coeficiente es la realización de una curva de *'Trade off'* en la que se relacionen la varianza de los datos y del modelo a partir del cual se pueda elegir un coeficiente de amortiguamiento óptimo para la inversión. Dicho proceso fue realizado para cada uno de los filtros, donde se obtuvo un conjunto de valores para el amortiguamiento entre 7.2 y 12.5, para cada uno de los filtros respectivamente (Figura 54).

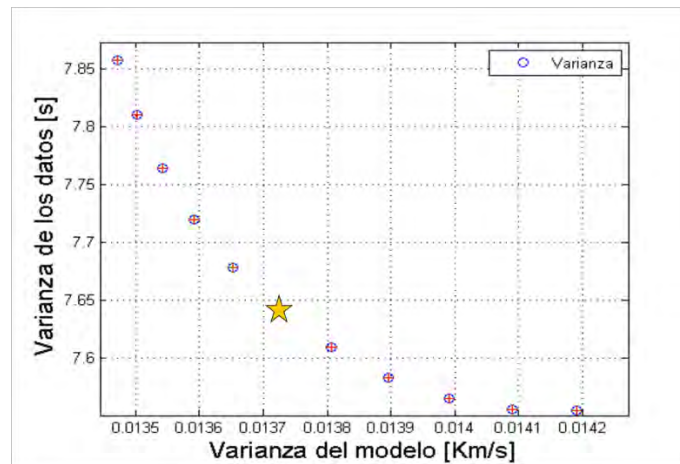


Figura 544 Curva de *Trade-off* realizada para calibrar cada uno de los filtros cuyo periodo dominante esté por encima del número de rayos promedio para garantizar detección de anomalías de velocidad de interés, cada punto de la gráfica corresponde a un valor de amortiguamiento.

Así mismo como una aproximación a la calidad de las mediciones obtenida con el *'Checkerboard'*, se realizó la diferencia entre el modelo de entrada y el tomograma para cada filtro, a fin de tener una idea del nivel de solución alcanzada con la inversión. Las zonas con buena resolución se muestran con los valores cercanos a cero (Figura 55).

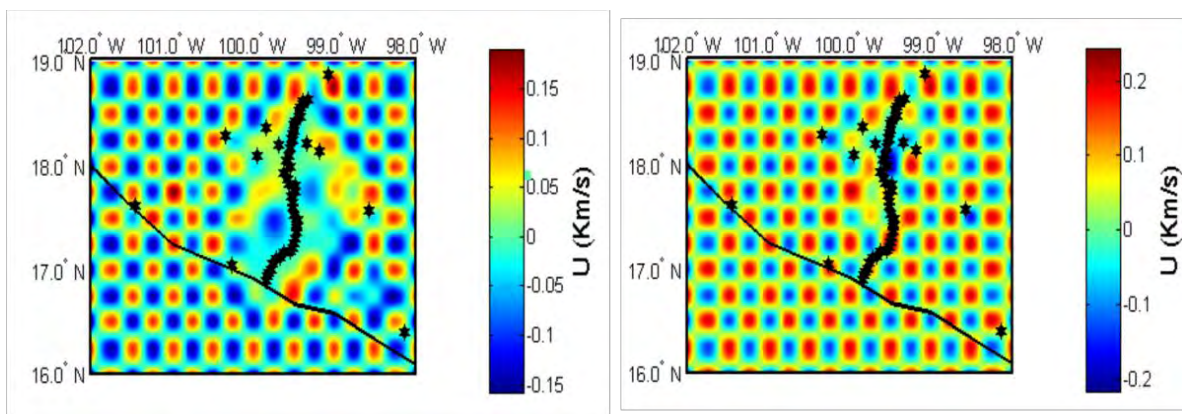


Figura 555 (Izquierda) Nivel de solución óptimo obtenido para el filtro de 5s con una rejilla de $0.198^\circ \times 0.198^\circ$ km. (Derecha) Nivel de solución bajo para el filtro de 40s con una malla de la misma dimensión.

Los resultados de estas pruebas mostraron que los lugares situados en la parte sur de la zona circundante de la ciudad de Iguala, la zona centro del estado y parte del sur para los de los primeros 3 filtros tienen buen nivel de solución, sin embargo, esta disminuye en la parte costera y las zonas cercanas a las estaciones de los extremos, donde no hay una solución por parte del modelo.

5.3 Interpretación y análisis.

A continuación se analizan cada uno de los tomogramas obtenidos con base en los estudios geofísicos y rasgos geológicos de la zona.

5.3.1 Mapas de velocidad de grupo para ondas de Rayleigh

Terminada la calibración de cada uno de los filtros, se hizo el cálculo sucesivo de cada tomograma (Figura 56). De los filtros que se plantearon, solo fue posible mapear anomalías coherentes hasta el filtro de 30s, ya que los últimos debido al bajo número de rayos que tenían, tuvieron un margen de solución bajo.

Este problema se debe en parte a la distribución de estaciones, ya que el mapeo a periodos más grandes dificulta el mapeo de anomalías profundas ya que requieren una mayor cantidad de tiempo de medición de ruido sísmico para poder aumentar la parte coherente del ruido del fondo. Se obtuvieron 5 mapas de velocidad de onda de Rayleigh para la región estos se muestran en la Figura 56.

Para este caso el tomograma que tiene la elipse en su dominio coincide con la localización de una anomalía positiva, donde está la esquina de la placa donde a su vez se registra un margen de alta presión entre las placas (anomalía positiva). La veracidad que pueda tener cada uno de los tomogramas calculados está en términos del cubrimiento que se pueda hacer en la zona, este se relaciona en la Tabla 11.

Tabla 11 Número de trayectorias por cada periodo dominante (PD) de cada uno de los filtros estipulados en la tabla 3 con el RMS asociado, para los modelos sintéticos creados para el 'Checkerboard'.

| PD [s] | Número de Trayectorias |
|--------|------------------------|
| 05 | 1114 |
| 10 | 1035 |
| 15 | 962 |
| 20 | 878 |
| 25 | 736 |
| 30 | 687 |

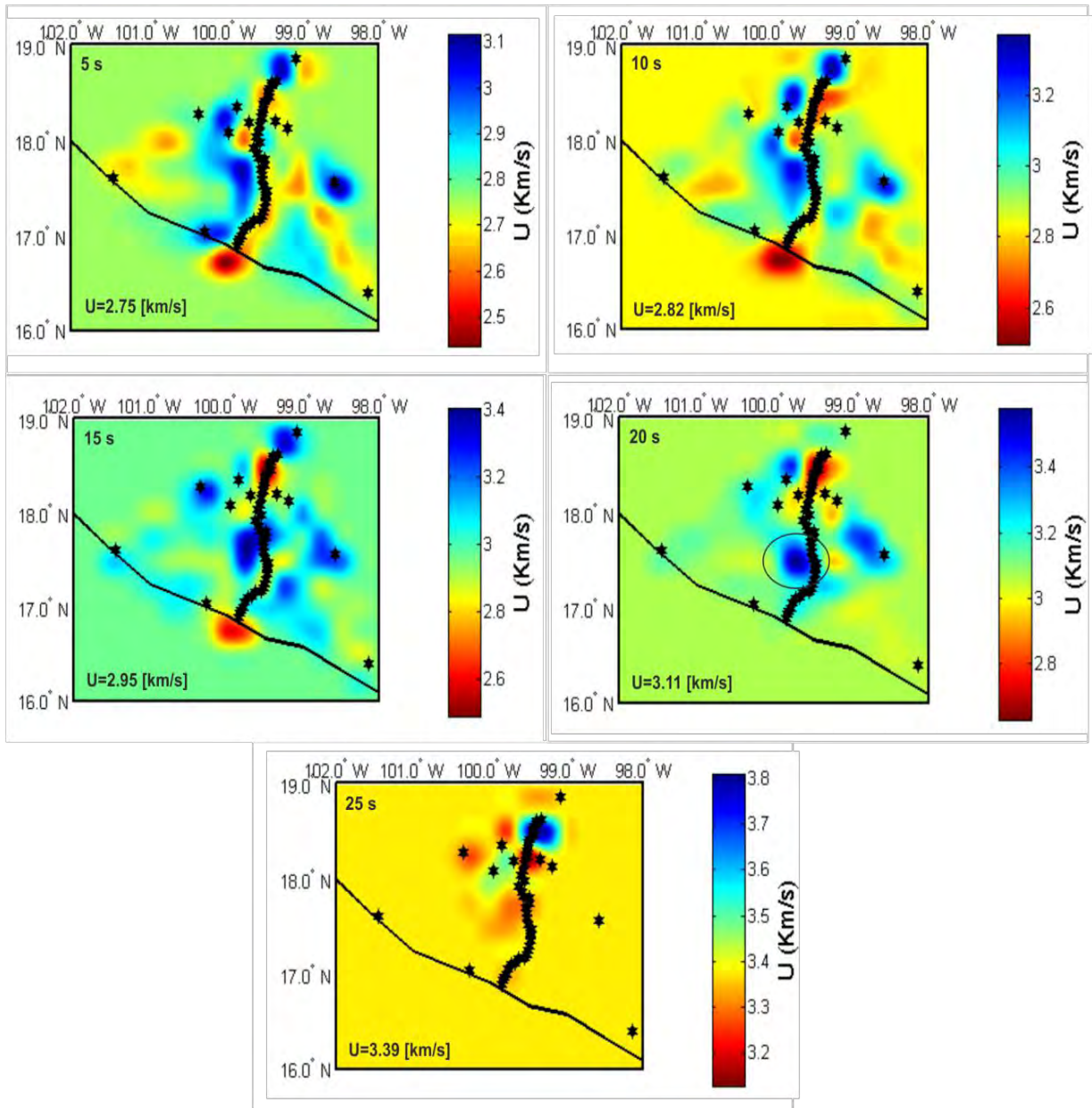


Figura 566 Mapas de velocidad de grupo para onda de Rayleigh para los primeros 5 periodos centrales mostrados en la Tabla 11.

Los tomogramas entre de 5s y 10s permiten mapear las variaciones de velocidad de la estructura superficial de la corteza. Para estos dos, las anomalías negativas que se mapean en la parte nor-este de la zona, coinciden con yacimientos de rocas sedimentarias de la región, tales como: areniscas, lutitas y calizas (rocas con gran contenido de agua) (SGM, 2015). Asimismo en las cercanías a la estación de Yautepec (YAIG) se localizan secciones de calizas y basaltos, cuyas anomalías que se mapean son negativas y positivas (debido a su densidad) hacia la parte norte, respectivamente. Por otra parte, la región centro y sur-este muestran algunas zonas donde se registran anomalías positivas, que coinciden con yacimientos de rocas metamórficas e ígneas (Figura 57).

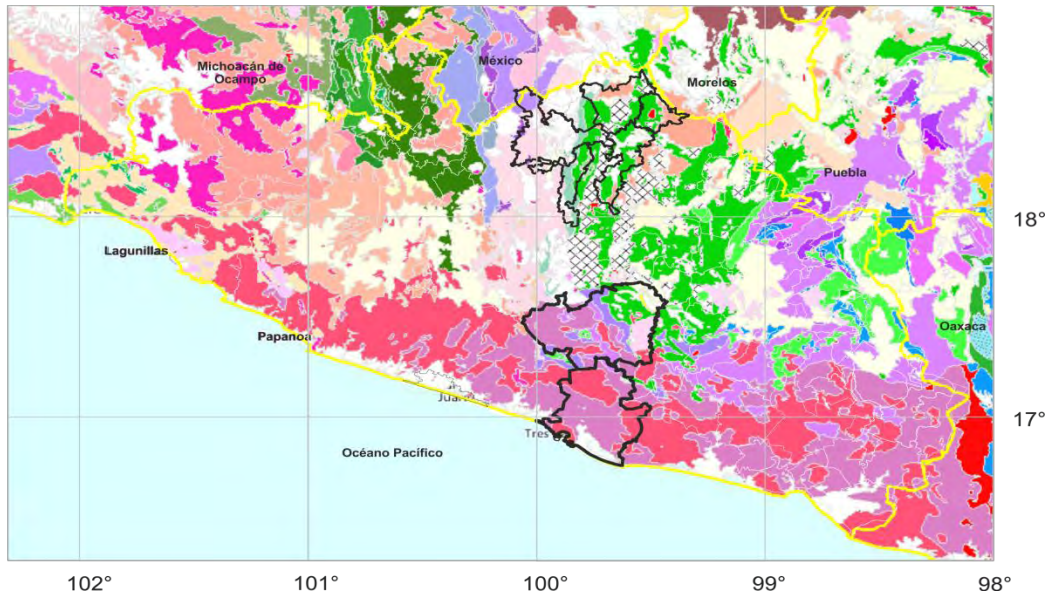


Figura 577 Principales rasgos geológicos de la zona de los estados de la zona de estudio (SGM, 2015). Las elipses negra y roja representan la relación que tienen las anomalías mapeadas por los dos primeros tomogramas con la geología de la zona.

Debido a la composición heterogénea que tiene la corteza, es posible inferir cambios o anomalías en la estructura de velocidades de la misma. Sin embargo, además de la composición, hay otros factores físicos y tectónicos que pueden influir en estas variaciones (CAPITULO II). En los tomogramas de 15s a 25s, hay una anomalía de velocidad negativa que para los filtros de 15s a 20s, se acentúa en la zona norte, no obstante para el filtro de 25s, esta tiene una pequeña expansión hacia el centro.

Este tipo de comportamiento puede estar relacionado con la liberación de fluidos característica de la zona, la cual tiene influencia desde la parte media de la corteza hasta la interface, según estudios realizados por Manea *et al.*, 2013, se mostró que el comportamiento de esta zona, esta mediado por fluidos producidos por la deshidratación de rocas metamórficas, los cuales se radican en dos zonas entre los 90 – 120 km y 140 – 180 km. Estos han sido asociados a cambios de fase de minerales con diferentes cantidades de agua (Manea & Manea, 2011).

Esta hipótesis ha sido respaldada con la medición de cocientes altos de V_p/V_s (Kim *et al.*, 2010 y Husker & Huesca, 2013) en dos zonas, lo que sugiere además de la presencia y movimiento de fluidos en las proximidades a la interface. Donde también se han encontrado zonas de alta conductividad (Jödicke *et al.*, 2006), que se relacionan con las localizaciones hipocentrales de los TT, lo que podría suponer que la génesis de estos eventos se encuentra principalmente influenciada por la migración de fluidos en esta zona (Figura 58).

Con los mapas realizados, si bien en su totalidad no se correlacionan espacialmente todas las anomalías de velocidad, las interpretaciones engloban solo a aquellos dominios de cada uno de los tomogramas que coincidían y se enunciaron algunas de las posibles causas de su

generación. Algunas de las anomalías que se localizan en las partes fronterizas del conjunto de estaciones, no se tuvieron en cuenta debido a la cobertura de rayos en esas zonas.

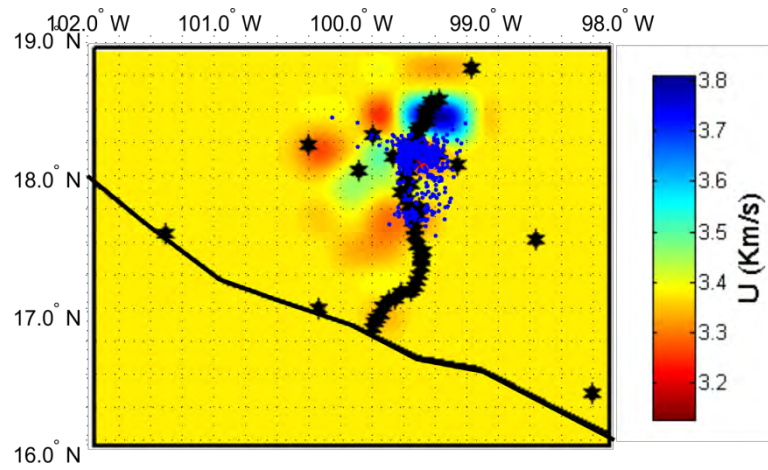


Figura 588 Localización de TT (puntos azules) en la zona de estudio según el catálogo elaborado por Husker *et al.* (2012).

CAPÍTULO VI CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

6.1. Conclusiones

- Se mostró que usando registros de ruido sísmico ambiental es posible recuperar la función de Green entre pares de estaciones en el estado de Guerrero. Estas permitieron el cálculo y posteriormente el análisis de variaciones de velocidad en tiempo y espacio, con el uso de la interferometría sísmica y tomografía de ruido sísmico ambiental. Lo anterior permitió generar una metodología de estudio de la estructura de velocidades de la corteza que dilucido algunas propiedades físicas superficiales.
- La técnica de interferometría de ruido sísmico, mostró ser una herramienta útil para la determinación de variaciones de velocidad en tiempo de la corteza bajo la zona de estudio. Esta permitió detectar pequeños cambios de velocidad (dv/v), con un margen de error y coherencia menor al 10%, y posteriormente con base en el periodo muestreado asociarlos a diferentes tipos de fenómenos naturales, los cuales pudiesen llegar a originarlas. Para ello cada filtro de 10 s fue comparado con parámetros relacionados con la actividad atmosférica, sísmica, y tectónica de la región.
- Se mostró que, los cambios de velocidad en tiempo de 1-10s (*i.e.*, los cuales muestrean secciones de corteza somera), tienen una relación poco clara con la actividad tectónica y la atmosférica. Por tanto se recomienda analizar periodos más finos (*i.e.*, menores a 5s) a fin develar la génesis de las mismas.
- Los cambios de velocidad mostraron, que la sección de corteza que presenta mayor alteración en su estructura de velocidades, es la del rango de 15 a 20s. La cual presentó una buena correlación con los SSE y la actividad de TT, ocurrida durante el periodo de 2009 a 2012; donde se calculó una caída de la velocidad sísmica (dv/v) de -0.4%, asociada con la alteración del estado de esfuerzos generada por los subeventos de SSE de 2009-2010. Y la caída de -0.08% que se cree, puede estar relacionada con el SSE de Oaxaca (2011-2012).
- Se comprobó que utilizando registros de ruido sísmico pertenecientes a arreglos de estaciones no concurrentes, tales como: el arreglo MASE y el conjunto de miniarreglos GGAP, se pudieron calcular tomogramas de 24.4 km de resolución. Los cuales permitieron hacer un mapeo de la estructura de velocidades para periodos entre los 5s y 30s, utilizando una densa cobertura de rayos proporcionada por el método de la correlación de la coda de

correlación o C3 (Stehly *et al.*, 2008), para las que se utilizó como estaciones puente las pertenecientes al SSN, para el periodo de 2005 a 2012.

- La tomografía de ruido sísmico mapeó anomalías de velocidad lentas y rápidas, para periodos entre 5 y 30s, localizadas en la parte norte del estado (*i.e.*, municipios de Buenavista de Cuellar, Cuetzala del progreso, Iguala de la independencia y Taxco de Alarcón) y sur (*i.e.*, municipios de Acapulco de Juárez y Chilpancingo), que se asociaron con la composición geológica de la estructura bajo la zona, estudios geofísicos y eventos de sismicidad lenta, tales como: SSE y TT.

6.2 Trabajo Futuro

Como un complemento que puede ayudar a enriquecer y ampliar el impacto del estudio mostrado previamente, se dan las siguientes sugerencias:

1. Hacer el cálculo de variaciones temporales con una resolución menor a la anterior (30d), para ello se propone usar la metodología de Stehly *et al.*, 2011, donde se puede disminuir tanto el número de días apilado como el suavizado de las anomalías aplicando la técnica del *curvelet denoising filters*.
2. Se recomienda implementar la metodología planteada en las labores del SSN y/o CENAPRED de monitoreo en tiempo real, con el fin de ver los cambios de esfuerzos en la corteza, lo cual puede ser aplicado a áreas con actividad: sísmica, volcánica, o de explotación de recursos naturales (*i.e.* geotermia o petróleo), como un sistema automatizado capaz de calcular la historia temporal de dv/v , y observar variaciones de velocidad a corto plazo durante los eventos tanto tectónicos como industriales.
3. Mejorar la estabilidad de las variaciones temporales usando las combinaciones restantes de las componentes del tensor de Green para las correlaciones cruzadas (por ejemplo: EE, NN, ZE, etc.).
4. Como una forma de enriquecer las interpretaciones realizadas con los resultados de este estudio, se plantea corroborar los mismos con modelados computacionales de poro elasticidad, dilatación y modelos termo-mecánicos, a fin de tener una visión más específica de la evolución temporal de la corteza para cada periodo.

BIBLIOGRAFÍA

Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of Geophysical Research*, 74, 615-631.

Aki, K. & Chouet, B. (1975). Origin of Coda Waves: Source, attenuation and scattering effects. *J. Geophysical Research Letters*, 80, 3322-3342.

Alaníz-Álvarez, S.A. & Ortega-Gutiérrez F. (1997). Geología y Petrología del complejo Xolapa, en la barranca de Xolapa, Estado de Guerrero. *Boletín de mineralogía*, Vol. 13, 3-32.

Altamimi, Z., Collilieux, X. y Métivier, L. (2011). ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame, *J. Geod.*, 85(8), 457-473.

Ardhuin, F., Stutzmann, E., Schimmel, M. y Mangeney, A. (2011). Ocean wave sources of seismic noise. *J. Geophys. Res.*, Vol. 116, C09004, doi: 10.1029/2011JC006952.

Audet, P., Bostock, M. G., Christensen, N. I. & Peacock, S. M. (2009). Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457(7225), 76-78.

Bakulin, A., & R. Calvert. (2004). Virtual source: New method for imaging and 4D below complex overburden: 74th Annual International Meeting SEG, Expanded Abstracts, 2477 - 2480.

Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M. y Yang, Y., (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-1260.

Ben-Zion, Y. (1989). The response of two joined quarter spaces to SH line sources located at the material discontinuity interface. *Geophysical Journal International*, 98(2), 213-222.

Ben-Zion, Y. & Aki, K. (1990). Seismic radiation from an SH line source in a laterally heterogeneous planar fault zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(4), 971-994.

Bettinelli, P., Avouac, J. P., Flouzat, M., Bollinger, L., Ramillien, G., Rajaure, S., & Sapkota, S. (2008). Seasonal variations of seismicity and geodetic strain in the Himalaya induced by surface hydrology. *Earth and Planetary Science Letters*, 266(3), 332-344.

Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., & Bard, P. Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: a literature review. *Earth-Science Reviews*, 79(3), 205-227.

Brenguier, F., Shapiro, N., Campillo, M., Ferrazzini, V., Duputel, Z., Coutant, O., y Nercessian A., (2008a). Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise, *Nat. Geosci.*, 1, 126-130.

- Brenguier, F., Clarke, D., Aoki, Y., Shapiro, N. M., Campillo, M., & Ferrazzini, V. (2011). Monitoring volcanoes using seismic noise correlations. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(8), 633-638.
- Brown, J. R., Beroza, G. C., Ide, S., Ohta, K., Shelly, D. R., Schwartz, S. Y., ... & Kao, H. (2009). Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones. *Geophysical Research Letters*, 36(19).
- Brudzinski, M., Cabral-Cano, E., Correa-Mora, F., DeMets, C. & Márquez-Azúa, B. (2007). Slow slip transients along the Oaxaca subduction segment from 1993 to 2007. *Geophysical Journal International*, 171(2), 523-538.
- Byerlee, J., (1993). Model for episodic flow of high-pressure water in fault zones before earthquakes. *Geology*, 21, 303–306.
- Caló, M., Dorbath, C. y Frogneux M. (2014). Injection tests at the EGS reservoir of Soultz-sous-Forêt. Seismic response of the GPK4 stimulations. *Geothermics*, Vol. 52, 50-58.
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Campillo, M., Singh, S. K., Shapiro, N., Pacheco, J., & Herrmann, R. B. (1996). Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion. *GEOFISICA INTERNACIONAL-MEXICO*, 35, 361-370.
- Campillo, M. y Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299, 547–549.
- Campillo, M. (2006). Phase and Correlation in Random Seismic Fields and the Reconstruction of the Green Function. *Pure and Applied Geophysics*, 163(2-3), 475-502.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., y Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, in Draut, A., Clift, P.D., and Scholl, D.W., eds., *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*. Geological Society of America Special Paper 436, p. 279–308, doi: 10.1130/2008.2436(13).
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., & Gehrels, G. (2011). Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geological Society of America Bulletin*, 123(9-10), 1776-1797.
- Cerca Martínez, L. M. (2004). Deformación y magmatismo Cretácico Tardío–Terciario temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos. Tesis de doctorado no publicada, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B. y Iriondo, A. (2007). Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico:

Insights into the evolution of the Caribbean–North American plate interaction, *Tectonics*, 26, TC3007.

Christensen, N., (1996). Poisson's ratio and crustal seismology, *Journal of Geophysical Research*, 101, 3139–3156.

Claerbout, J. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, 33(2), 264–269.

Clarke, D., Zaccarelli, L., Shapiro, N. M., y Brenguier, F. (2011). Assessment of resolution and accuracy of the Moving Window Cross Spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise. *Geophys. J. Int.*, 186(2), 867–882.

Córdoba Montiel, F. M. (2014). Tomografía de velocidad de grupo de ondas Rayleigh y estructura cortical para el oriente de México y el istmo de Tehuantepec. Tesis de doctorado no publicada, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.

Correa-Mora, F., DeMets, C., Cabral-Cano, E., Diaz-Molina, O., y Marquez-Azua, B. (2009). Transient deformation in southern Mexico in 2006 and 2007: Evidence for distinct deep-slip patches beneath Guerrero and Oaxaca. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q02S12, doi:10.1029/2008GC002211.

Cruz-Atienza, V. M., Husker, A., Legrand, D., Caballero, E., & Kostoglodov, V. (2015). Nonvolcanic tremor locations and mechanisms in Guerrero, Mexico, from energy-based and particle motion polarization analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), 275–289.

Cserna, Z. D. (1965). Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol, 62(76), 1977.

Damon, P., & Montesinos, E. (1978). Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, Mexico. *Arizona Geological Society Digest*, 11, 155–168.

Davis, T. L., Terrell, M. J., Benson, R. D., Cardona, R., Kendall, R. R. y Winarsky R. (2003). Multicomponent seismic characterization and monitoring of the CO₂ flood at Weyburn field, Saskatchewan. *The Leading Edge*, 22(7), 696 –697.

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. y Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters.*, 21, 2191–2194.

DeMets, C. & Traylen, S. (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American and the mantle. *Tectonophysics* 318, 119–159.

- Dickinson, W. R. & Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *The Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142-1160.
- Douglas, A., Beavan, J., Wallace, L., & Townend, J. (2005). Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Geophysical Research Letters*,
- Draganov, D., Wapenaar, K., Mulder, W. y Singer, J. (2006). Seismic interferometry on background-noise field data: 76th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 590–593.
- Draganov, D., Wapenaar, K., Mulder, W., Singer, J. y Verdel, A. (2007). Retrieval of reflections from seismic background-noise measurements: *Geophysical Research Letters*, 34, L04305, doi: 10.1029/2006GL028735.
- Draganov, D., Campman, X., Thorbecke, J., Verdel, A. y Wapenaar, K. (2009). Reflection images from ambient seismic noise. *Geophysics*, 74, 63–67.
- Dragert, H., Wang, K., & James, T. S. (2001). A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, 292(5521), 1525-1528.
- Duvall, T.L. Jr., Jefferies, S.M., Harvey, J. W. y Pomerantz. M. A. (1993). Time-distance helioseismology. *Nature*, 362 (6419), 430.
- Dziewonski, A., Bloch, S. y Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 427- 444.
- Elías-Herrera, M. & Ortega-Gutiérrez, F. (2002). Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*, 21(3), 1013. doi:10.1029/2000TC001278.
- Engelbreton, D. C., Cox, A. y Gordon, R. G. (1985). Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geological Society of America. Special Paper 206*, 64 pp.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. y Carrasco- NÚñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4), 303–306, doi:10.1130/ 0091-7613(1999)027<0303:STPOCA>2.3.CO;2.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V., Manea, M., (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, Invited review paper, doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018.

Fitz, D.E., Campa, M.F., y López, M.M., 2002, Fechamiento de lavas andesíticas de la Formación Zicapa, en el límite oriental de la Plataforma Guerrero Morelos: Actas INAGEQ, v. 8, p. 178.

Frank, W. B., Shapiro, N. M., Kostoglodov, V., Husker, A. L., Campillo, M., Payero, J. S. y Prieto, G. A. (2013). Low-frequency earthquakes in the Mexican Sweet Spot. *Geophys. Res. Lett.*, 40, doi: 10.1002/grl.50561

Frank, W. B., & Shapiro, N. M. (2014). Automatic detection of low-frequency earthquakes (LFEs) based on a beamformed network response. *Geophysical Journal International*, 197(2), 1215-1223.

Frank, W. B., Shapiro, N. M., Husker, A. L., Kostoglodov, V., Bhat, H. S. y Campillo M. (2015). Along-fault pore-pressure evolution during a slow-slip event in Guerrero, Mexico, *Earth Planet. Sci. Lett.*, doi: 10.1016/j.epsl.2014.12.051.

Fries, C., 1960, Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero Región Central Meridional de México: Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, v. 60, 236 p.

Gaite, B., (2013). Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, golfo de México y Caribe, tomografía de ondas superficiales Rayleigh y Love. Tesis de doctorado. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.

García Jerez, A. (2010). Desarrollo y evaluación de métodos avanzados de exploración sísmica pasiva, Aplicación a estructuras geológicas locales del sur de España. Tesis para obtener el grado de doctor en física aplicada, sismología y energías renovables. Departamento de física, Universidad de Almería, Almería, España.

Giles, P. M., Duvall, T. L., Scherrer, P. H., & Bogart, R. S. (1997). A subsurface flow of material from the Sun's equator to its poles. *Nature*, 390(6655), 52-54.

Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M., & Minner, L. (2003). SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 81, 1613-1620.

González-Molina, G. (2015). Tremores no volcánicos (tnvs): detección y localización. Tesis de licenciatura no publicada. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.

Gouédard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., Colin de Verdière, Y., Larose, E., Margerin, L., Roux, P., Sanchez-Sesma, F. J., Shapiro N. M. y Weaver R. L. (2008). Cross-

correlation of random fields: mathematical approach and applications, *Geophysical Prospecting*, 56, 375-393.

Gouédard, P., Roux, P., Campillo, M. y Verdel, A. (2008). Convergence of the two-points correlation function toward the Green's function in the context of a prospecting dataset. *GEOPHYSICS*, Vol.73, 6, Pg: V47-V53.

Graham, S. E., DeMets, C., Cabral-Cano, E., Kostoglodov, V., Walpersdorf, A., Cotte, N., ... & Salazar-Tlaczani, L. (2014). GPS constraints on the 2011–2012 Oaxaca slow slip event that preceded the 2012 March 20 Ometepec earthquake, southern Mexico. *Geophysical Journal International*, ggu019.

Green, G., (1828). An essay on the application of mathematical analysis to the theories of electricity and magnetism: Privately published.

Guilhem, A., Peng, Z., & Nadeau, R. M. (2010). High-frequency identification of non-volcanic tremor triggered by regional earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 37(16).

Guzmán, E. J. (1952). Sedimentary volumes in gulf coastal plain of the United States and Mexico part v: volumes of mesozoic and cenozoic sediments in Mexican Gulf coastal plain. *Geological Society of America Bulletin*, 63(12), 1201-1220.

Gwyther, R. L., C. H. Thurber, M. T. Gladwin, and M. Mee (2000), Seismic and aseismic observations of the 12th August 1998 San Juan Bautista, California M5.3 earthquake, paper presented at 3rd San Andreas Fault Conference, Stanford Univ., Stanford, Calif.

Halpern, M., Guerrero, J. G. y Ruiz, C. M. (1974). Rb–Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southern and central Mexico: A progress report: Resúmenes, Unión Geofísica Mexicana, Reunión anual , p. 30.

Hermann, R. B., & Ammon, C. J. (2002). Computer programs in seismology: Surface waves, receiver functions and crustal structure. St. Louis University, St. Louis, MO.

Hernández, G. A. (2008). Caracterización geoquímica del intrusivo de Acapulco (Estado de Guerrero): Petrogénesis e implicaciones tectónicas. Tesis de Maestría no publicada, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.

Hillers, G., Ben-Zion, Y., Campillo, M. y Zigone, D. (2015). Seasonal variations of seismic velocities in the San Jacinto fault area observed with ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 202(2), 920-932.

Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N., & Miyazaki, S. I. (1999). A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophysical Research Letters*, 26(21), 3237-3240.

Hirose, H., & Obara, K. (2006). Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan. *Geophysical Research Letters*,33(17).

Hobiger, M., Wegler, U., Shiomi, K. y Nakahara, H. (2012). Coseismic and postseismic elastic wave velocity variations caused by the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, Japan. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, B09313, doi:10.1029/2012JB009402

Huang, J., & Zhao, D. (2004). Crustal heterogeneity and seismotectonics of the region around Beijing, China. *Tectonophysics*, 385(1), 159-180.

Huesca-Pérez, E., & Husker, A. (2012). Shallow travel-time tomography below southern Mexico. *Geofísica internacional*, 51(3), 281-291.

Huesca, E., (2013). Tomografía de tiempo de propagación de ondas P y S por debajo del sur de México. Tesis de Doctorado no publicada, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.

Husen, S. & Kissling E. (2001). Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile. *Geological Society of America*. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0847:PPFATL>2.0.CO;2.

Husker, A., & Davis, P. M. (2009). Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 114(B4).

Husker, A. L., Kostoglodov, V., Cruz-Atienza, V.M., Legrand, D., Shapiro, N.M., Payero, J.S., Campillo, M. y Huesca-Pérez, E. (2012). Temporal variations of non-volcanic tremor (NVT) locations in the Mexican subduction zone: finding the NVT sweet spot. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13 (3), Q03011.doi:10.1029/2011GC003916.

Ide, S. (2012). Variety and spatial heterogeneity of tectonic tremor worldwide. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 117(B3).

Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R., & Uchide, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, 447(7140), 76-79.

Iglesias, A., Clayton, R. W., Pérez-Campos, X., Singh, S. K., Pacheco, J. F., García, D., & Valdés-González, C. (2010). S wave velocity structure below central Mexico using high-resolution surface wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 115(B6).

Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine, S., & Hirose, H. (2007). Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*,315(5811), 503-506.

Jin, A. & Aki, K. (1988). Spatial and Temporal correlation between coda Q and seismicity in China. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 78, 741-769.

Jödicke, H., Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Mezger, K. y Ruoke, L. (2006). Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics. *J. Geophys. Res.* 111, No. B08102, doi 10.1029/2005JB003739.

Kedar, S. & Webb, F.H. (2005). The ocean's seismic hum. *Science*, 307(5710), 682–683, doi: 10.1126/science.1108380.

Kennett, B. L. N., & Furumura, T. (2013). High-frequency Po/So guided waves in the oceanic lithosphere: long-distance propagation. *Geophysical Journal International*, ggt344.

Keppie, J. D., Dostal, J., Miller, B. V., Ramos-Arias, M. A., Morales-Gómez, M., Nance, R. D., .. & Cooper, P. (2008). Ordovician–earliest Silurian rift tholeiites in the Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence of rifting on the southern margin of the Rheic Ocean. *Tectonophysics*, 461(1), 130-156.

Kim, Y., Clayton, R. W., & Jackson, J. M. (2010). Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 115(B6).

Kim, Y., Miller, M., Pearce, F. y Clayton R. (2012). Seismic imaging of the Cocos plate subduction zone system in central Mexico. *Geochem. Geophys. Geosyst*, 13, Q07001, doi: 10.1029/2012GC004033.

Kostoglodov, V. & Pacheco, J. (1999). Cien años de sismicidad en México. Recuperado de: <http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/sismos/100a%F1os.html>

Kostoglodov, V., Singh, S., Santiago, J., Franco, S., Larson, K., Lowry, A. y Bilham, R. (2003). A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett*, 30(15), 1807. doi: 10.1029/2003GL017219.

Kostoglodov, V., Husker, A., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., Cotte, N., & Clayton, R. (2010). The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 37(24).

La Bonte, A. L., Brown, K. M. y Fialko, Y. (2009). Hydrologic detection and finite element modeling of a slow slip event in the Costa Rica prism toe, *J. Geophys. Res.*, 114, B00A02, doi:10.1029/2008JB005806.

Larose, E. (2006). Mesoscopes of ultrasound and seismic waves: application to passive imaging. *Annales de Physique*, 31 (3), pp.1-126.

- Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. (Vol. 58). Academic press.
- Lecocq, T., Caudron, C. y Brenguier, F. (2014). MSNoise, a Python Package for Monitoring Seismic Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise, *Seismological Research Letters*, 85(3), 715-726, doi:[10.1785/0220130073](https://doi.org/10.1785/0220130073).
- Linde, A. T., Gladwin, M. T., Johnston, M. J., Gwyther, R. L., & Bilham, R. G. (1996). The San Andreas fault. *Nature*, 383, 5.
- Lobkis, O. I. & Weaver, R. L. (2001). On the emergence of the Green function in the correlations of a diffuse field. *J. Acoust. Soc. Am.* 110, 3001 – 3017.
- Longuet-Higgins, M. (1950). A theory of the origin of microseisms. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A, Math. Phys. Sci.* 243(857), 1–35, doi: [10.1098/rsta.1950.0012](https://doi.org/10.1098/rsta.1950.0012).
- Lowry, A. R., Larson, K. M., Kostoglodov, V., & Bilham, R. (2001). Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico. *Geophysical Research Letters*, 28(19), 3753-3756.
- Mammerickx, J. & Klitgord, K.D. (1982). Northern East Pacific rise: evolution from 25 m.y. B.P. to the present. *J. geophys. Res.*, 87, 6751–6759.
- Manea, V.C., Manea, M., Kostoglodov, V., Currie, C.A. y Sewell, G. (2004). Thermal Structure, Coupling, and Metamorphism in the Mexican Subduction Zone beneath Guerrero, *Geophysical Journal International*, vol. 158, pp. 775-784
- Manea, V.C. & Manea, M. (2011). Flat-slab thermal structure and evolution beneath Central Mexico, *Pure and Applied Geophysics*, doi: [10.1007/s00024-010-0207-9](https://doi.org/10.1007/s00024-010-0207-9), 13pp.
- Manea, V. C., Manea, M., & Ferrari, L. (2013). A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*, 609, 56-81.
- Martini, M., (2008). *Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo Y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): Implicaciones para la evolución tectónica del Sur de México durante el cretácico y el terciario temprano*. Tesis de Doctorado no publicada, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
- Martini, M., Ferrari, L., López Martínez, M., y Valencia, V., (2010). Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, Southwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 27, p. 412-430.
- Meier, U., Shapiro, N. M. y Brenguier, F. (2010). Detecting seasonal variations in seismic velocities within Los Angeles basin from correlations of ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, Vol. 181, 2 (2010), P: 985-996, doi: [10.1111/j.1365-246X.2010.04550.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04550.x).

- Minato, S., Tsuji, T., Ohmi, S. y Matsuoka, T. (2012). Monitoring seismic velocity change caused by the 2011 Tohoku-oki earthquake using ambient noise records. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L09309, doi:10.1029/2012GL051405.
- Moran-Zenteno, D. J. (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. LVII, núm. 3, 2005, pp. 319-341.
- Ndikum, E. N., Tabod, C. T., & Tokam, A. P. K. (2014). Frequency Time Analysis (FTAN) and Moment Tensor Inversion Solutions from Short Period Surface Waves in Cameroon (Central Africa). *Open Journal of Geology*, 2014.
- Nicolson, H., Curtis, A., Baptie, B., & Galetti, E. (2012). Seismic interferometry and ambient noise tomography in the British Isles. *Proceedings of the Geologists' Association*, 123(1), 74-86.
- Obara, K. (2002). Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, vol. 296, pp. 1679-1681.
- Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F. y Kasahara, K. (2004). Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* 31, doi:10.1029/2004GL020848.
- Obermann, A., Froment, B., Campillo, M., Larose, E., Planès, T., Valette, B., ... & Liu, Q. Y. (2014). Seismic noise correlations to image structural and mechanical changes associated with the Mw 7.9 2008 Wenchuan earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 3155-3168.
- Ohta, Y., Freymueller, J. T., Hreinsdóttir, S., & Suito, H. (2006). A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central Alaska subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 247(1), 108-116.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1981). Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20, 177-202.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., ... & Nishimura, T. (2002). Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science*, 298(5595), 1009-1012.
- Pardo, M., y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico, seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 100, 12,357-12,373, doi: 10.1029/95JB00919.

Park, C., Miller, R. y Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* 64, 3, 492 – 495.

Parsons, T., (2002). Global Omori law decay of triggered earthquakes: Large aftershocks outside the classical aftershock zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B9), ESE-9.

Payero, J., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X. y Clayton, R. (2008). Non-Volcanic tremor observed in the Mexican subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* 35, L07305.

Peacock, S. M., Christensen, N. I., Bostock, M. G., & Audet, P. (2011). High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone. *Geology*, 39(5), 471-474.

Peng, Z., Vidale, J. E., Creager, K. C., Rubinstein, J. L., Gomberg, J., & Bodin, P. (2008). Strong tremor near Parkfield, CA, excited by the 2002 Denali Fault earthquake. *Geophysical Research Letters*, 35(23).

Peng, Z., & Zhao, P. (2009). Migration of early aftershocks following the 2004 Parkfield earthquake. *Nature Geoscience*, 2(12), 877-881.

Peng, Z., & Gomberg, J. (2010). An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geoscience*, 3(9), 599-607.

Pérez-Campos, X., Young, K., Husker, A.L., Davis, Paul., Clayton, Robert., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, K., Manea, V. y Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L18303, doi:10.1029/2008GL035127.

Poupinet, G., Ellsworth, W. L., & Frechet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California.

Protti, M., González, V., Kato, T., Iinuma, T., Miyazaki, S., Obana, K., ... & Schwartz, S. (2004, December). A creep event on the shallow interface of the Nicoya Peninsula, Costa Rica seismogenic zone. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 07).

Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Valette, B., Kostoglodov, V. y Cotte, N. (2011). Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event, the 2006 Guerrero Slow Slip Event. *Geophys. J. Int.*, 184, 816–828, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x.

Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Walpersdorf, A., Cotte, N. y Kostoglodov, V. (2012). Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico. *J. Geophys. Res.*, 117 (B4), doi: 10.1029/2011JB008801.

Rawlinson, N. & Sambridge, M. (2003). Seismic traveltime tomography of the crust and lithosphere. *Advances in Geophysics*, 46, 81-198.

Richard, A., Thompson, J. M. M., & Swenson Jr, G. W. (2001). *Interferometry and Synthesis in Radio Astronomy*. Wiley Interscience.

Rickett, J., & Claerbout, J. (1999). Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring. *The leading edge*, 18(8), 957-960.

Rivet, D., Campillo, M., Shapiro, N.M., Cruz-Atienza, V., Radiguet, M., Cotte, N. y Kostoglodov, V., (2011). Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L08308, doi:10.1029/2011GL047151.

Rivet, D., Campillo, M., Radiguet, M., Zigone, D., Cruz-Atienza, V., Shapiro, N. M., Kostoglodov, V., Cotte, N., Cougoulat, G. y Walpersdorf, A. y Daub, E. (2014). Seismic velocity changes, strain rate and non-volcanic tremors during the 2009–2010 slow slip event in Guerrero, Mexico. *Geophysical Journal International*, 196(1), 447-460.

Rogers G. y Dragert, H. (2003). Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The 6 chatter of silent slip. *Science* 300, 1942–1943.

Royer, A. A., & Bostock, M. G. (2014). A comparative study of low frequency earthquake templates in northern Cascadia. *Earth and Planetary Science Letters*, 402, 247-256.

Rubinstein, J. L.; Shelly, D. R. y Ellsworth, W. L. (2010). Non-volcanic tremor: A window into the roots of fault zones, in Sierd Cloetingh & Jörg Negenank. 'New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences', Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 287--314.

Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A. y Fehler, M. C. (2005a). Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.* 32, L03310, doi:10.1029/2004GL021862.

Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A. y Fehler, M. C. (2005b). Surface wave tomography from microseisms in southern California. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14311, doi: 10.1029/2005GL023155.

Schwartz, S. Y., & Rokosky, J. M. (2007). Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 45(3).

Schuster, G.T. (2001). Theory of daylight interferometric imaging - tutorial: 63rd Meeting, European Association of Geoscientists and Engineers. Expanded Abstracts, Session A32.

Schuster, G.T. (2008). *Seismic Interferometry*, Cambridge University Press. (ISBN 9780521871242).

- Scherbaum, F. (1987). Seismic imaging of the site response using micro earthquake recordings. Part I. Method: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 1905–1923.
- Sdrolias, M., & Müller, R. D. (2006). Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4).
- Seathers, A.W. (2007). *Rhythm and Transforms*. Springer-Verlag London Limited, London, United Kingdom.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America, Special Paper*, 278, 153 p.
- Seno, T. & Yamasaki, T. (2003). Low-frequency tremors, intraslab and interpolate earthquakes in Southwest Japan—from a viewpoint of slab dehydration. *Geophys. Res. Lett.* 30, doi:10.1029/2003GL018349.
- Sens-Schönfelder, C. & Wegler, U. (2006). Passive Image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L21302, doi: 10.1029/2006GL027797.
- Shapiro, N. M., & Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the seismic ambient noise. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L. y Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307, 1615–1618, doi: 10.1126/science.1108339.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S. y Nakamura, S. (2006). Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature* 442, 188–191.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C. & Ide, S. (2007a). Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature* 446, 305–307.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C. & Ide, S. (2007b). Complex evolution of transient slip derived from precise tremor locations in western Shikoku, Japan, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Vol. 8. No. 10.
- Sibson, R.H. (1992). Implications of fault-valve behavior for rupture nucleation and recurrence: *Tectonophysics*, Vol. 211, p. 283–293.
- Snieder, R., Grêt, A., Douma, H., & Scales, J. (2002). Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity. *Science*, 295 (5563), 2253-2255.
- Snieder, R., (2006). The theory of coda wave interferometry. *Pure and Applied Geophysics*, Vol 163, doi: 10.1007/s00024-005-0026-6.

Song, T. R. A., Helmberger, D. V., Brudzinski, M. R., Clayton, R. W., Davis, P., Pérez-Campos, X. y Singh, S. K. (2009). Subducting Slab Ultra-Slow Velocity Layer Coincident with Silent Earthquakes in Southern Mexico. *Science*, Vol. 324, 502 - 506.

Stehly, L., Campillo, M., Froment, B. y Weaver, R. L. (2008). Reconstructing Green's function by correlation of the coda of the correlation (C3) of ambient seismic noise. *J. Geophys. Res.*, 113, B11306, doi: 10.1029/2008JB005693.

Stein, S. & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure*. Blackwell Publishing, Malden, MA, EUA.

Stubailo, I., Beghein, C., & Davis, P. M. (2012). Structure and anisotropy of the Mexico subduction zone based on Rayleigh-wave analysis and implications for the geometry of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 117(B5).

Szeliga, W., Melbourne, T. I., Miller, M. M., & Santillan, V. M. (2004). Southern Cascadia episodic slow earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 31(16).

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., y Centeno-García, E., (2007). Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic. *GSA Bulletin*, Vol. 119, P. 1052-1065.

Thurber, C. & Ritsema, J. (2007). *Theory and Observations – Seismic Tomography and Inverse Methods*. Elsevier B. V.

Tolson, G. (1998). *Deformación y exhumación y geotectónica de la margen continental de Oaxaca: Datos estructurales, petrográficos y geotermobarométricos*. Tesis de Doctorado no publicada, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México. 98 pp.

Tukey, J. W., & McLaughlin, D. H. (1963). Less vulnerable confidence and significance procedures for location based on a single sample: Trimming/Winsorization 1. *Sankhyā: The Indian Journal of Statistics, Series A*, 331-352.

Tsunami Warning, (2011). *Seismic Waves*. Recuperado de <http://www.sms-tsunami-warning.com/pages/seismic-waves#.Vlwmy3YvfiU>.

UCSD, (2015). *Earthquake Seismology*. Recuperado de <http://quakeinfo.ucsd.edu/~gabi/sio15/lectures/Lecture07.html>

Vergnolle, M., Walpersdorf, A., Kostoglodov, V., Tregoning, P., Santiago, J. A., Cotte, N. y Franco, S. I. (2010). Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations. *J. Geophys. Res.*, 115, B08403, doi: 10.1029/2009JB006852.

Villafuerte, D., (2014). *Modelado poroelástico de sismos silenciosos en Guerrero, México*. Tesis de Doctorado no publicada, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.

- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X. y Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — Basic principles and applications. *Geophysics*, Vol. 75, No. 5 september-october 2010_; P. 75a195–75a209, doi: 10.1190/1.3457445.
- Weaver, R. L. & Lobkis, O. I. (2001). Ultrasonics without a source. Thermal fluctuations correlations at Mhz frequencies. *Phys. Rev. Lett.* 87, 134301.
- Wegler, U., Nakahara, H., Sens-Schönfelder, C., Korn, M. y Shiomi, K. (2009). Sudden drop of seismic velocity after the 2004 Mw 6.6 Mid-Niigata earthquake, Japan, observed with passive image interferometry. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 114, B06305, doi: 10.1029/2008JB005869.
- Whipple, F. J. W., & Lee, A. W. (1935). Notes on the Theory of Microseisms. *Geophysical Journal International*, 3(8), 287-297.
- William, H.K., Lee, W., Kanamori, H., Paul, C. y Kisslinger C. (2002). *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. International Geophysics, Vol 81, Part A, Pages 3-933. ISBN: 978-0-12-440652-0.
- Withers, M. M., Aster, R. C., Young, C. J. y Chael, E. P. (1996). Highfrequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 1507 – 1515.
- Xia, J., Miller, R. y Park, C. (1999). Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics* 3, 691 – 700.
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Lin, F.-C., Moschetti, M. P. y Shapiro, N. M. (2008). Structure of the crust and uppermost mantle beneath the western united states revealed by ambient noise and earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, 113, B12310, doi: 10.1029/2008JB005833.
- Yarlagadda, R. R. (2010). *Analog and digital signals and systems*. (Vol. 1, pp. 1-569). New York: Springer.
- Zheng, S., Sun, X., Song, X., Yang, Y. y Ritzwoller, M. H. (2008). Surface wave tomography of China from ambient seismic noise correlation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q05020, doi: 10.1029/2008GC001981.
- Zoback, M. y Zinke, J. (2002). Production-induced normal faulting in the Valhall and Ekofisk oil fields: *Pure and Applied Geophysics*, 159, 403–420.