



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**(Tremores No Volcánicos (TNVs). Detección y
Localización)**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

(FISICO)

P R E S E N T A:

(GUILLERMO GONZALEZ MOLINA)



**DIRECTOR DE TESIS:
(Dr. ALLEN HUSKER LEROY)
(2015)**



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.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a todos los investigadores involucrados, directa o indirectamente en la realización de esta presente tesis. No solo por su agradecida disposición a cualquier duda o situación técnica, sino también por su calurosa compañía cuando en campo, recogiendo datos, revisando y reparando las estaciones sismológicas.

En especial mención a: Allen Husker, ya que ha demostrado ser un excelente asesor y profesor, además de excelente persona. Más lo último que lo primero.

Al Dr. Juan Payero por proporcionarme el catálogo visual que él hizo y por su aporte con el manejo de la base de datos.

Al proyecto CONACYT 130201 por el apoyo financiero otorgado.
Y sobre todo a mi familia, a los que tanto debo.

RESUMEN

EL entendimiento sobre el comportamiento de las fuerzas y movimientos en las zonas de subducción fue enormemente sacudido con la avenencia de nuevos fenómenos hasta ahora ocultos: Sismos lentos, tremores no volcánicos y sismos de baja y muy baja frecuencias (con rangos de 1 a 10 Hz para los primeros, y menos de 0.1 Hz para los segundos). La razón por la que estos fenómenos permanecían ocultos a la vista a pesar de ser fenómenos tan comunes, fue esencialmente debido a la poca sensibilidad de la instrumentación y el tipo de instrumentación propiamente dicho. Gracias a la instalación de estaciones GPS y a la aparición de inclinómetros, fue posible observar los sismos lentos, sismos tan lentos que pueden durar inclusive años en comparación con los sismos comunes que duran pocos segundos y para los más fuertes pocos minutos. Los sismos lentos no producen ondas detectables, pero pueden inducir a que otros fenómenos como por ejemplo: tremores sismos de baja frecuencia se lleven a cabo con mayor facilidad.

Por otra parte, la detección de tremores no volcánicos fue posible a partir de la instalación de sismómetros más sensibles y con capacidad de registrar un amplio rango de frecuencias, aunado además a las nuevas tendencias en cuanto a capacidad de almacenamiento de datos, lo que hizo posible tener registros continuos siempre; y a la capacidad de procesar información computacionalmente, permitiendo idear nuevos métodos en el tratamiento de la señal.

La razón de por qué es importante estudiar los tremores se basa precisamente en reentender la geodinámica y conocer más a fondo la manera en que los esfuerzos interplaca cambian y la razón de liberación de energía debida a los sismos lentos en conjunto con los tremores. Este estudio provee un método para generar un catálogo de tremores, junto con sus epicentros más probables, sirviendo de aliciente para estudios futuros sobre estas zonas.

La pretensión de la presente tesis es hacer un estudio de los NVTs mediante su determinación en el tiempo y en el espacio, para lo cual, se desarrolla un método escrito en Matlab que analiza los espectrogramas y determina la posible inferencia de los NVTs, que comparada con los resultados en las diferentes estaciones, se puede determinar la presencia de un NVT real; de modo que se podrá realizar un catálogo, el cual será usado para hacer una inversión usando el método de "energía" (Husker et al, 2012).

Se evidencia igualmente la estrecha relación que hay de los NVTs con otro tipo de fenómeno, llamado: SSE (Slow Slip Event) o sismo lento en español, aunque este último término no se usará.

TERMINOLOGÍA Y ABREVIACIONES

NVT ——— Non Volcanic Tremor*
LFE ——— Low Frequency Earthquake
VLF ——— Very Low Frequency Earthquake
GPS ——— Global Positioning System
ETS ——— Episodic Tremor and Slip
MASE ——— Mesoamerican Subduction Experiment
SSN ——— Servicio Sismológico Nacional
G-Gap ——— Guerrero-Gap
GMT ——— Greenwich Mean Time

* NVT, tremor no volcánico o simplemente “tremor” son sinónimos en el presente trabajo.

En referencia a la terminología y con el fin de evitar ambigüedades y confusiones, se preferencia usar la inglesa, por lo menos cuanto a las siglas; así, las siglas para designar a los tremores no volcánicos será: NVTs, para los sismos lentos: SSEs, para los sismos de baja frecuencia: LFEs, para los tremores episódicos y deslizamiento, será: ETS. No obstante, al referirnos a estos eventos por su nombre completo se prefiere usar los nombres en español, por ejemplo, sismos lentos, tremores, etc.

ESTACIONES SISMOLÓGICAS Y DE GPS

El nombre de las estaciones sismológicas es dado según el lugar donde se ha instalado, haciendo mención de ello para una mejor ubicación geográfica.

ARIG ——— Arcelia
PLIG ——— Platanillo
MEIG ——— Mezcala
TLIG ——— Tlapa
AMAC ——— Amacuzac
APAX ——— Apaxtla de Castrejón
ATLI ——— Atlixnac
XALI ——— Xalitla
CACA ——— Cacahuantepec
COAC ——— Coacán
HUIZ ——— Huitziltepec
Estaciones GPS
CAYA ——— Cayaco
IGUA ——— Iguala
Mezc ——— Mezcala

1

¹ En la presente tesis se hace uso de muchas otras siglas y terminologías, sin embargo, su uso se limita a una o máximo dos menciones, no representando problema su aclaración a lo largo del texto.

CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
2	ANTECEDENTES	3
2.1	Introducción	3
2.2	Definición y características de: NVTs, SSEs, LFEs y ETSs	3
2.3	Ciclo sísmico	5
2.4	Antecedentes	7
2.5	Nuevos descubrimientos	8
2.6	Tremores no volcánicos en Mexico	9
2.7	Detección visual de tremores no volcánicos	12
2.8	Distribución espacial de NVTs en México central	13
2.9	Implementaciones computacionales adicionales en detección y localización de NVTs	15
2.10	Resumen General	18
3	DETECCIÓN DE TREMORES NO VOLCÁNICOS (TNVS)	19
3.1	Brecha sísmica de Guerrero o Guerrero Gap (G-Gap)	19
3.2	Pre procesamiento de datos	21
3.3	Análisis espectral y desarrollo del algoritmo	25
3.4	Método de “patrones” en el espacio de las frecuencias	27
3.5	Análisis y Resultados	31
3.6	Ruido sísmico y NVTs	33
3.7	Diferentes niveles “energéticos” detectables de los NVTs	44
3.8	Corrección del método	47
3.9	Resultados	51
3.10	Análisis conjunto de NVTs y SSEs	53
3.11	Análisis de “bursts”	55
3.12	Ley Gutenberg - Richter	56
3.13	Relación de NVTs y sismos locales y regionales	57
3.14	Conclusiones	57
4	1.2 LOCALIZACIÓN DE TNVS	59
4.1	Introducción	59
4.2	Efectos de sitio y normalización de la coda	59
4.3	Inversión	67
4.4	Resultados	69
4.5	Conclusiones	70
5	CONCLUSIONES	73
I	APÉNDICE	75
A	HERRAMIENTAS FÍSICO-MATEMÁTICAS	77
A.1	Series de Fourier	77
A.2	Transformada de Fourier	77
A.3	Propiedades de la transformada de Fourier	78

A.4	Densidad Espectral de Potencia (PSD)	79
A.5	Energía y de las ondas sísmicas	80
B	TRANSFORMACIÓN DE DATOS	81
B.1	Pre-procesamiento de los registros sísmicos usando “Matlab”	81
B.2	Código Matlab para archivos mseed	82
C	CÓDIGOS EN MATLAB	85
C.1	Detección de NVTs	85
C.2	Efectos de sitio	89
	BIBLIOGRAFÍA	101

INTRODUCCIÓN

Un tremor es un movimiento telúrico de larga duración y de amplitud débil (tanto como el ruido de fondo). Tales movimientos son observados en zonas aledañas a actividad volcánica o geotérmica. Fue hasta principios del siglo XXI que se observaron tremores en zonas de subducción totalmente ajenas o alejadas de cualquier actividad volcánica, sin mucho esfuerzo se les dio el nombre de tremores no volcánicos (NVT). A diferencia de los tremores volcánicos, que son generados por el flujo del magma en la cámara magmática y chimenea, las causas que dan origen a los tremores no volcánicos se desconocen, aunque hay evidencia están asociados a deslizamientos interplaca transitorios. Un aspecto que podría ser importante es el hecho los NVT's se relacionan temporalmente por lo menos con eventos de deslizamiento lento (sismos lentos o SSE (Slow Slip Events, por sus siglas en inglés)), sean de corto o largo plazo, pero cuyo estudio en zonas de subducción es de gran interés y un reto para la comunidad científica (Kostoglodov et al., 2010; Obara, 2011)

Los NVTs se encuentran comúnmente en el rango de 0.5-15 Hz (Kostoglodov et al., 2010) con un perfil de onda aparentemente azarosa oculta en el ruido blanco de fondo, lo cual hace una tarea difícil localizar su presencia en el tiempo y espacio. Hay que recalcar que los NVTs a diferencia de los episodios sísmicos comunes, no se les puede identificar con claridad los arribos de las ondas P o S, sin embargo, dentro del tremor pueden ser encontrados LFEs (Low Frequency Earthquakes), que son una especie de microsismos de magnitud de momento alrededor de uno y cuyo rango de frecuencias es similar a aquel de los NVTs; además, los arribos de las ondas P o S de estos LFEs sí pueden identificarse. Entonces, ¿Que son exactamente los NVTs? Es una cuestión que actualmente no puede ser firmemente respondida, no obstante lo referente a los LFEs, se cree que los NVTs son una sucesión continua de LFEs. La idea está fuertemente respaldada por la presencia de este fenómeno dentro de los NVTs y también porque los resultados de la inversión de los LFEs individuales caen justamente en la zona donde se generan los NVTs (Frank et al., 2013; Shelly et al., 2007).

En el presente trabajo se usará el rango de 2-10 Hz para caracterizar los NVT's, ya que es en este rango de frecuencias que la razón señal-ruido es alta y los tremores pueden ser fácilmente identificables en los registros de las estaciones sismológicas que hemos de usar (ver capítulo 3).

Los NVTs fueron observados por primera vez en la zona de subducción de Nankai al suroeste de Japón (Obara, 2002). A lo largo de las regiones donde hay registro de tremores Tokai, Kii y Shikoku se encontró que la actividad de tremor se extendía por 600 km a lo largo de la interfase a profundidades de 30-40 km, así mismo, se encontró que la distribución espacial de los tremores es inhomogénea.

Los tremores han sido también observados en la zona de subducción de Cascadia (Rogers y Dragert, 2003), así como también otras zonas de subducción como: Alaska (Peterson y Christensen, 2009), México (Payero et al., 2008), Costa Rica (Brown et al., 2009), Taiwan (Peng y Chao, 2008) y en los márgenes de la zona de San Andrés California (Nadeau y Dolenc, 2005; Gomberg et al., 2008), etc.

ANTECEDENTES

2.1 INTRODUCCIÓN

El estudio de los tremores no volcánicos es un tema muy reciente. Desde el descubrimiento de los SSEs y LFEs, y posteriormente, los NVTs, ha implicado toda una apertura en el panorama de la geofísica. Los nuevos descubrimientos dan lugar a nuevas formas de entender la dinámica terrestre y el ciclo sísmico. Estas nuevas formas de entender el comportamiento terrestre son de vital importancia porque permiten hacer modelaciones más precisas de la distribución y evolución de los esfuerzos entre las placas tectónicas, lo que permitiría conocer con mucho mayor antelación el lugar de los próximos eventos sísmicos importantes.

En esta sección se revisará una breve perspectiva sobre los descubrimientos nuevos relacionados con los TNVs; indagaremos sobre teorías que tratan de dar una explicación a su origen e implementaciones computacionales para su detección y análisis. También hablaremos a cerca de los trabajos hechos en México y las maneras de proceder.

2.2 DEFINICIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE: NVTs, SSEs, LFEs Y ETSS

1.2.1. NVTs

Como ya se vio en la introducción, un tremor no volcánico es un movimiento sísmico de muy baja amplitud, persistente en el tiempo y con una frecuencia preponderantemente de 0.5 a 15 Hz. El término “no volcánico”, aunque obvio, hace alusión a los tremores que no tienen relación con actividad volcánica alguna, dado que anterior al descubrimiento de los NVTs, la palabra “tremor” sin más, se refería a los tremores volcánicos, ocasionados por flujo magmático; en la presente tesis “tremor” es equivalente a NVT o tremor no volcánico indistintamente.

1.2.2 SSEs

Un sismo lento o SSE es el desplazamiento de la corteza terrestre debido al deslizamiento local y en sentido contrario a la dirección de convergencia en la interfase. Se dividen en dos grupos: de corto y largo plazo (Hirose and Obara, 2005; Obara and Hirose, 2006; Obara, 2010, 2011). La diferencia sustancial es la duración y la localización. El rango de duración de los SSEs de corto plazo es de varios días o inclusive pocas semanas, mientras que los SSEs de largo plazo du-

ran varios meses; como ejemplo véase la figura 1, en ella se pueden observar los registros de varios SSEs en tres estaciones GPS.

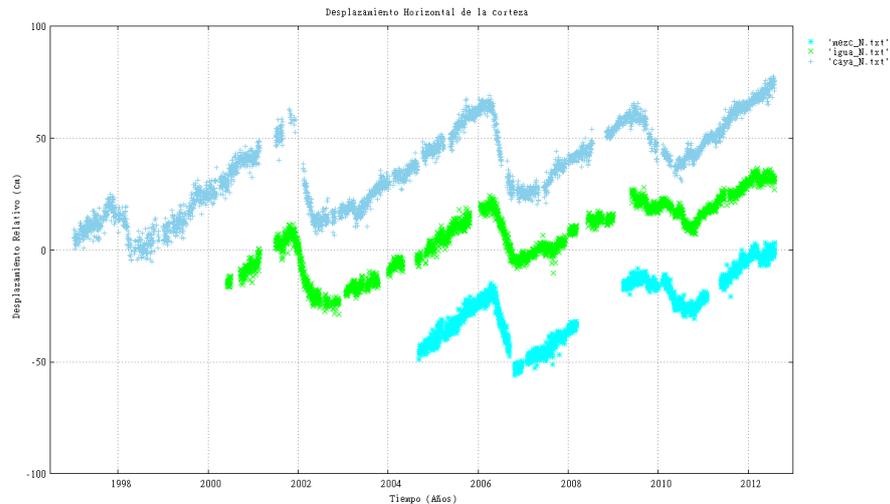


Figura 2.1: Desplazamiento horizontal en la dirección Norte-Sur medida en las estaciones Mezcala (puntos cian), Iguala (puntos verdes) y Cayaco (puntos azules). El movimiento positivo es el movimiento hacia el Norte de la placa continental bajo las estaciones GPS. Se pueden ver los registros de cuatro SSE's: de 1998, 2002, 2006 y 2010 (movimiento hacia el Sur).

Los SSEs de corto plazo pueden ser muy locales y con un sentido específico, pero la dirección del desplazamiento puede cambiar en un determinado rango, además, su alcance es pequeño, lo que provoca que en distintas estaciones GPS se vean registros diferentes, si bien, relacionados; al contrario de los SSEs de largo plazo, cuyos efectos pueden verse en estaciones GPS separadas cientos de kilómetros (e.g. Las estaciones MEZC e IGUA están separadas aproximadamente 170 km una de la otra).

El origen de los SSEs se encuentra sobre la interfase en la zona de transición entre la zona sismogénica y la zona de libre deslizamiento, por ejemplo, en el estado de Guerrero, México se encuentran a 40 km de profundidad en un parche de 300km x 150km paralela y perpendicularmente a la costa respectivamente (Radiguet et al., 2010); en Cascadia han sido detectados sobre la interfase a una profundidad de 25-45 km (Dragert et al., 2004).

En México el estudio de SSE's es de suma importancia, ya que hay evidencia de que estos reducen la acumulación esfuerzos en la placa continental, teniendo un impacto en la actividad sísmica de la zona. De hecho, se sugiere que los SSEs han dado origen a la brecha de Guerrero¹.

1.2.3 LFEs

¹ Para la definición de "brecha", ver la siguiente sección.

Un sismo de baja frecuencia o LFE es una especie de microterremoto con un espectro muy parecido al de los NVTs y de muy baja amplitud y duración. Lo más sobresaliente es que pueden identificarse los arribos de las ondas P y S (figura 2), con ello, es posible hacer una inversión con métodos convencionales usados en los sismos de mayor magnitud.

Localizar LFEs es un método indirecto para localizar así mismo, NVTs, puesto que hay evidencia de que los NVTs son el resultado de LFEs ocurriendo sucesivamente y de manera intermitente (Frank, 2013).

De la misma manera que existe la contraparte volcánica de los NVTs, existe también para los LFEs, en cuyo caso se llaman “Long Period Earthquakes” o LPEs. Estos se producen cuando el magma penetra y fluye a través de la roca (Chouet, 1993).

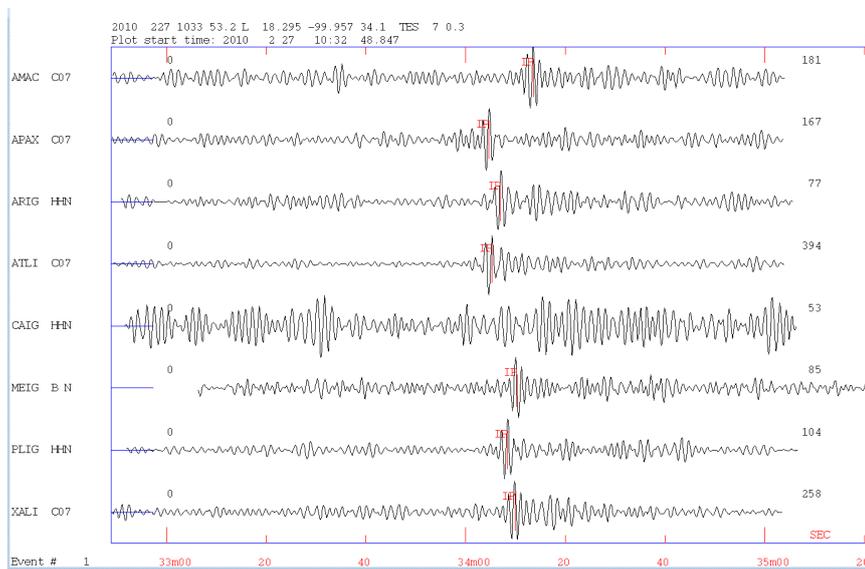


Figura 2.2: LFEs registrados en estaciones banda ancha y componente Norte-Sur. Las marcas IP en rojo designan los máximos de las ondas S. Los arribos de las ondas P resultan irreconocibles.

1.2.4 ETS

La conjunción espacio-temporal de SSEs y tremores no volcánicos se designa Episodic Tremor and Slip (ETS), habiendo en los intervalos de deslizamiento muy poca o nula actividad de tremor (Rogers y Dragert, 2003).

2.3 CICLO SÍSMICO

El ciclo sísmico es el ciclo de deformación de la corteza debido a sismos de gran magnitud. Se puede dividir en cuatro etapas:

1) Estado intersísmico.- Largo período de acumulación de esfuerzo y de deformación elástica e inelástica.

2) Estado presísmico.- La deformación de la roca se acentúa progresivamente.

3) Estado cosísmico.- Este estado implica la liberación de la energía acumulada en forma de calor y movimiento (sismo).

4) Estado postsísmico.- Después de la liberación de la energía acumulada, se empieza a llegar a un nuevo estado de equilibrio mediante el reacomodo de las partes implicadas, pudiendo haber réplicas.

Hay distintas modelaciones al ciclo sísmico según la teoría o practicidad. Existe un modelo determinista basado en la dinámica y Física de las placas, también hay un modelo sobre la teoría de la pila de arena, la cual, establece que el ciclo sísmico es un ciclo de autoregulización crítica y de carácter caótico; por último está el modelo basado en la deformación cortical mediante uso de estaciones GPS. Este último modelo nos da el perfil de deformación regional, el cual es la pieza importante para saber en qué región las placas se han fuertemente acoplado y acumulado esfuerzo, ya que son en estas zonas en las que surgen los sismos más importantes.

El ciclo sísmico evidencia la manera en la que se acumula esfuerzo y cómo se libera este. Es de suma importancia dado que su correcta modelización lleva a una más precisa estimación de los posibles eventos sísmicos importantes que podrían azolar especialmente las zonas de alto riesgo sísmico, pero para su correcta modelización, ahora, se debe de buscar una manera de poder incluir los efectos de los NVTs y de los SSEs, ya que estos tienen una importante tarea en el proceso de liberación de los esfuerzos.

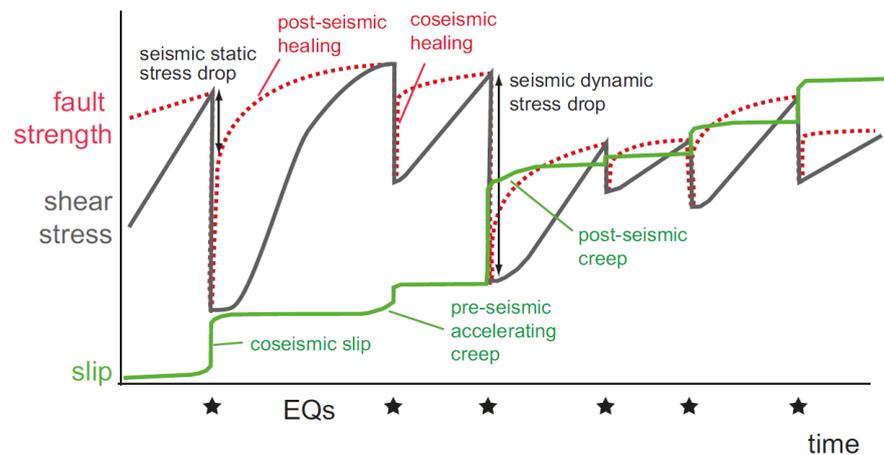


Figura 2.3: Ciclo sísmico (di Toro et al., 2012). En este modelo se puede apreciar cómo evolucionan el desplazamiento (línea verde), los esfuerzos (línea negra) y la manera en que la falla se recupera (línea punteada roja).

2.4 ANTECEDENTES

Los primeros indicios de temores los encontró Kazushige Obara (Obara, 2002) en el suroeste de Japón utilizando una red sísmica de alta sensibilidad de alrededor de 600 estaciones sísmológicas (Hi-net, como sus siglas en inglés de high sensitivity seismograph network). Los temores detectados duraban de unos cuantos minutos a unos cuantos días y el rango de frecuencias estaba entre 1 y 10 Hz. Para diferentes estaciones las envolventes eran muy similares, razón suficiente para pensar que se trataba de una misma perturbación -en este caso, un temer-. La velocidad de propagación de las ondas de estos temores se estimó en 4km/s, por lo que se concluye que estos consisten esencialmente de ondas S. La distribución de los temores fue de más de 600 km a lo largo de la zona de subducción (figura 1), con profundidades oscilantes entre 40 y 45 km en unas zonas y en otras alrededor de 30.

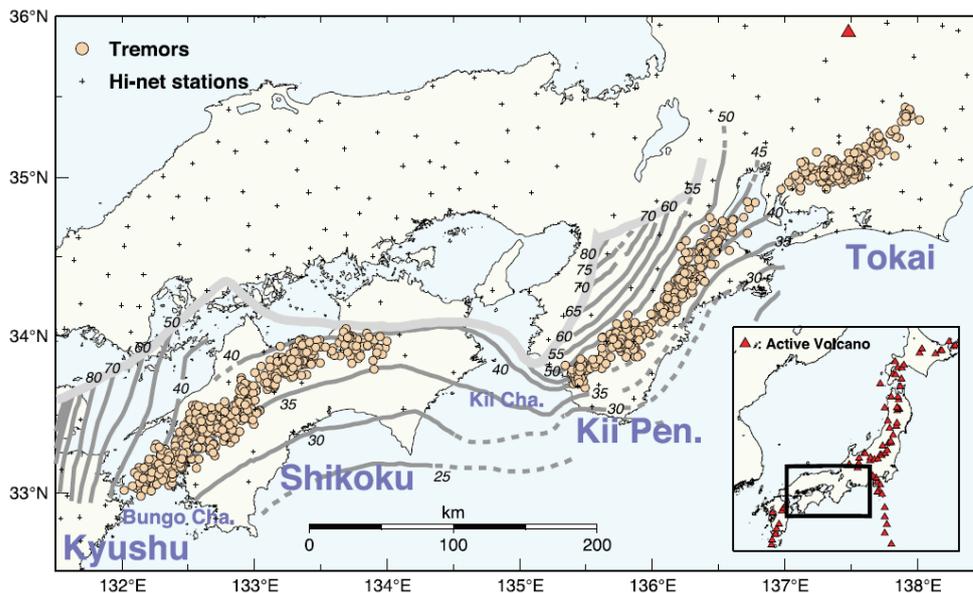


Figura 2.4: Distribución de epicentros de temores en el año 2001 (Obara, 2002). Los círculos representan los centros de los epicentros calculados cada hora. Las cruces representan las estaciones Hi-net. El contorno de línea profunda indica la máxima distribución profunda de terremotos dentro de la placa filipina subducida. La línea gris representa el borde frontal de la placa oceánica filipina.

Existen períodos de alta y baja actividad de temer, en particular se encontró que después de un temblor más o menos fuerte, la actividad de temer se incrementaba después de dicho evento, aunque se encontró en ciertos casos que ocurría lo contrario, habiendo actividad de temer, esta se detenía después de un temblor (Obara 2002).

Una cosa remarcable es el hecho de que los tremores migran, no solo como grupo sino también individualmente a una velocidad de unos cuantos km/día. Obara (2002) encontró en Japón una velocidad media de 13 km/día.

Se ha encontrado que en medio de los NVTs existen unos microterremotos, con predominancia de ondas S y ancho de banda similar al que poseen los NVTs, haciendo pensar que estos son el resultado de una secuencia continua de LFEs (Shelly et al., 2007; Frank, 2013).

Las evidencias muestran que los NVT son el resultado de deslizamientos interplaca transitorios. En adición se ha encontrado evidencia de alta presión de poro relacionados con los TNV's en zonas de subducción. Lo cual indica que los TNV's requiere alta presión para existir, de igual manera que con los tremores volcánicos. Sin embargo, en el caso de los TNV's, la onda S domina, no la P.

2.5 NUEVOS DESCUBIMIENTOS

Desde el descubrimiento de los NVT's en 2001, se disparó una serie de investigaciones sobre el tema, principalmente en zonas de subducción. Nuevos eventos sísmicos han sido relacionados y ha sido necesario además la utilización de equipo geodésico, por ejemplo: GPSs (Global Positioning System) e inclinómetros. Este equipo ha revelado la existencia de los llamados sismos lentos o SSEs (Linde et al., 1996; Hirose et al., 1999; Dragert et al., 2001; Obara et al., 2004).

Haciendo una inversión de los datos de GPS se ha encontrado que los sismos lentos son producidos por deslizamientos de corte en las zonas de transición donde la asperidad no es tan remarcada, entre la zona sismogénica y una zona presuntamente de libre deslizamiento, aproximadamente de 25 a 45 km de profundidad (Rogers and Dragert, 2003). El deslizamiento del slab y de la placa continental no es uniforme ni continuo en función de la distancia, el rompimiento de la falla tiene una cierta velocidad de propagación (aproximadamente 0.8km/día para el SSE de 2006 en Guerrero (Radiguet et al., 2010)).

En diferentes zonas de subducción se ha encontrado una estrecha relación entre los SSE's y los NVT's, tanto temporal como espacialmente; tales son los casos de Cascadia y Japón. Para su estudio, se tuvieron que dividir las regiones en diferentes segmentos de variable longitud y cuyo comportamiento de cierta manera fuese independiente en cuanto a la distribución y ocurrencia de NVT's y SSE's (Brudzinsky y Allen, 2006; Obara, 2011). Se encontró que los episodios de alta actividad de NVT's coincide con la ocurrencia de SSE's, a lo que se le ha denominado ETS, con duraciones de 6 a 20 días e intervalos de recurrencia de 9 a 14 meses en el caso de Cascadia (Rogers y Dragert, 2003), mientras que en Japón el rango de duración fue de 1 a 7 días e intervalos de recurrencia muy variables según la región y tamaño del segmento, por ejemplo, al oeste de Shikoku y

en Tokai, donde se han registrado los episodios de NVT's más largos (7 y 5 días respectivamente) y cuyos segmentos miden 100 km aproximadamente, la recurrencia de ETS's es de 6 y 7 meses respectivamente, en tanto que zonas con episodios más cortos, la recurrencia es más frecuente, tales como al este y centro de Shikoku, en donde los episodios duran aproximadamente 2 días con recurrencia de 70 y 80 días respectivamente, y cuyos segmentos son de unas decenas de kilómetros (Obara, 2011).

La relación exacta entre NVT y SSE es incierta, pero las evidencias muestran que es muy estrecha debido a su coincidencia espacial y temporal. Pero también hay una relación muy estrecha entre NVT's y LFE's, ya que se pueden encontrar LFE's dentro de los NVT's, donde los primeros son parte constitutiva de los segundos, así, el estudio de LFE's permite conocer más a fondo a los NVT's. Los LFE's son de carácter impulsivo, nacen sobre la interface y son debidos a deslizamientos interplaca transitorios muy pequeños (Shelly et al., 2006).

2.6 TREMORES NO VOLCÁNICOS EN MEXICO

La zona de subducción en Guerrero, México, única en su tipo por ser muy horizontal, lo que a su vez permite que sea ideal para el estudio de NVTs, SSEs y LFEs, no solo porque pueden extenderse estaciones sismológicas y de GPS justo encima o muy cerca de las zonas donde estos tres fenómenos se llevan a cabo, sino porque esta geometría permite que los gradientes de presión y temperatura no sean tan pronunciados. En un principio la placa oceánica desciende con una inclinación de 15° aproximadamente, para después tener una pendiente alrededor de 35° hasta una distancia de 150 km desde la trinchera y profundidad de 40 km, en donde permanece casi horizontal cerca de 140 km (Péres-Campos et. al., 2008) (figura 5).

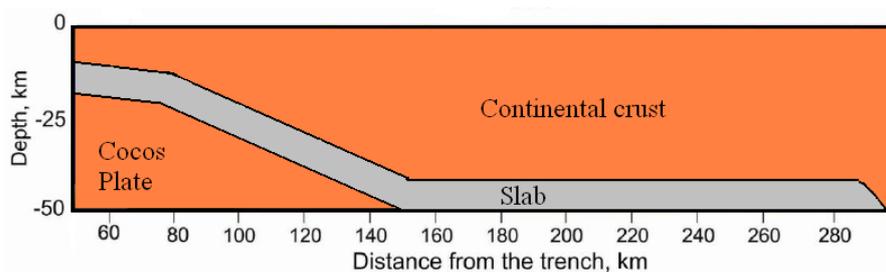


Figura 2.5: Esquemización de la forma de la zona de subducción en Guerrero, México.

En un primer estudio de NVT's en México se usó una densa red sísmica de más de 100 estaciones con sismómetros de banda ancha separadas alrededor de 6 km y extendiéndose por más de 550 km llamada MASE (Mesoamerican Subduction Experiment), corriendo

perpendicularmente a la trinchera (Pérez Campos et al., 2008) (figura 6).

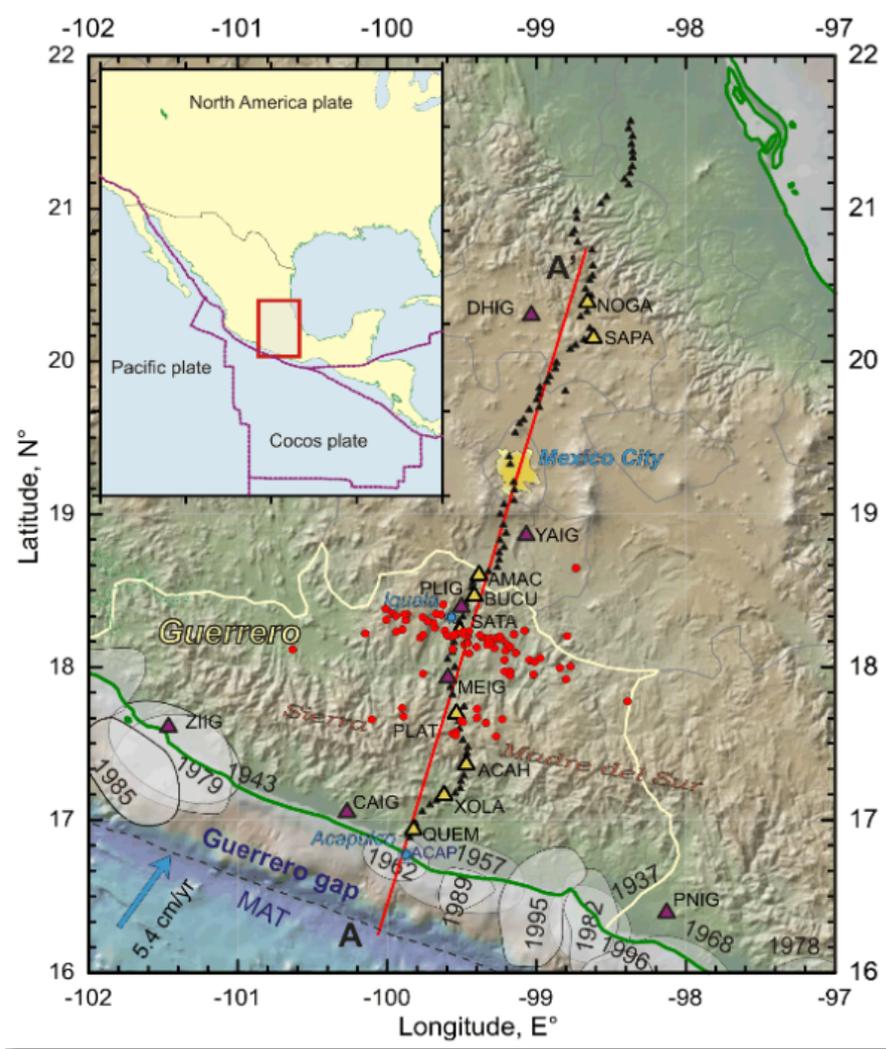


Figura 2.6: Zona de estudio de NVT en México. Los puntos rojos son epicentros de NVTs (Payero et al., 2008). Los triángulos son las estaciones del proyecto MASE, en púrpura son las estaciones banda ancha. La línea roja es el perfil de corte mostrado en la figura 4. Las áreas sombreadas a lo largo de la costa denota las áreas de ruptura de los últimos grandes sismos ($M > 6.5$) con sus correspondientes años. La línea punteada indica la ubicación de la trinchera. (url figura: http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/SMA_web/nvt_in_mexico.html)

Se encontró una zona muy específica donde los NVTs ocurrían con frecuencia y de manera persistente, aproximadamente a 215 km de la trinchera, llamada “the sweet spot” (Husker et al. 2012), la cual se piensa posee condiciones idóneas para que los NVTs ocurran, pudiendo ser esta actividad de NVTs, la actividad de NVTs de fondo. Además dos distintos tipos de episodios fueron distinguidos,

de alta energía, extendiéndose aproximadamente de 190 a 220 km tierra adentro desde la trinchera, justo en la zona de libre deslizamiento, con duración de pocas semanas, y de baja energía, con ocurrencia en la zona comprendida aproximadamente entre 150 y 190 km desde la trinchera, justo por debajo de la zona sismógena. Los resultados muestran que los episodios de alta energía son generados durante la incidencia de los SSEs de corto plazo, mientras que los de baja energía lo son por los SSEs de largo plazo (Husker et al. 2012).

Durante un SSE de largo plazo los episodios de alta energía se hacen más recurrentes y de mayor duración, lo cual es un indicio indirecto de SSEs de corto plazo dentro de un SSE de largo plazo, mostrando que los SSEs de largo plazo pueden disparar SSEs de corto plazo.

Estudios recientes ubican a los LFEs, y por ende a los NVTs sobre la interface entre la placa subducida y por sobre la cuña del manto. En México, por el contrario, los tremores ocurren en una zona de 75 km de longitud aproximadamente, sobre el "slab" horizontal lejos de la cuña del manto (Payero et al., 2008) (Figura 7), con duración variable desde algunos minutos hasta horas (Husker et al., 2010).

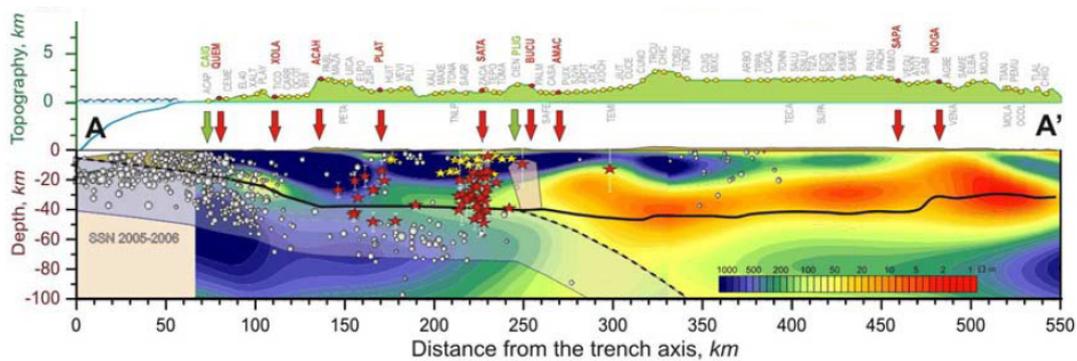


Figura 2.7: Vista de las estaciones en relieve del proyecto MASE (rojo) y del SSN (verde) usadas para la localización de tremores. En la parte inferior se ve un corte transversal del perfil A A' (figura 3) de la zona de subducción en donde se alojan los hipocentros de NVTs encontrados usando HYPO2000 (estrellas rojas y amarillas), aunque no se debe perder de vista que las evidencias apuntan a los NVTs sobre la interface. Los círculos blancos hipocentros de sismos $M > 4$ (SSN 2005-2006). (Payero et al., 2008)

La presencia de lugares específicos en los cuales se agrupan los tremores son evidencia de que debe de haber ciertas condiciones para que estos nazcan. Estudios revelan que en tales zonas hay presencia de fluidos (agua) liberados por la placa subducida al pasar fronteras impermeables sobrepresurizadas, liberados por el metamorfismo de las rocas y por el doblamiento de la placa (Manea y Manea, 2010).

2.7 DETECCIÓN VISUAL DE TREMORES NO VOLCÁNICOS

Normalmente, antes de poder localizar en el espacio a los NVTs, primeramente se han de detectar en el tiempo (tiempo estimado de inicio y duración). Para tal tarea existen varios métodos, de los cuáles, los más usuales serán explicados más adelante, pero por ahora nos concentraremos en el más simple, pero también el más confiable, el método visual.

El método visual consiste en poder localizar “a ojo” zonas de alta energía en un espectrograma, a lo cual decimos que es un NVT. Describimos el método como sigue:

- 1) Se remueven la media y la tendencia lineal de los sismogramas.
- 2) Se hace el espectrograma² usando la función “espectrogram” de Matlab. Se usan ventanas Hamming de 60 segundos con 10% de traslape.
- 3) Se corta la frecuencia en el rango 1-10 Hz (figura 5) y por el contraste de colores se puede identificar la presencia del tremor (azul claro brillante).

Este método resulta muy apropiado cuando se requiere encontrar NVTs de manera rápida y segura en un período corto y en un espacio no muy extenso, de forma que no se dé demasiado espacio para que la señal de los NVTs sea atenuada a niveles de ruido. Por el contrario, también hay muchas dificultades con este método: tales como:

- 1) Tiempo de análisis. Resulta todo un problema cuando se desean analizar miles de datos provenientes de toda una red de estaciones sismológicas.
- 2) La precisión. Los umbrales que nos permitan discernir si hay o no NVTs son totalmente subjetivos, así, en la mayoría de los casos no se puede saber en dónde inicia y donde termina un NVT, principalmente debido a que la proporción señal-ruido no es muy grande.
- 3) Diferencias entre distintos sitios. Esto conlleva a que la identificación de NVTs sea un poco diferente en cada lugar, principalmente debido a efectos de sitio y a distintos niveles de ruido de fondo, por lo que para hacer mejor inspección de NVTs, se debe reconfigurar los mapas de colores usados en el espectrograma.

² Un espectrograma es la aplicación de la transformada de Fourier en intervalos de tiempo pequeños sobre todo el sismograma.

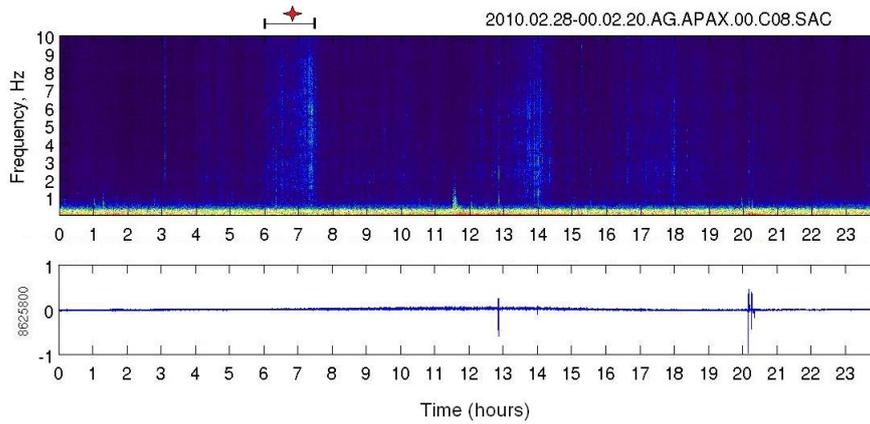


Figura 2.8: Ejemplo de identificación de un NVT (azul brillante, indicado por la estrella roja). De arriba a abajo: a) Espectrograma de 1-10Hz (zona de tremor). b) Sismograma.

2.8 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE NVTs EN MÉXICO CENTRAL

Se ha encontrado que los NVTs forman agrupaciones, es decir, su distribución espacial no es errática. En el caso de México se encontró que la mayoría de los NVTs se concentran en una amplia región al sur de Iguala, Guerrero, aproximadamente a 18° N (en la figura 10 se muestra una localización aproximada). Al sur, a 17.5° N existe una agrupación secundaria.

Para su localización se aplicó el método de energía (Bataglia et al., 2003) a 427 NVTs obtenidos automáticamente, comprendiendo los períodos: Enero 2005 - Febrero 2007 (Husker et al., 2010). El método consiste en obtener un perfil de energía de un conjunto de estaciones en aprovechamiento de la geometría de la red del proyecto MASE e interpolando usando la ecuación 1. Los posibles epicentros se eligen como el punto máximo de la energía sobre el perfil (figura 9)

$$E = \frac{C}{r^2} e^{-\frac{r\omega}{vQ}} \quad (2.1)$$

donde C es la energía estimada en la fuente, r es la distancia de la fuente a la estación receptora, v es la velocidad promedio en el medio de las ondas, Q es el factor de calidad de la zona igual a 276 (García et al., 2004) y ω es la frecuencia con más alta energía.

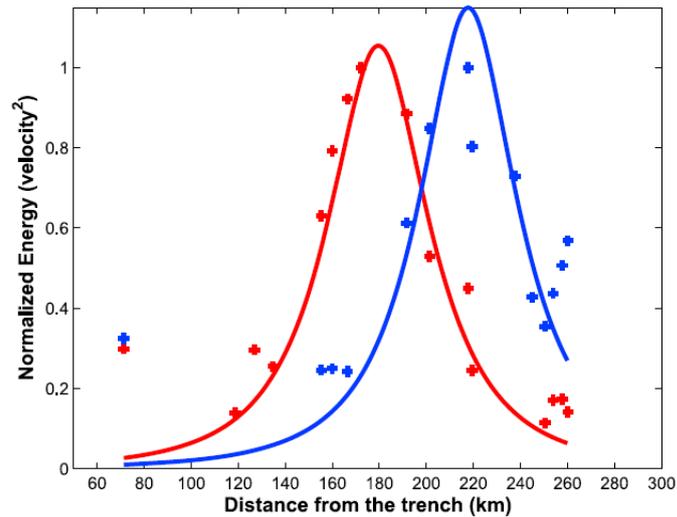


Figura 2.9: Ejemplo de la inversión por el método de la energía. Esta última ha sido normalizada respecto a la más alta de los TNV individuales. Los puntos son los datos y las líneas son los perfiles sintéticos obtenidos de la ecuación 1. La línea roja muestra los tremores de mayo de 2006 durante el sismo lento de esa época, próximos a la zona sismogénica. La línea azul muestra NVTs inter episodio del 25 de Diciembre de 2005, es decir, en el período de ausencia de un SSE. (Husker et al., 2012).

Lo realmente peculiar de la localización de NVTs, fue que mientras los NVTs ocurren con regularidad en el sweet spot y proximidades, durante el SSE de 2006, además del alza en la actividad de NVTs, se registró una migración hacia el sur. Los episodios de NVTs en esta última zona, próxima al kink son de menor energía y son menos regulares.

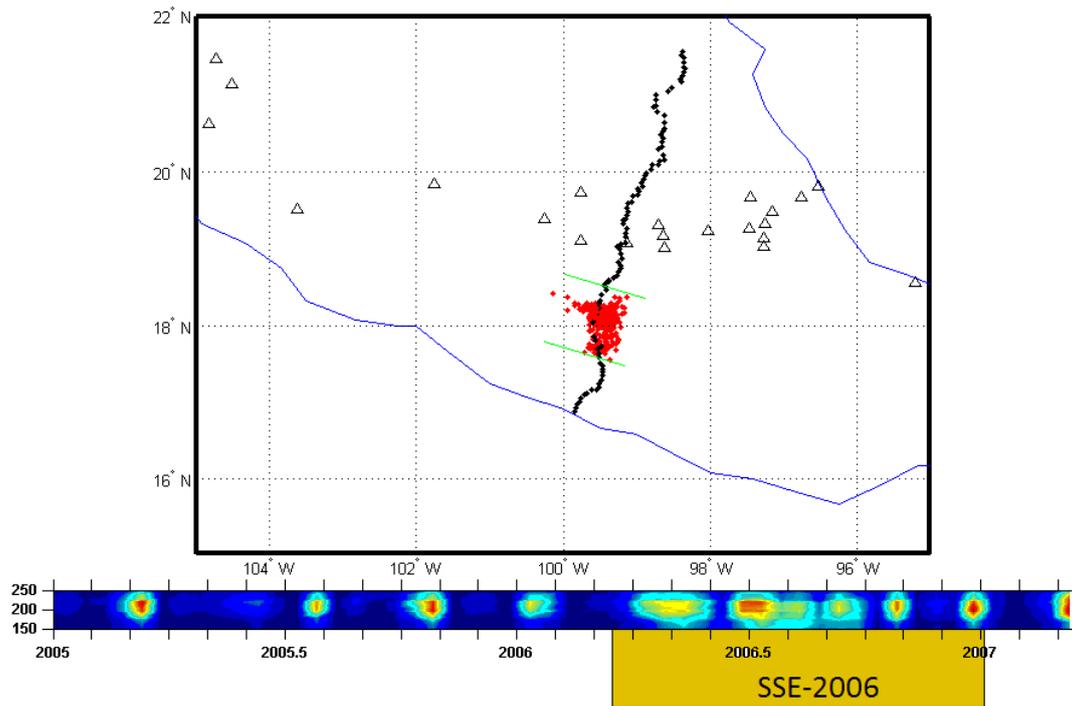


Figura 2.10: Epicentros de TNV's (puntos rojos) del período 2005-2007 (Husker et al., 2012). Las dos líneas verdes son un límite aproximado perpendicular al perfil de las estaciones del proyecto MASE de lo epicentros de los TNV's. La barra de color horizontal es una ilustración de la energía de tremores sumados en intervalos de dos semanas (kostoglodov et al., 2010). Los rangos que corresponden a los colores vivos representan episodios (ETS). En general se pueden caracterizar dos zonas: la primera la podríamos establecer en la zona cuya latitud es mayor que 18° , y corresponde a distancias comprendidas entre 180 y 240 km aproximadamente de la trinchera; la segunda zona es por debajo de los 18° , y es una zona muy particular porque la mayoría de los tremores ahí, se dispararon por el sismo lento de 2006 (recuadro amarillo).

2.9 IMPLEMENTACIONES COMPUTACIONALES ADICIONALES EN DETECCIÓN Y LOCALIZACIÓN DE NVTs

Adicionalmente al método usado para detectar NVTs previamente explicado, el método visual, y al método para localizarlos usado por Husker et al. (2012), el método de energía, mencionaremos brevemente otros tres métodos: Uno es el método de la envolvente o "Envelope Correlation Method" (ECM, por sus siglas en inglés), el otro es el algoritmo de escaneo de la fuente o "Source Scan Algorithm" (SSA, por sus siglas en inglés) (Kao y Shan, 2004), el método de Wench (Wench et al., 2008) y el de patrones de Shelly (Shelly et al., 2007).

1.9.1 Método de la envolvente o ECM

Este método sirve para la localización de NVTs mediante un análisis en el espacio del tiempo. El método consiste en comparar las funciones de correlación obtenidas de las correlaciones cruzadas entre pares de estaciones. Los puntos de máxima correlación indican los intervalos de retraso en coherencia de las dos señales correlacionadas, de esta manera y conociendo el perfil de velocidades de la onda S , se puede determinar dentro cierto rango de validez el epicentro y/o hipocentro de los NVTs (figura 11).

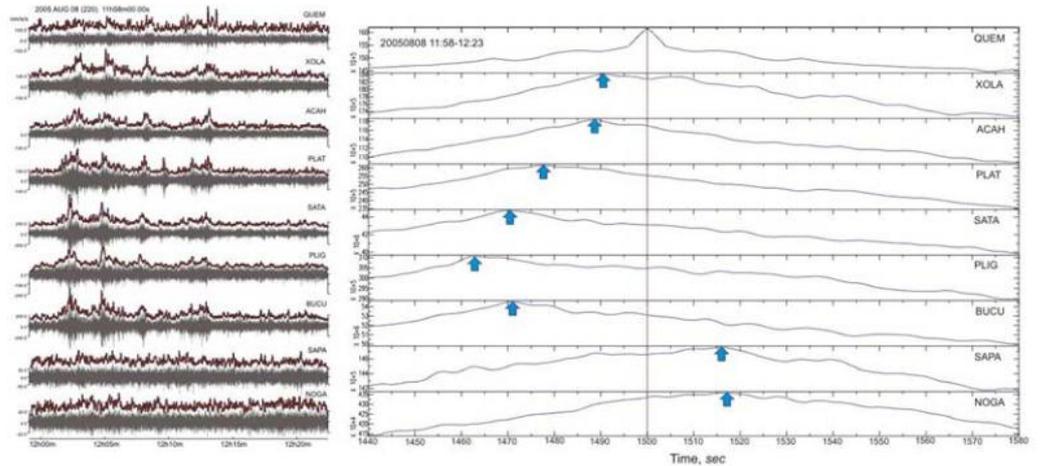


Figura 2.11: ECM (Envelope Correlation Method) y ejemplo de ubicación de epicentro. Las flechas azules indican la máxima correlación. (Payero et al., 2008)

1.9.2 Algoritmo de escaneo de la fuente o SSA

Consiste en llevar los cambios en energía a un espacio de cuatro dimensiones asignando puntos brillantes a posibles tremores; para ello se hace una distribución de posibles fuentes sin usar a priori información de la onda (amplitud, frecuencia, etc) ni la orientación de la falla. El punto esencial es resolver la siguiente función de "brillantez"

$$br(\eta, \tau) = \frac{1}{N} \sum |u_n(\tau + t_{\eta,n})| \quad (2.2)$$

donde N es el número total de estaciones usadas y u_n es el sismograma de la estación n , τ es el tiempo y $t_{\tau,n}$ es un tiempo estimado de arribo de una fase de la onda con amplitud máxima desde el punto en el espacio prueno η a la estación n . Esta función suma los absolutos de las amplitudes de los sismogramas en los tiempos estimados de arribo para cada estación. Lo que principalmente explota este método, son las amplitudes relativas y los tiempos de arribo. La figura 12 esquematiza la idea de método.

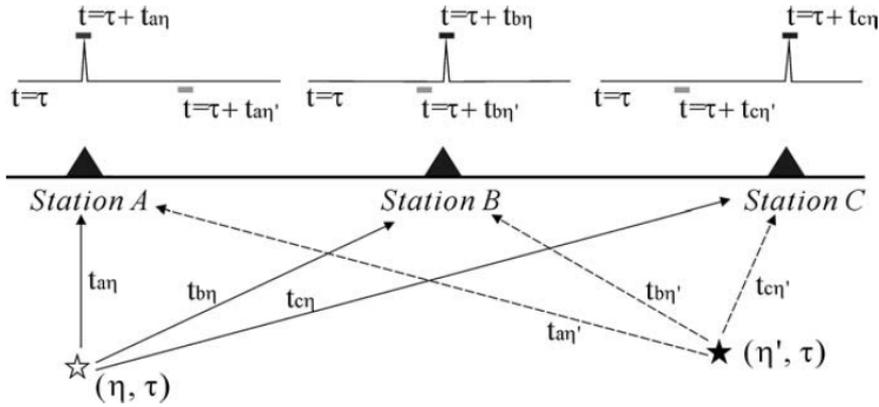


Figura 2.12: Diagrama que ilustra el método SSA. La estrella blanca representa una posible fuente (alta brillantez), ya que la suma de las amplitudes de las tres estaciones en los tiempos $(\tau + t_{a,\eta}, \tau + t_{b,\eta}, \tau + t_{c,\eta})$ es coherente, en contraparte con la estrella negra.

1.9.3 Método de Wench

En los métodos “tradicionales” lo primero que había que hacer era encontrar a los terremotos directamente en los sismogramas, ya sea manual o computarizadamente usando espectrogramas o la envolvente, y posteriormente idear o aplicar un método para la inversión. Wech et al. (2008) procedieron de forma inversa, es decir, ellos, en pasos de ventanas de 5 minutos filtraron la señal en el rango de 1-8 Hz, tomaron la envolvente, aplicaron un filtro pasabaja a 0.1 Hz para después decimar a 1 Hz los sismogramas de 20 estaciones. Finalmente se hace la correlación cruzada entre todas las estaciones, reduciendo así el problema a encontrar dentro de una rejilla en tres dimensiones la fuente que minimizara el error en la función de correlación.

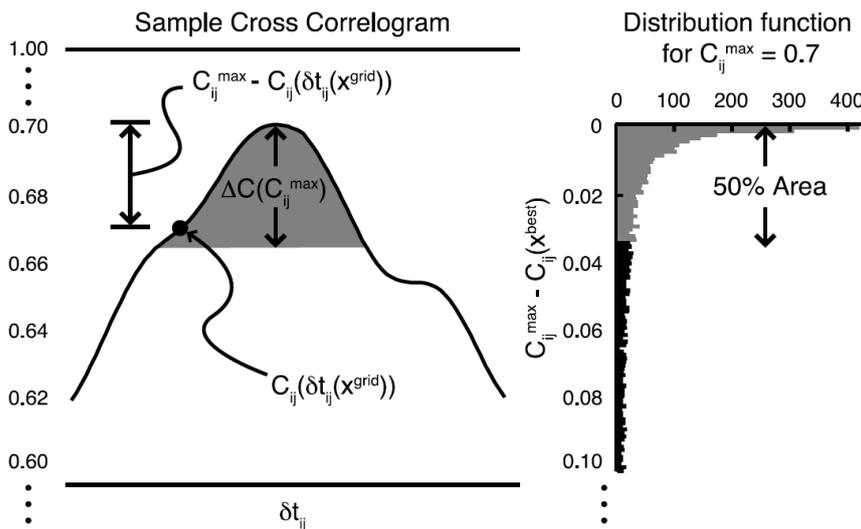


Figura 2.13: Correlograma (Wench et al., 2008).

Una vez obtenidos los posibles hipocentros de los NVTs, se procede a encontrar las trazas de los NVTs en los sismogramas.

1.9.4 Método de patrones de Shelly

Para este método se usaron 88 patrones de LFEs. Cada patrón está relacionado con una familia bien definida de LFEs. El método consiste en correlacionar los sismogramas con cada uno de los patrones. Recuerdese la muy estrecha relación entre NVTs y LFEs, lo que permite que estudiar LFEs es estudiar NVTs.

Este método encuentra la detección temporal patrones bien definidos en una región, estos se correlacionan con distintas porciones de los sismogramas a fin de sumar posteriormente los coeficientes de correlación y tener un arreglo apilado. De este arreglo se propone finalmente un cierto umbral, el cual nos permitirá encontrar una serie de LFEs, los cuales pueden tener claros arribos de ondas P y S, así, se pueden usar métodos convencionales para su localización (figura 2).

2.10 RESUMEN GENERAL

En este punto ya se tiene visto un panorama general de los NVTs de México y el Mundo, sin embargo, no todo está muy bien comprendido. Lo que plantea la presente tesis, no es nada nuevo ni de gran impacto, pero es un trabajo que nos permite la visualización de la actividad de NVTs en un área específica y que además permite ahorrar mucho trabajo y tiempo gracias a su implementación automática.

El trabajo se divide en dos grandes partes: detección y localización. La primera parte explicará el método de patrones y su mejora utilizando estimados de ruido para fabricar un catálogo de NVTs de la parte central del Estado de Guerrero. También se hará un análisis cualitativo de la relación que guardan NVTs y SSEs de corto plazo. La segunda parte trata sobre la inversión de los NVTs contenidos en el catálogo y su relación con resultados anteriores.

DETECCIÓN DE TREMORES NO VOLCÁNICOS (TNVS)

3.1 BRECHA SÍSMICA DE GUERRERO O GUERRERO GAP (G-GAP)

Una zona de subducción es una frontera en donde dos placas tectónicas convergen, una placa oceánica y una continental. La placa oceánica por ser de mayor densidad se introduce debajo de la continental, formando así este tipo de zonas. La zona más superficial de convergencia donde se forma el prisma acrecionario se denomina trinchera. La mayoría de los grandes terremotos que han azolado la humanidad son originados en zonas de subducción y gran parte de la población humana habita en zonas de riesgo. Es por esta razón que el estudio de este tipo de sitios es tan importante.

En el suroeste de México la placa de Cocos se subduce bajo la placa Norteamericana, y es en esta parte central costera del pacífico donde provienen los principales sismos de México, abarcando principalmente los estados de Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas. En la figura 1 se ilustra la zona de estudio (La brecha de Guerrero o Guerrero gap), así como también las zonas de ruptura de los más grandes sismos desde 1902.

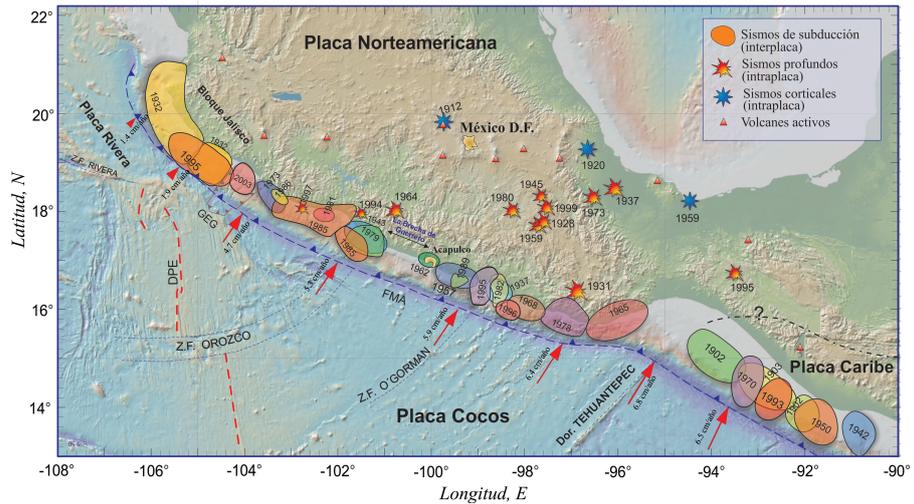


Figura 3.1: Zona de subducción del suroeste de México (V. Kostoglodov y J. F. Pacheco (1999)). Se representan las áreas de ruptura de los principales grandes sismos interplaca (ovaloides coloreados) junto con el año del evento; los sismos intraplaca corticales y profundos se representan por las estrellas azules y amarillas respectivamente. La línea punteada bordeando la costa en magenta representa la Trinchera Mesoamericana. Las flechas rojas representan la velocidad de desplazamiento de la corteza en cm/año.

El segmento donde no ha habido algún sismo importante en los últimos tiempos se le denomina “Brecha”, en este caso corresponde a la brecha de Guerrero (Guerrero gap), una zona donde no ha habido registro de algún sismo importante en más de 100 años (figura 1). La aparente calma de esta zona es en parte sinónimo de acumulación de esfuerzos, y por lo tanto, una correspondiente ruptura provocando un terremoto o sismo importante, cuya magnitud en cierta forma depende del tamaño de la brecha y que se piensa puede ser superior a 8 (S. K. Singh et al., 1981). Aunque se debe tener mucho cuidado, ya que el ciclo sísmico aún no está modelado completamente. Falta saber con precisión qué tanto de esfuerzo es liberado durante un SSE y cuál sería el modelo de dislocación en este caso, además de cuáles serían las repercusiones a largo plazo principalmente.

Al respecto del estudio de los NVTs, es también importante, debido a la estrecha relación que guarda con los SSEs. Su estudio primordial se ubicará en la parte central del estado de Guerrero, la zona correspondiente a la prolongación tierra adentro de la brecha sísmica de Guerrero. Una de las razones es porque en esta zona se han registrado una importante densidad de TNVs vistos en el proyecto MASE (Payero 2008 et al., 2008; Kostoglodov et al., 2010; Husker et al., 2012). Por tal razón y para mejorar la detección y localización, se instalaron una serie de miniarreglos con sensores banda ancha y de periodo corto (proyecto G-Gap), además de las estaciones del SSN ya existentes (ver tabla 1).

Cuando se desea estudiar NVTs, es importante tener una buena distribución espacial de estaciones sismológicas, es por ello que las estaciones del proyecto G-Gap junto con las del SSN y de otros proyectos pueden ser herramientas muy útiles en el estudio de este y de otros fenómenos en el estado de Guerrero. Pero también la densidad de estaciones es imperativo, ya que la energía de los NVTs es rápidamente atenuada en función de la distancia, además que una buena densidad de estaciones permite la adaptación de nuevas y mejoradas técnicas de detección y localización, haciendo además que el error sea menor, sin embargo, demostraremos que para el caso de la detección usando el método de "patrones" ideado para la presente tesis, no es necesario una gran densidad de estaciones.

3.2 PRE PROCESAMIENTO DE DATOS

Los datos usados provinieron de siete miniarreglos del proyecto G-gap (AMAC, APAX, ATLI, XALI, CACA, COAC y HUIZ) y de cuatro estaciones del SSN (ARIG, MEIG, PLIG y TLIG). De las estaciones, sólo se usarán los datos de los sensores banda ancha de tres componentes, a menos que se indique lo contrario. El formato de los datos directamente disponibles es: MSEED a 100 Hz, los cuales se transformaron al formato SAC debido a problemas en la lectura directa en el caso de los datos del SSN, es decir, por consistencia y practicidad todos los datos se pasaron al formato SAC.

Los miniarreglos consisten en un sensor banda ancha rodeado por seis sensores de periodo corto de componente vertical "Z" a una distancia promedio de 60-70 m (figura 2). Las estaciones CACA, COAC y HUIZ carecen de sensor banda ancha.

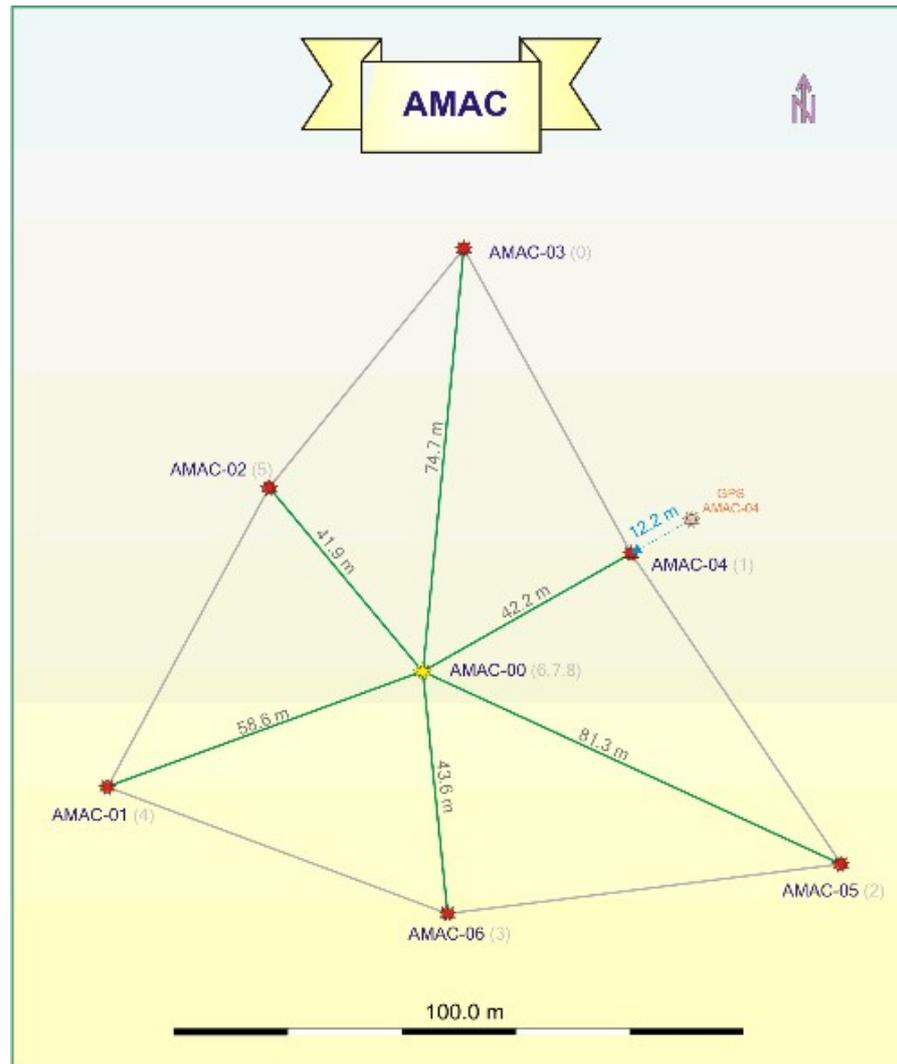


Figura 3.2: Ejemplo de miniarreglo de la estación AMAC (Amacuzac). Las estrellas rojas indican la ubicación de los sensores de período corto, numerados además del 01 al 06. La estrella amarilla indica el sensor central banda ancha, con numeración 00. La estrella dorada representa la localización de la estación GPS del mismo nombre, AMAC. Url fig: http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/SMA_web/amac_map.html

Para mejor manejo de los datos se estandarizó el formato, la frecuencia de muestreo y extensión de los registros (un día exacto), sin mencionar las unidades de las mediciones (velocidad en m/s). Para la conversión de datos y en general para todo el procesamiento se usó “Matlab” (ver Anexo B para más detalle), la cual consistió en leer los datos (mseed y sac), posteriormente se quitó la media y la tendencia lineal y se rellenó con ceros las brechas. Finalmente se decimó a una frecuencia de 25 Hz, . En el encabezado tan solo se guardó los tiempos de inicio y final de los registros. Todos los archivos cuya longitud de datos fuese menor a 3/4 del día, cuya longitud de brechas sobrepasase 10 minutos y cuyo número de brechas fuese mayor a 32

fueron descartados. También fueron descartados archivos corruptos de manera manual. Los archivos corruptos eran aquellos que por alguna razón el equipo no trabajaba bien y los datos obtenidos de ellos no eran los esperados.

En la tabla 1 se enumeran las estaciones sismológicas usadas, además de remarcar que para la localización de tremores en el tiempo tan solo han de utilizarse las componentes E y N de los banda ancha. Los datos banda ancha disponibles en la base de datos durante el período de prueba (Enero 2009- Diciembre 2012) están representados gráficamente en la figura 3 junto con los datos disponibles de las estaciones de periodo corto y la localización de las estaciones (figura 4). Los datos representados en la figura 3 ya han sido pre-tratados según el párrafo anterior.

ESTACIÓN	RED	B.A	P.C
ARIG	SSN	✓	
PLIG	SSN	✓	
MEIG	SSN	✓	
TLIG	SSN	✓	
AMAC	G-GAP	✓	✓
APAX	G-GAP	✓	✓
ATLI	G-GAP	✓	✓
XALI	G-GAP	✓	✓
CACA	G-GAP		✓
COAC	G-GAP		✓
HUIZ	G-GAP		✓

Tabla 3.1: Estaciones sismológicas usadas en el presente trabajo. B.A. (Banda Ancha de tres componentes) y P.C (Período Corto de una componente).

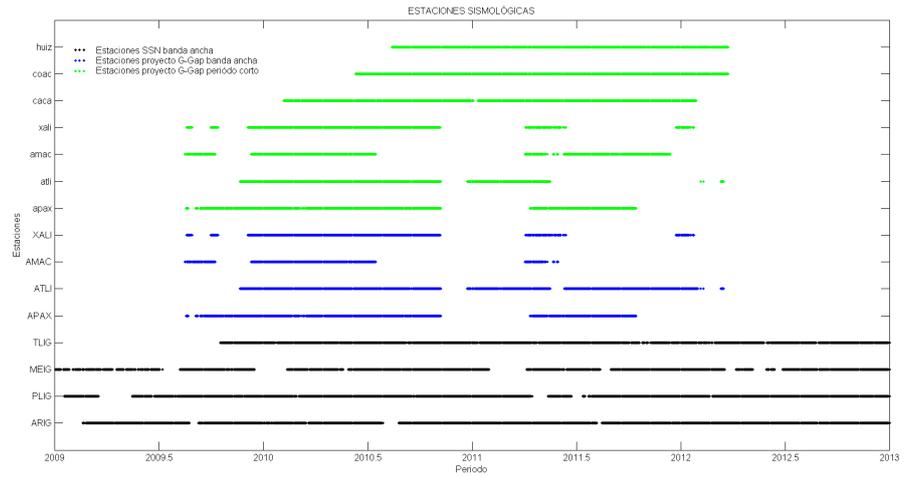


Figura 3.3: Datos disponibles del período 2009-2013. Para los datos banda ancha solo se están tomando en cuenta las componentes E y N. Para los de período corto se está tomando como dato disponible si para cada día existen 3 o más archivos válidos de los 6 sensores instalados. Las grandes brechas de datos de las estaciones G-Gap se deben entre otras cosas a mal funcionamiento de los digitalizadores, ya que en general, existen muchas brechas en los datos de estas estaciones.

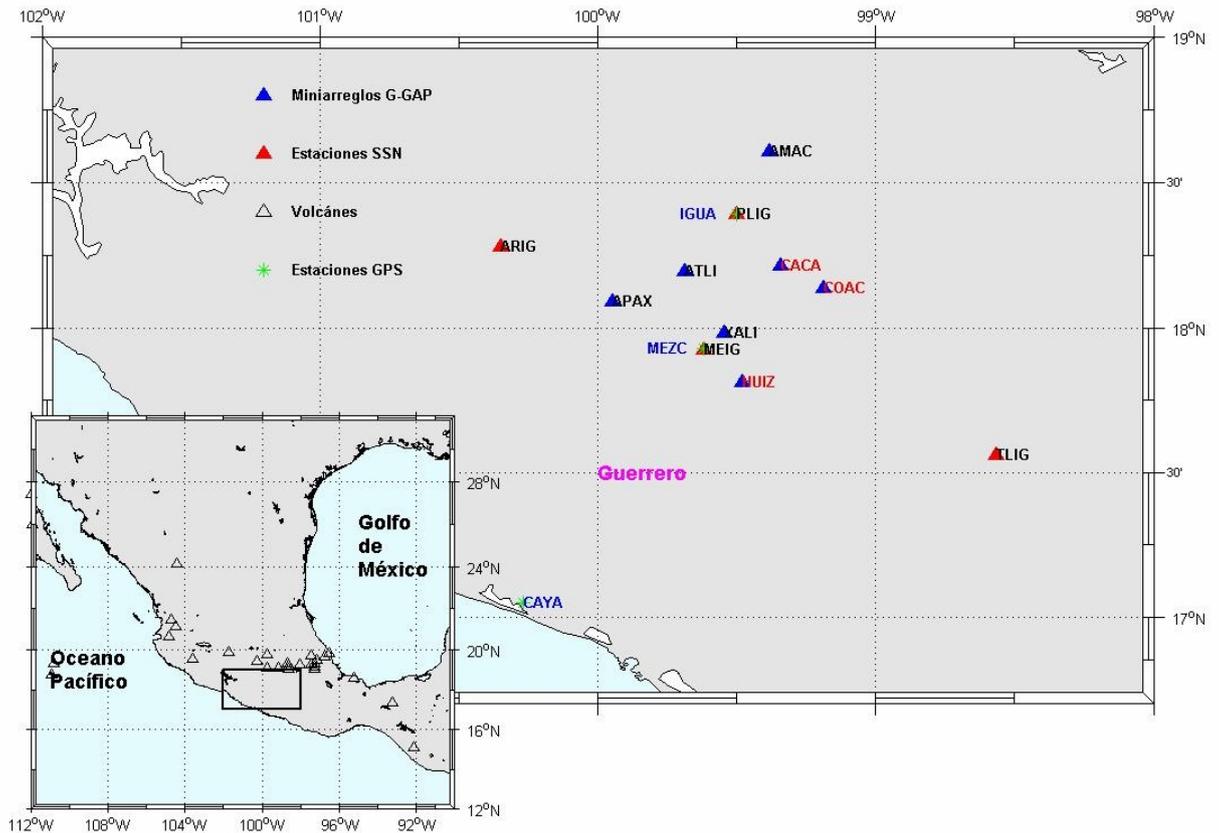


Figura 3.4: Área de estudio y disposición de las estaciones sismológicas usadas en el estudio. Los triángulos azules son las estaciones del proyecto G-Gap, en letras negras son los miniarreglos con banda ancha y en letras rojas son los miniarreglos solo de periodo corto. Los triángulos rojos son las estaciones del SSN. Los asteriscos verdes y nombres en azul son las estaciones GPS usadas. En el mapa de la república se han dibujado los volcanes que hay, nótese que en el área de estudio no hay ningún volcán cercano, lo cual asegura que la influencia en las mediciones de cualquier volcán activo o inactivo son nulas.

3.3 ANÁLISIS ESPECTRAL Y DESARROLLO DEL ALGORITMO

El procedimiento que usaremos para la detección en el tiempo de los TNVs será basado en el contenido frecuencial y no en la serie de tiempo, tal como fue el primer intento de detección automática (Husker, et al., 2010) usando la envolvente. Para ello, primeramente haremos uso de los espectrogramas para una primera detección visual. Los espectrogramas los obtendremos aplicando directamente la transformada de Fourier de tiempo reducido o STFT (Short Time Fourier Transform) a los sismogramas cada 60 segundos con traslape de 6 segundos y cortando todas las frecuencias a excepción del rango 0-10 Hz. De esta manera se obtiene la transformada de Fourier en lapsos de 54 segundos. Una vez hecho lo anterior, se disponen de

3 en tres los espectrogramas de una componente en particular de 3 diferentes estaciones para así visualizar cualitativamente mejor la concordancia temporal de los NVTs (Figura 5).

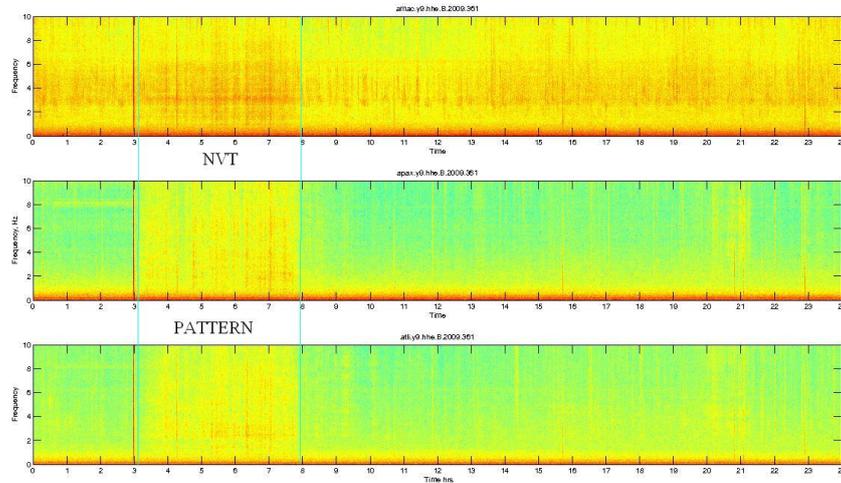


Figura 3.5: Espectrograma común de la componente E de estaciones banda ancha AMAC, APAX y ATLI. El color amarillo-anaranjado brillante nos revela la presencia de un TNV. Se puede observar uno o varios NVTs concatenados originados aproximadamente a partir de las 3 am (GMT) con duración de 5 horas aproximadamente. El mismo patrón se repite en las 3 diferentes estaciones aquí mostradas. Nótese además la gran cantidad de ruido sísmico presente en la estación AMAC.

Cada ventana del espectrograma que contiene a un NVT nos permite observar cuáles son las frecuencias predominantes y cuál es el ancho de banda general. La figura 6 muestra cómo se vería en general un espectro cualquiera que puede o no ser parte de un NVT, en cambio la figura 7 es un ejemplo de cómo se vería un NVT común en el espacio de frecuencias, en contraste con el ruido de fondo. Ambos, el ruido y el tremor son el promedio de varios espectros de 54 segundos de tremor y ruido respectivamente de una misma estación y componente. Se puede ver sin embargo que a partir de 1 Hz la señal de un tremor empieza a emerger de entre el ruido, pero a partir de los 2 Hz, la diferencia es clara.

El análisis se corta en el rango de frecuencias de 2-10 Hertz porque es el rango donde mayoritariamente son visibles los NVTs, no obstante el ancho de banda de la figura 6 donde no se dió tal corte para mejor apreciación del comportamiento frecuencial de la señal. En el rango aproximado de 0-1 Hz se encuentra en gran proporción regida por ruido ambiental, tal como se puede constatar por la línea roja en la base de los espectrogramas de la figura 5 y por la alta amplitud de en la figura 6.

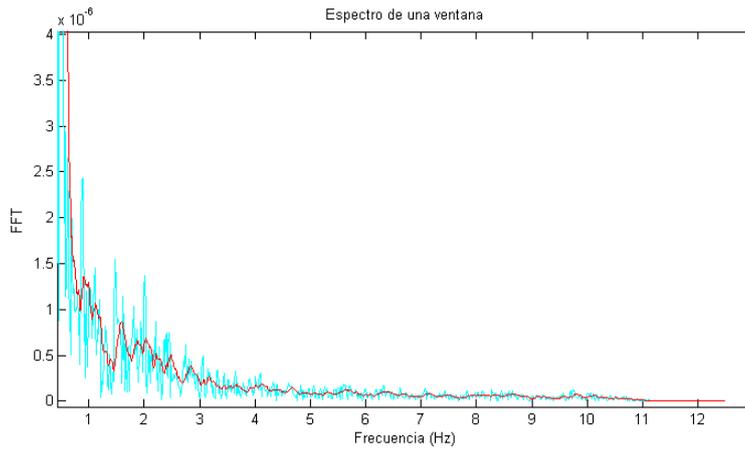


Figura 3.6: figura 6 muestra cómo se vería en general un espectro cualquiera que puede o no contener tremor.

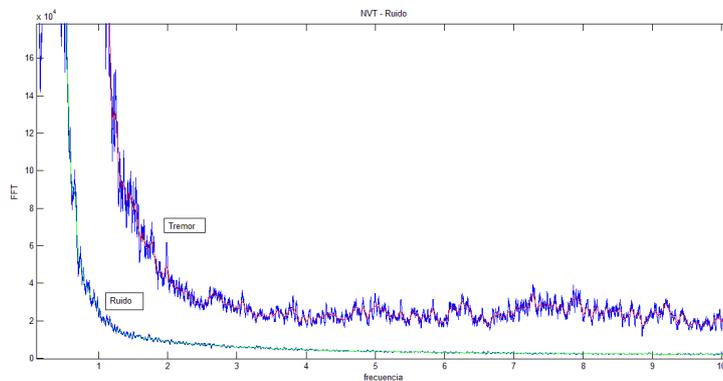


Figura 3.7: Comparación entre ruido (línea azul de la parte inferior con su suavizado en verde) y la señal que contiene un tremor (línea azul y roja su suavizado superiores).

3.4 MÉTODO DE "PATRONES" EN EL ESPACIO DE LAS FRECUENCIAS

El algoritmo para la detección es un tanto simple. Para ello se comparan en el espacio frecuencial los perfiles de los espectrogramas para determinar "qué tanto se parecen" uno por uno al perfil de un NVT previamente elegido y que servirá de patrón. Si la diferencia es pequeña en comparación a un cierto umbral, diremos que hay detección favorable.

Para la selección del NVT patrón se escogieron 8 NVTs fácilmente identificables visualmente en todas las estaciones (AMAC, APAX, ATLI, XALI, ARIG, MEIG, PLIG y TLIG) y que fueran lo suficientemente duraderos (de una hora o más), de forma que hubiesen un número grande de espectros comprendidos dentro de cada uno, y de esta manera el promedio fuese un espectro representativo de un NVT.

Hubo una inconsistencia con la estación MEIG (ver anexo B), ya que antes de 2011 estaba funcionando el sensor banda ancha con un instrumento, y por fallas, tuvo que ser reemplazado por otro a principios de 2011; por ello, para la estación MEIG se usaron dos distintos patrones de tremor según el período de funcionamiento para cada instrumento, por tal motivo, se eligieron 6 NVTs extras en el período 2011-2012 (tabla 2).

Día	Inicio (hrs)	Final (hrs)	Día	Inicio (hrs)	Final (hrs)
2010.006	11.01	14.00	2011.287	09.60	10.70
2010.007	11.70	12.50	2011.305	07.80	08.50
2010.024	08.50	10.00	2012.010	13.20	14.30
2010.041	05.00	06.00	2012.063	17.00	18.50
2010.045	01.00	02.00	2012.243	06.50	08.00
2010.055	10.00	11.00	2012.244	09.30	10.00
2010.087	20.00	22.00			
2010.107	10.20	11.20			

Tabla 3.2: a) NVTs usados para la obtención del espectro patrón de todas las estaciones, incluyendo MEIG para el período anterior a 2011. b) NVTs usados para la obtención del espectro patrón de la estación MEIG para datos posteriores a 2011. Los días son en días julianos, en donde los decimales son los días "enteros" correspondientes al año: ejemplo: 10 de enero de 2010 es: 2010.010.

Obtención del NVT patrón:

$$yn_i = \frac{\sum_{j=1}^{N+1} x_{ij}}{N} \quad (3.1)$$

donde x_{ij} espectrograma del sismograma. El índice i de x representa las entradas de la FFT para el espectro j -ésimo. $\sum x_{ij}$ es la sumatoria sobre las j 's de los N espectros contenidos en cada uno de los NVTs de la tabla. Así, yn_i es la media de los N espectros contenidos en el NVT patrón, y por tanto un espectro representativo del total del NVT.

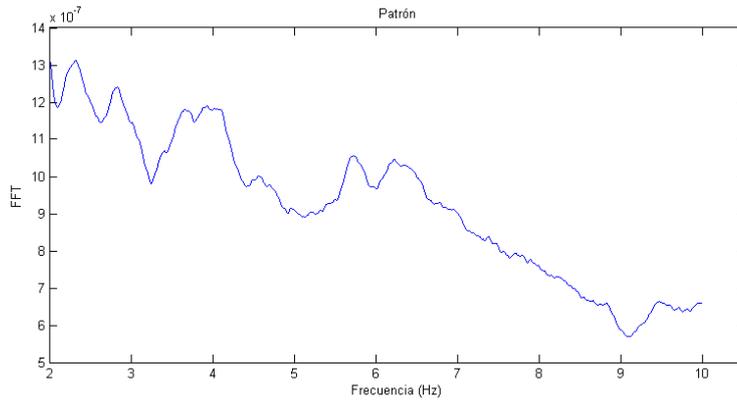


Figura 3.8: "Patrón" Correspondiente al promedio de la FFT de las ventanas contenidas dentro de un tremor. EL patrón corresponde a la componente E de la estación APAX.

Para el análisis, se suaviza la señal (espectro) usando un filtro promediador en pasos de 12 muestras (0.15 Hz aproximadamente) y posteriormente se corta la señal en el rango de [2,10] Hertz. Esto nos ayuda a mitigar en gran medida fenómenos ajenos que pueden intervenir en nuestro análisis tales como: actividad antropogénica, ruido ambiental externo, sismos locales, etc.

Después se comparan cada espectro (paso por paso en el espacio tiempo-frecuencia) con el vector que representa el NVT patrón para obtener un vector de error porcentual relativo de la siguiente manera:

$$Err_j = \frac{\langle |y_{n_i} - x_{ij}| \rangle}{\langle |y_{n_i}| \rangle} * 100 \quad (3.2)$$

El resultado de (2) es una función de error relativo porcentual (figura 9), la cual, para una mejor visualización y evitar picos demasiado pronunciados y demás saltos en la señal, se suaviza la gráfica usando un filtro promediador con una ventana de 10 minutos o 12 muestras para ser más concisos. Al final, y de una manera empírica se estableció un umbral al 45% de manera que la parte de la curva de error que caiga por debajo de este umbral es considerado el espacio correspondiente a un NVT (figura 10).

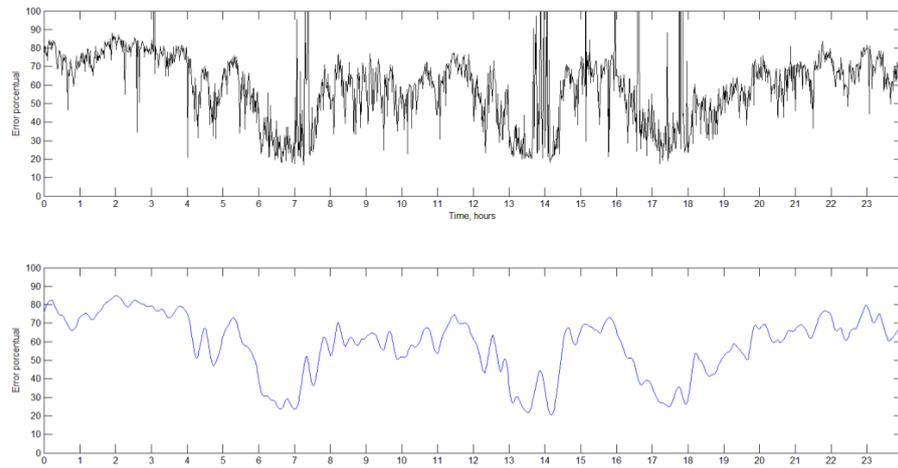


Figura 3.9: Comparación en de las gráficas de error sin y con suavizado. Notese su similitud y la manera en que se mantiene la misma forma a pesar de los errores altos.

Una parte interesante de este método es que evita tener que preocuparnos por efectos de sitio y demás inconsistencias, como por ejemplo: el calibrado del sensor. Al final tan solo es de preocupación el error porcentual relativo y la elección del umbral.

Una vez obtenida la gráfica de error suavizada, la tarea se reduce a comparar y revisar si realmente se están detectando tremores y cual debe ser el umbral y demás criterios a establecer que nos permitan saber que realmente se están detectando NVTs reales. Obviamente el programa se corre y para casos particulares y manualmente (a ojo) se hace la relación con los resultados que da el programa, encontrándose que los mejores resultados se dan en umbrales oscilando alrededor del 45 o 50% (figura 10). La manera de establecer el umbral es artificiosa, en principio porque es función de cada estación y porque fue una decisión empírica basada en el parecido con la detección visual. Lo anterior se hizo individualmente para cada componente de todas las estaciones. Obviamente hubo diferencias contrastantes. Mientras que para estaciones con nivel (amplitud de la FFT) de ruido bajo, un umbral de 45 o 50% era adecuado (estaciones ARIG, ATLI o APAX), al contrario sucedía con las estaciones con niveles de ruido más elevados, en donde era necesario un umbral menor, entre 20 o 30% aproximadamente (estaciones AMAC, PLIG). Sin embargo, debido a la baja proporción señal-ruido en estas últimas estaciones, se era muy propenso a hacer detecciones inexistentes. Para evitar este problema, se promediaron los resultados (las gráficas de error) de todas las estaciones, lo que incrementaba la coherencia de la actividad general, teniéndose como resultado la actividad de tremor día por día medida en horas, el catálogo. El umbral en este último caso se fijó en 50% y se descartaron todas las detecciones menores a 5 minutos, ya que por el tratamiento llevado a cabo, ese fue un límite inferior adecuado para la detección.

La estación TLIG fue descartada del procedimiento debido al siempre imperante alto nivel de ruido, haciendo muy difícil observar detecciones reales, ya que la señal de tremor y de ruido casi siempre son sumamente parecidos (figura 14).

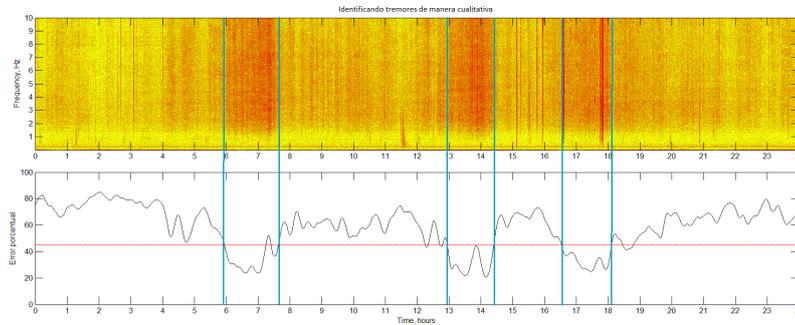


Figura 3.10: Establecimiento de un umbral mediante inspección visual para la estación APAX.

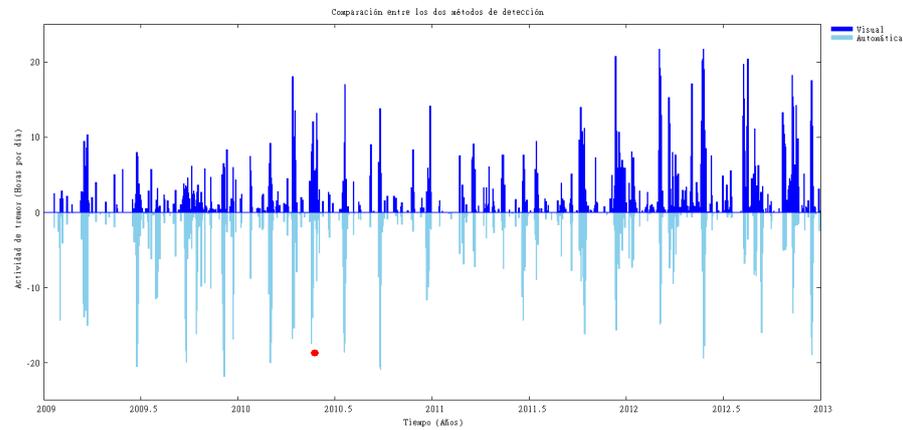
3.5 ANÁLISIS Y RESULTADOS

Los resultados obtenidos (un catálogo de 2400 NVTs) son comparados con un catálogo hecho a mano (Payero, 2008), obteniéndose de manera general un perfil bastante parecido (figura 11(a)). Lo sobresaliente de los resultados es el gran parecido cuando hay actividad de tremor alta (picos sobresalientes y alta densidad) y el hecho de que no ocurren homogéneamente, sino que hay momentos en que la actividad de NVTs de dispara y después regresa a la calma, formando así agrupaciones bien definidas en sucesiones muy dispersas, al contrario a la actividad de NVTs en zonas de subducción como Cascadia, en donde la actividad está muy bien definida y sucede en lapsos de 14 a 16 meses (Rogers y Dragert, 2003 y 2004; Brudzinsky y M. Allen, 2007).

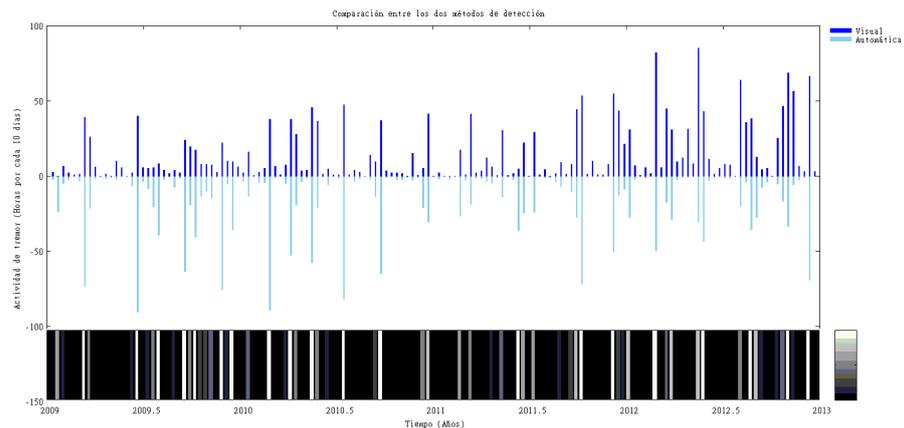
Los dos catálogos tienen diferencias claras a pesar del parecido. Las fechas en que disciernen más, se debe en cierta medida a la elección del umbral porque en períodos de alta actividad la energía de tremor es muy variable y fácilmente tremores de baja energía pueden ser pasados por alto a simple vista, o al revés, es decir, los tremores de alta energía pueden ser pasados por alto por la computadora porque el error relativo es grande. Por ahora no consideraremos las particularidades, sino la cuestión general. En la figura pueden apreciarse tres zonas en las que la detección es claramente diversa. La primera va desde 2009 a 2010.75, especialmente entre 2009.5 a 2010.2 en que la detección automática tiene preponderancia; de 2010.2 a 2010.75 la detección es sumamente parecida a excepción de la zona marcada con

un círculo rojo (figura 11a). De 2010.75 a 2011.8 aproximadamente, hay zona de relativa calma en que ambas detecciones son prácticamente iguales. De 2011.8 a 2013 se tiene el panorama contrario, la detección automática es mucho menor que la manual.

La diferencia entre los dos métodos está directamente ligada a las estaciones usadas. Para el método visual se usaron principalmente tres estaciones (ARIG, MEIG y PLIG), en cambio, para el método automático se usaron cuatro más, es decir, la distribución espacial (figura 4) juega un papel importante si tomamos en cuenta la propia naturaleza del tremor, ya que son eventos emergentes y su energía decae rápidamente con la distancia. Así por ejemplo, un tremor cuyo origen esté cerca de la estación ARIG, su presencia no será detectada correctamente por la estación XALI, y mucho menos por la estación AMAC, y en el peor de los casos estas últimas contribuirán de forma negativa en su detección.



(a) Duración total de tremores día a día de los dos tipos de detección. En azul rey la detección visual y en azul cielo la detección automática.



(b) Visualización de la actividad de tremor en intervalos de 10 días. Abajo un mapa de color en escala de grises de la detección automática que nos permite mejor observar la actividad de tremor.

Figura 3.11: Histógrama en que se compararán ambos métodos (manual y automático) cada día (a) y cada 10 días (b).

La figura 11(b) muestra la duración total de los tremores en pasos de 10 días. La barra de color se obtuvo de la detección automática y nos permite visualizar desde otra perspectiva la actividad de tremor en el tiempo. Se puede verificar además que los lapsos de alta actividad no son regulares, a diferencia de los resultados en Japón o Cascadia (Obara, 2011; Rogers y Dragert, 2003; Brudzinsky y Allen, 2007, etc.), no mencionando además que la actividad registrada en el período del SSE de 2009-2010 del catálogo visual es baja, lo cual es poco probable dado varios estudios adentro y afuera de México que muestran aumentos de TNVs durante SSEs (ej. Husker et al., 2012; Kostoglodov et al., 2010; Wech et al., 2011; Obara, 2011).

3.6 RUIDO SÍSMICO Y NVTs

Los registros sísmicos contienen ruido: ruido eléctrico y ruido ambiental. El ruido eléctrico es debido a la fluctuación de los electrones en la instrumentación (ruido Browniano), principalmente a causa de los cambios de temperatura, ya que un gradiente de temperatura en un conductor puede ocasionar una diferencia de potencial; también es ocasionado por el efecto de la corriente sinusoidal alterna, la cual crea pequeños campos magnéticos. El ruido ambiental es toda perturbación que se realiza en el medio ambiente. Lo que nos interesará serán aquellas perturbaciones que podrían influir en pequeños movimientos de la tierra y así dar origen al ruido sísmico, bien estocástico o no. Este tipo de perturbaciones pueden ser originadas de muy diversas fuentes como lo son: El golpeo de las olas del mar en la costa, el viento, la lluvia, la actividad misma en el interior de la Tierra, las vibraciones de los árboles y postes, la fauna local, actividad humana, etc.

Es muy importante hacer un estimado de la intensidad de ruido porque ello nos permite establecer un umbral en la detección que en este caso son los TNVs, pues como hemos dicho, parece que los TNVs son una maximización del ruido en un espacio temporal bien limitado y su detección está fuertemente ligada a las características de la zona donde se ubica una estación, de forma que zonas con alta presencia de ruido hacen prácticamente imposible visualizar tremores, a menos que estos últimos sean suficientemente energéticos.

Para este propósito se analizaron 25 horas en total de distintos días en horas diversas cuya actividad sísmica estuviese en calma aparente (En la tabla están los días y horas a analizar y el espectrograma de la figura 12 ejemplifica cómo se ve el ruido en el espacio frecuencial de 0-10 Hz). El propósito es estimar un perfil de ruido de cada estación utilizada¹ en el rango de frecuencias ya establecido, restarlo

¹ Al respecto debe quedar muy en claro que es un "estimado" y no se ha hecho un estudio exhaustivo por razón de que un estudio profundo merece una minuciosa atención y cuidado con la mayoría de las variables, como por ejemplo: Las diferen-

al estimado de “energía” obtenido (resta espectral), al patrón y al espectrograma completo diario de cada estación y de cada componente.

Día	Hora de inicio	Hora Final
2010.043	02:00	07:00
2010.044	03:00	13:00
2010.054	05:00	10:00
2010.058	00:00	06:00
2011.187	06:00	10:00
2011.201	07:00	09:00

Tabla 3.3: Días y horas (tiempo GMT) usados en el cálculo del ruido sísmico.

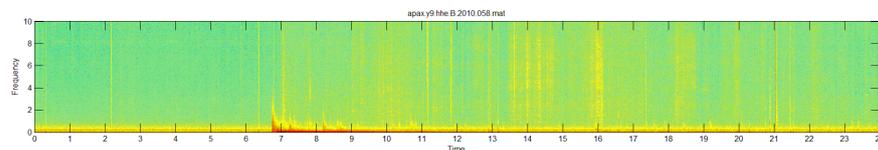


Figura 3.12: Este día corresponde al 27 de febrero de 2010, día del terremoto de Chile. El pico a 4 Hz más o menos a las 6:45 representa la llegada de las ondas P. Notese la calma sísmica desde 00:00 hrs a 6:45 aproximadamente (tiempo GMT), exceptuando tres sismos menores, aunque solo el sismo $M_w 3.7$ de las 6:20 fue registrado por el SSN. Vease también que este sismo desencadenó muchos NVTs.

Para la obtención del estimado de ruido, se procedió exactamente de la misma manera que para la obtención del NVT patrón (ecuación 1), si bien el utilizar un ventaneo diferente no habría modificado en gran medida los resultados, pero así nos permite poder hacer comparaciones directas, es decir, a través de las amplitudes espectrales es posible poner en relieve los rangos en los cuáles los NVTs y el ruido son comúnmente vistos, además de la forma del espectro.

Las figuras 12 y 13 muestra los espectros del ruido estimado y de los tremores patrón. Ello nos permite observar que en varias estaciones se tiene una alta razón tremor-ruido, principalmente APAX, ATLI, ARIG y MEIG, mientras que en AMAC, XALI y TLIG la proporción es baja, además, la componente Z de los NVTs patrón de las estaciones AMAC y XALI y TLIG tiene niveles de ruido alto (figuras 13 y 14), tanto que se puede concluir que solo se registra ruido.

Las figuras 15 y 16 muestran las amplitudes espectrales al cuadrado, las cuáles serán usadas para mejorar la detección. La razón del por qué es simple, la diferencia relativa entre tremor y ruido es mayor.

cias entre día y noche, los cambios de temperatura en las diferentes estaciones del año, diferencias entre época de lluvia y sequía, etc.

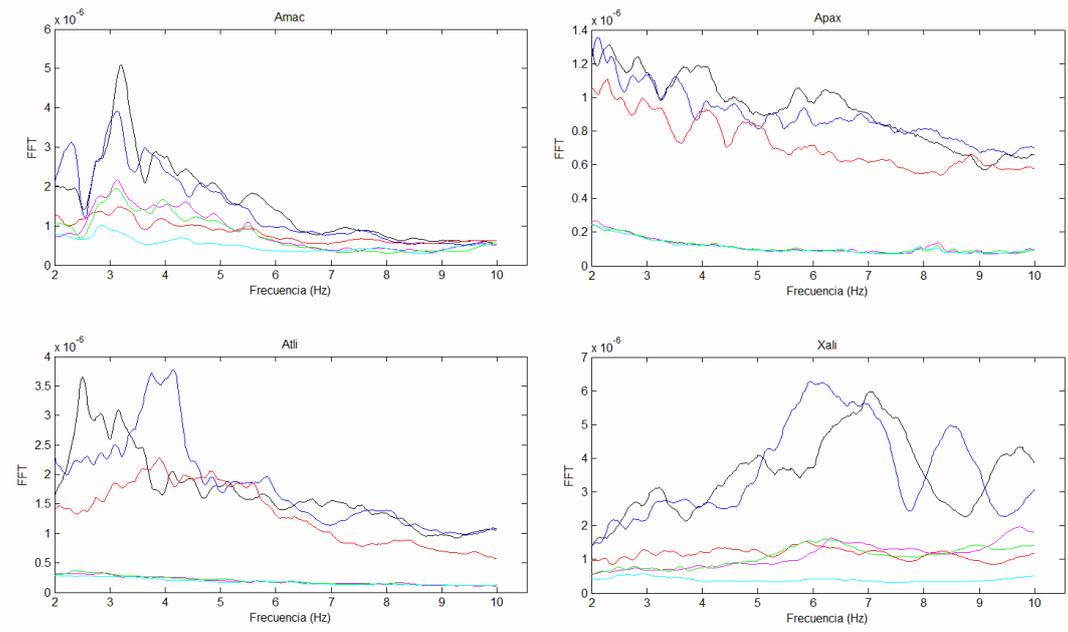


Figura 3.13: Perfiles de los Patrones de Tremores de estaciones del proyecto G-Gap (AMAC, APAX, ATLI y XALI). En colores negro, azul y rojo identificamos los perfiles espectrales para las componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical respectivamente, en colores magenta, verde y cian los perfiles de ruido de las componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical respectivamente. Las formas espectrales son muy diferentes entre estaciones, inclusive, puede constatarse un desfase en las estaciones ATLI y XALI de las componentes E y N. Los picos en la energía de los NVTs son igualmente muy diferentes. En la estación AMAC hay un pico importante aproximadamente a 3.2 Hz, en la estación ATLI hay un pico a 4 Hz para la componente N y a 2.5 aproximadamente para la componente E; en la estación XALI se aprecia una protuberancia muy pronunciada en el rango 6-8 Hz aproximadamente. En general, se aprecia un decaimiento en la energía en el rango a excepción de la estación XALI, en donde la energía crece hasta aproximadamente 7 Hz y después decae.

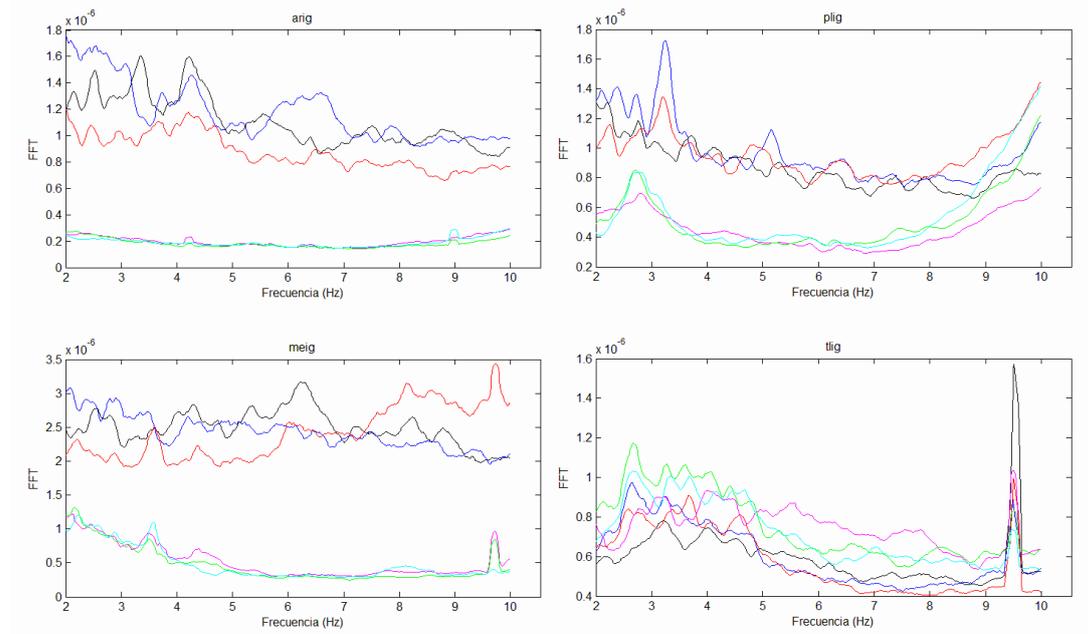


Figura 3.14: Perfiles de los Patrones de Tremores de estaciones del SSN (ARIG, PLIG, MEIG y TLIG). En colores negro, azul y rojo identificamos los perfiles espectrales para las componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical respectivamente, en colores magenta, verde y cian los perfiles de ruido de las componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical respectivamente. Al respecto con las estaciones del SSN, se intuye que fueron colocadas en lugares mejor apropiados, ya que no se aprecian cambios bruscos en la distribución de la energía que en su caso son producto de los efectos de sitio, si bien en la estación TLIG hay un pico a 9.5 Hz, pero este caso es ajeno a un NVT, posiblemente sea un árbol o poste que entró en resonancia, o bien, un problema eléctrico o de procesamiento. La mejor estación comportada es la estación ARIG, ya que el espectro del ruido es muy plano.

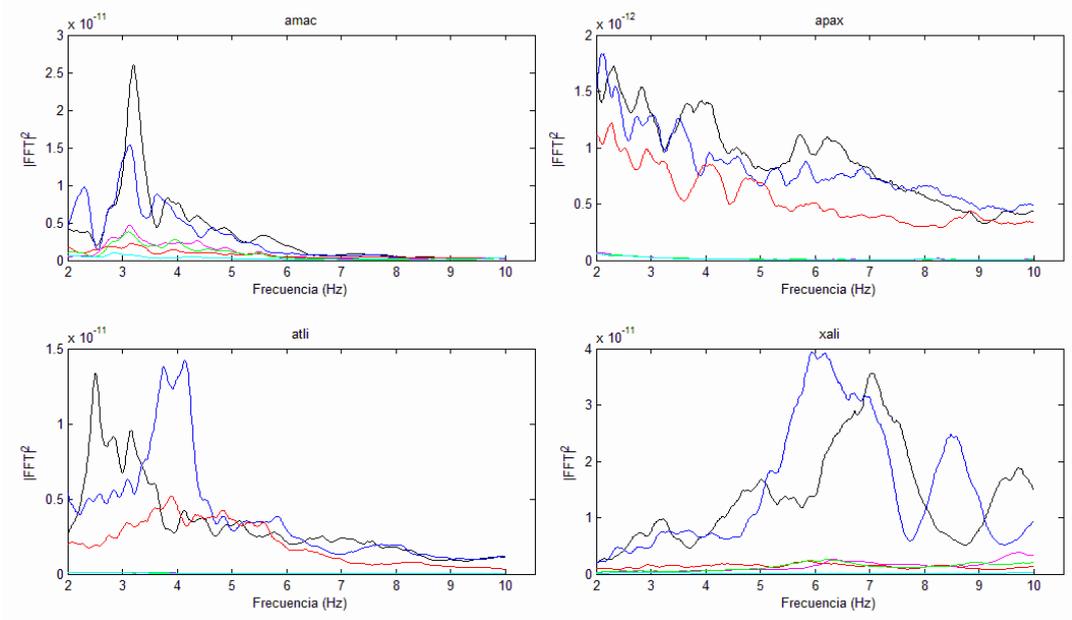


Figura 3.15: Perfiles de los Patrones al cuadrado de Tremores de estaciones del proyecto G-Gap (AMAC, APAX, ATLI y XALI). En colores negro, azul y rojo identificamos los perfiles espectrales al cuadrado para las componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical respectivamente, en colores magenta, verde y cian los perfiles de ruido de las componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical respectivamente.

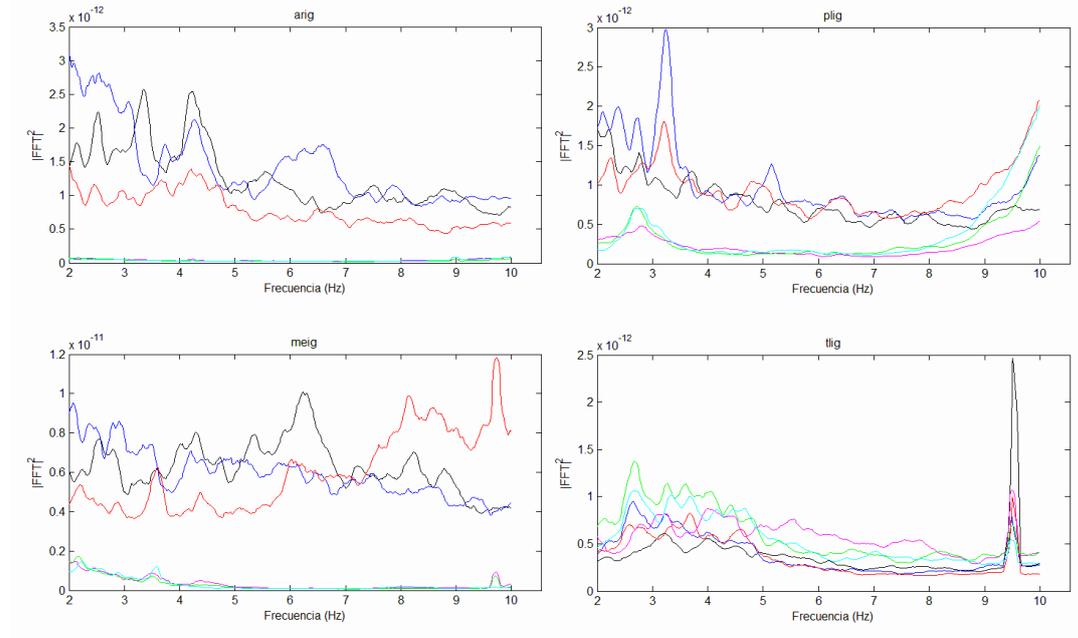


Figura 3.16: Perfiles de los Patrones al cuadrado de Tremores de estaciones del SSN (ARIG, PLIG, MEIG y TLIG). En colores negro, azul y rojo identificamos los perfiles espectrales al cuadrado para las componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical respectivamente, en colores magenta, verde y cian los perfiles de ruido de las componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical respectivamente.

Las gráficas de ruido se han hecho a partir de su espectro y del cuadrado del espectro, pero para poder comparar nuestros resultados con los hechos en 1993 por Peterson, debemos usar no el espectro, sino la densidad espectral de potencia (PSD) (ver anexo A), la cual es la transformada de Fourier de la autocorrelación de nuestra señal:

$$S_x(\omega) = \lim T \rightarrow \infty (|F(\omega)|^2/T) \tag{3.3}$$

Posiblemente la razón más importante en estudiar el ruido usando la PSD es por el resultado directo del teorema de Parseval, el cual nos permite calcular la amplitud cuadrática media de una señal real a partir del módulo al cuadrado de su transformada de Fourier, es decir, el cálculo de la energía.

La PSD la calcularemos usando la función de nombre “periodograma” multiplicada por la frecuencia al cuadrado (ver anexo A), ya que el sismograma es una serie de velocidad.

$$S_x(e^{j\omega}) = \frac{1}{2\pi N} \left| \sum_{n=1}^N x e^{-j\omega n} \right|^2 \omega^2 \tag{3.4}$$

donde S_x es la PSD de la serie de tiempo x ; ω es la frecuencia y N es la longitud de la transformada de Fourier.

Los resultados los expresaremos en decibeles referidos a unidades de aceleración por frecuencia:

$$PSD(db) = 10\log(S_x(e^{i\omega})/f) - 10\log((m/s^2)^2/Hz) \quad (3.5)$$

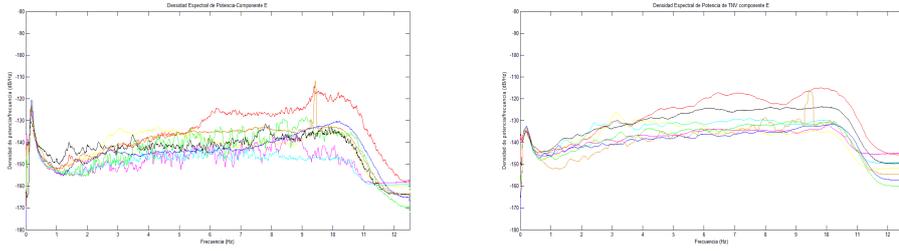


Figura 3.17: Densidades espectrales de potencia de a) ruido y b) Tremor de la componente E. Los colores designan la estación: AMAC (amarillo), APAX (magenta), ATLI (cian), XALI (rojo), ARIG (verde), meig (Negro), Plig (azul) y TLIG (anaranjado)

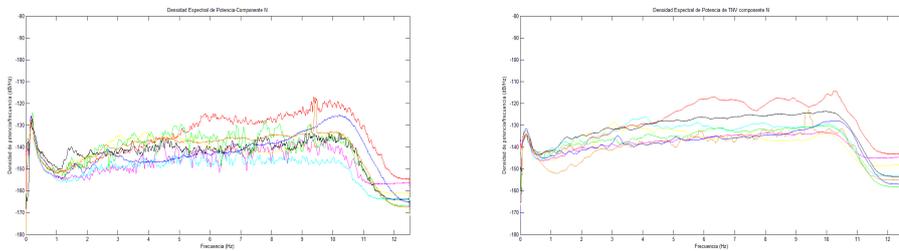


Figura 3.18: Densidades espectrales de potencia de a) ruido y b) Tremor de la componente N. AMAC (amarillo), APAX (magenta), ATLI (cian), XALI (rojo), ARIG (verde), meig (Negro), Plig (azul) y TLIG (anaranjado)

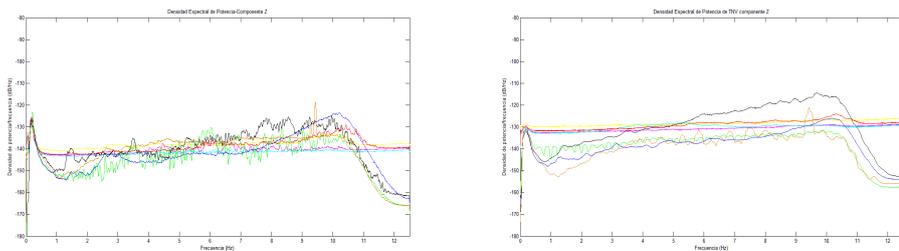


Figura 3.19: Densidades espectrales de potencia de a) ruido y b) Tremor de la componente Z. AMAC (amarillo), APAX (magenta), ATLI (cian), XALI (rojo), ARIG (verde), meig (Negro), Plig (azul) y TLIG (anaranjado)

La forma de la densidad espectral de potencia del ruido sísmico y la de los tremores es muy parecida (de cierta manera esto ya se había constatado al observar la forma de los espectros), sin embargo, hay sutiles diferencias véase figura 7 en donde no obstante el espectro del ruido es plano, no lo es así el del tremor, lo cual invita a pensar que

la forma espectral de los NVTs no es muy plana, al menos en el rango 2-10 Hz, aunque se considera plana porque las diferencias son muy pequeñas, y aunque cada NVT sea diferente a otro, hasta el momento no hay razones claras para notar que haya una frecuencia preferencial que caractericen el general de los NVTs.

Una revisión cuidadosa delata que las densidades espectrales de potencias de los tremores están siempre por sobre las correspondientes a las de ruido, ver figuras 19 y 20, lo cual es obvio si se piensa que en general el NVT es más energético. Otra cosa importante a notar son las funciones que son muy planas, especialmente en la componente Z, tanto en lo referente a ruido o a tremor. En general, si no hubiera efectos de sitio es lo que se esperaría, es decir, si se calculan los efectos de sitio para la componente Z de estas estaciones, estos serían prácticamente una constante para todas las frecuencias en el rango, por supuesto si es que consideramos un origen estocástico para la señal.

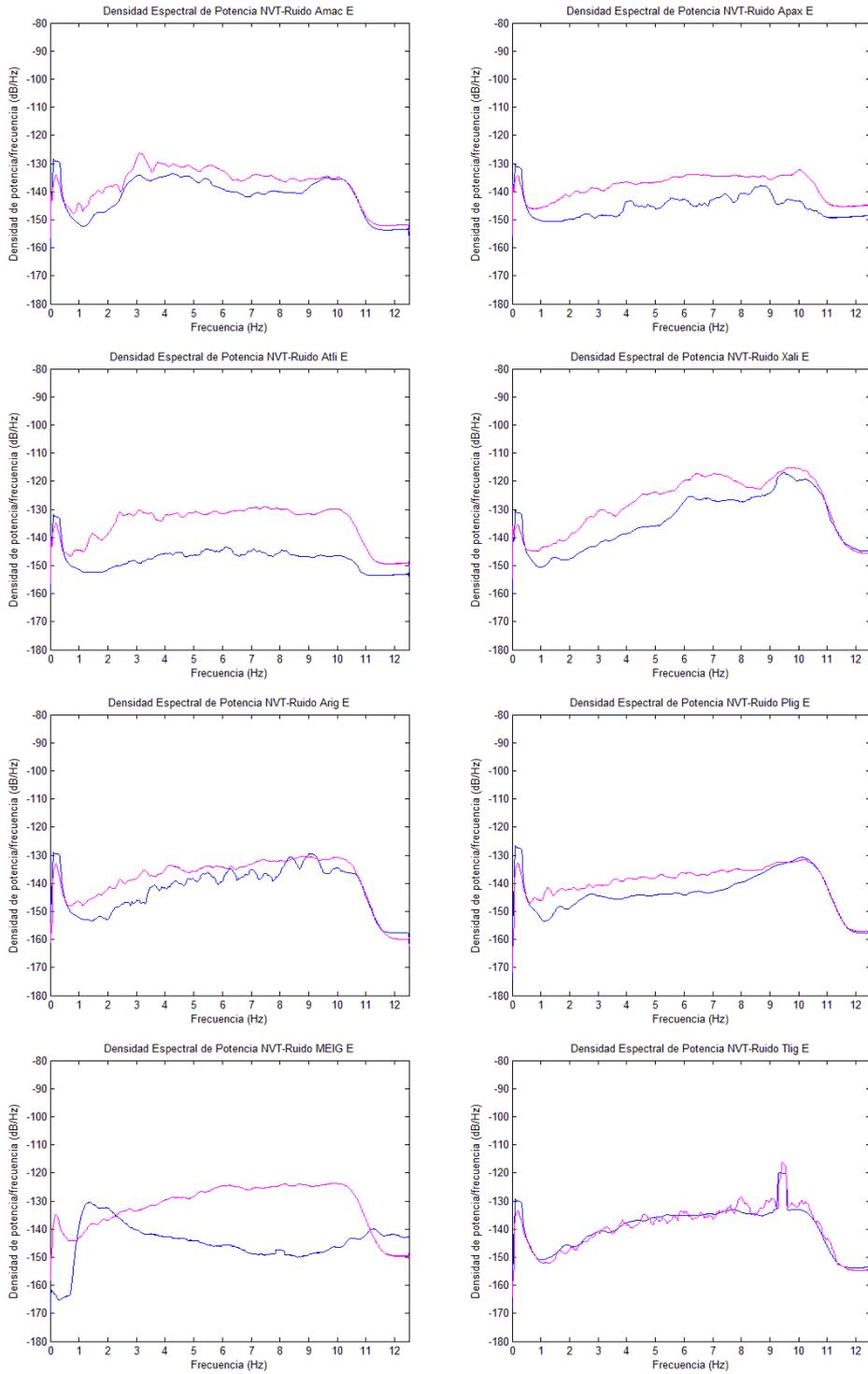


Figura 3.20: Densidades espectrales de potencia de manera separada de la componente E de ruido (azul) y tremor (magenta).

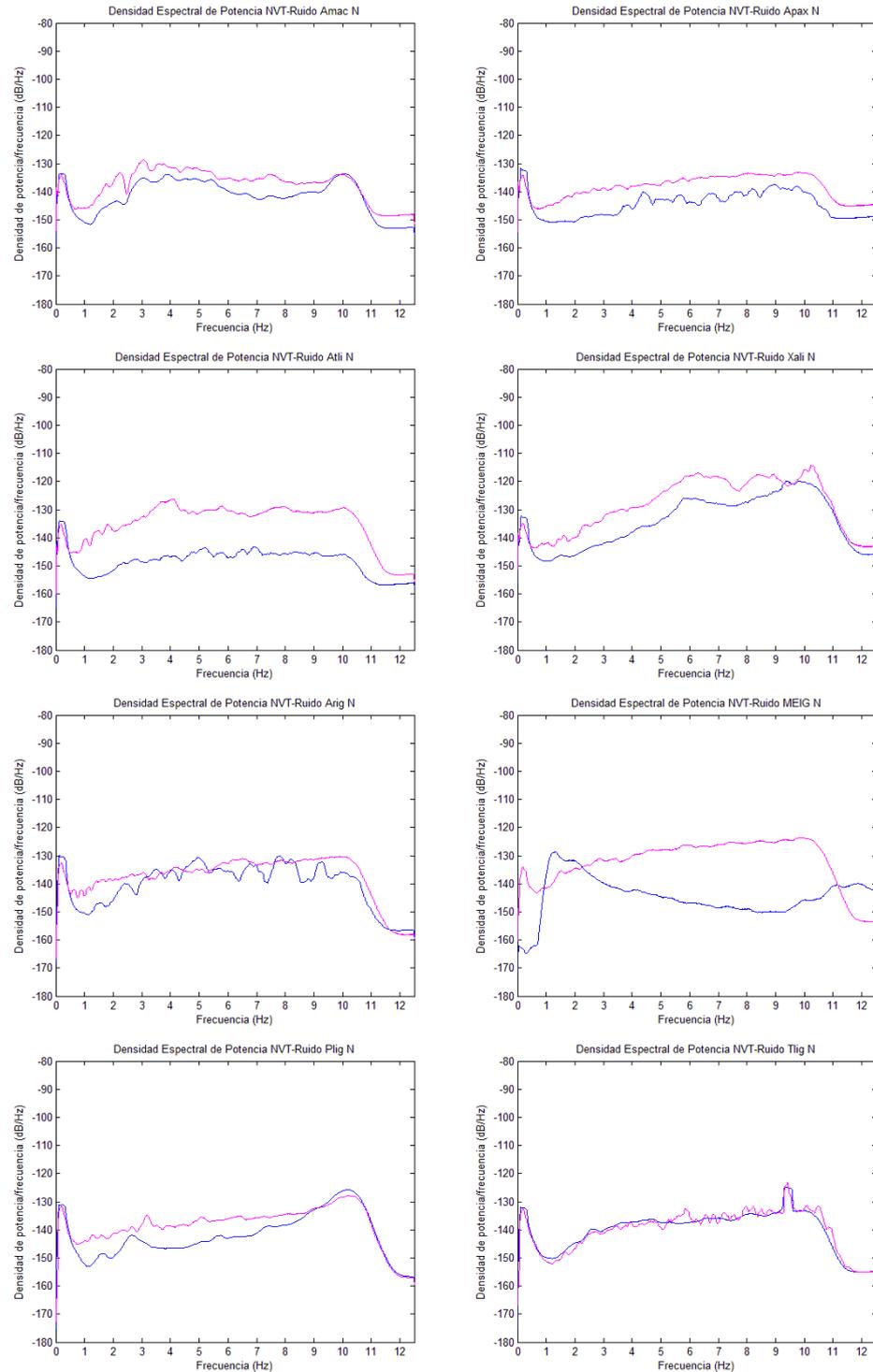


Figura 3.21: Densidades espectrales de potencia de manera separada de la componente N de ruido (azul) y NVT (magenta).

La figura 21 y 22 es una comparación del ruido calculado en las distintas estaciones y de los tremores patrón con los niveles superior e inferior del ruido sísmico estimado por Peterson en 1993 respectivamente. Esta última comparación es útil porque nos permite más

claramente ver la estrecha relación tremor-ruido, y en donde los NVTs más energéticos están dentro de los límites LNM (Low Noise Model) y HNM (High Noise Model).

La densidad espectral de potencia de NVTs percibida en las estaciones AMAC, APAX, ATLI y ARIG es muy plana, lo que podría ser evidencia de un origen estocástico de los tremores.

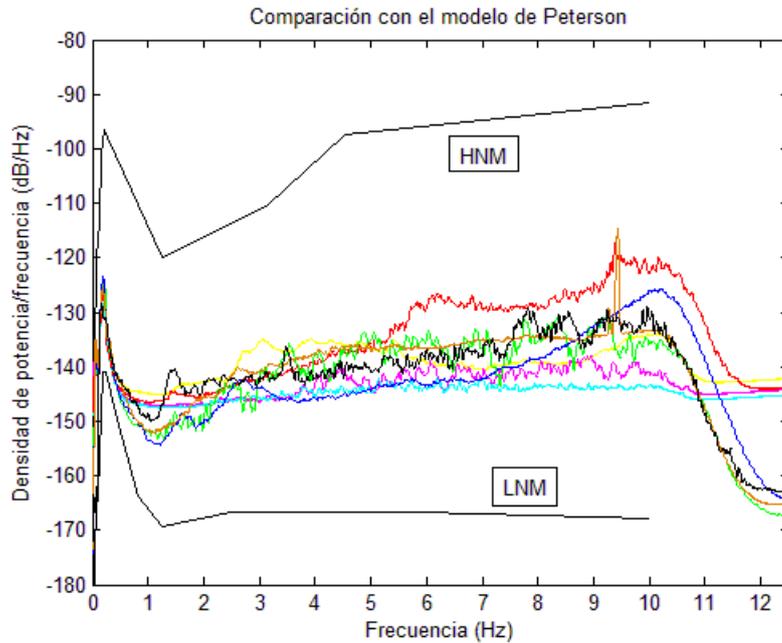


Figura 3.22: Comparación del ruido registrado en el área de estudio con los resultados de Peterson. Las estaciones son: AMAC (amarillo), APAX (magenta), ATLI (cian), XALI (rojo), ARIG (verde), meig (Negro), Plig (azul) y TLIG (anaranjado). Las curvas son el promedio de las tres componentes.

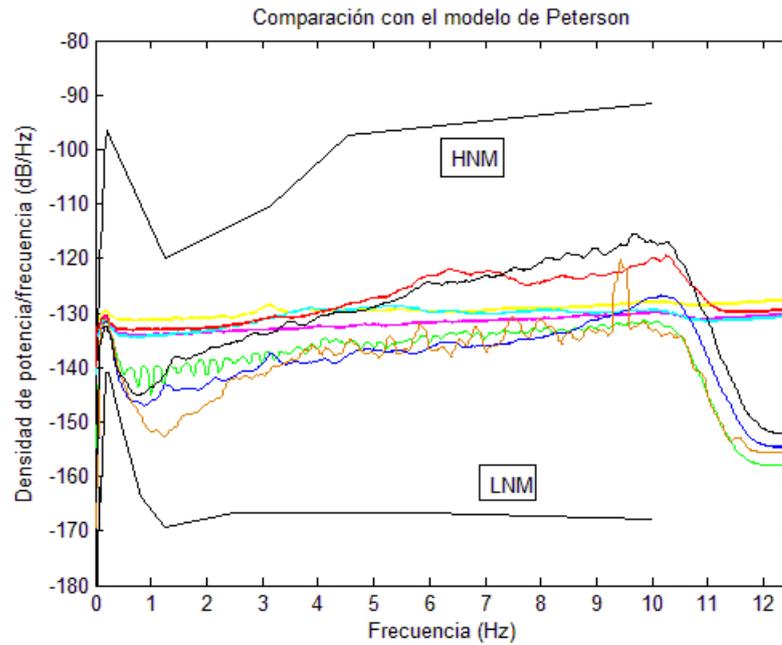


Figura 3.23: Comparación de los varios TNVs con los resultados de ruido de Peterson. Las estaciones son: AMAC (amarillo), APAX (magenta), ATLI (cian), XALI (rojo), ARIG (verde), meig (Negro), Plig (azul) y TLIG (anaranjado). Las curvas son el promedio de las tres componentes.

3.7 DIFERENTES NIVELES “ENERGÉTICOS” DETECTABLES DE LOS NVTs

Actualmente no existe una caracterización intrínseca energética dada a los NVTs, sin embargo, podemos hablar de energía de manera relativa a las amplitudes espectrales y precisar que si se detecta en una estación un NVT muy energético, este sucedió muy próximo a la estación y viceversa.

El límite para detectar NVTs está asociado a cada estación en particular y en particular al nivel de ruido. Para mejor entender este límite se calcularon las amplitudes espectrales entre NVT y ruido. En las estaciones cercanas a la costa resulta indistinguible la actividad de NVT y ruido, lo que implica que el cociente NVT-ruido es cercano a 1, y ello porque el nivel de ruido de fondo es alto.

De manera muy general se hizo un análisis cuantitativo del cociente de los espectros entre NVT y ruido, indicándonos los límites inferior y superior de los tremores que pueden ser detectados. Para ello hemos elegido los 8 NVTs que han formado nuestro patrón y otros 8 tomados al azar. Se calculan entonces los cocientes C de la fórmula 6 y tabulamos (tablas 3 y 4).

$$C = \frac{\sum_i y_i}{\sum_i r_i} \quad (3.6)$$

donde y_i y r_i representan los promedios de los coeficientes espectrales del NVT y del ruido respectivamente.

TNV	Inicio	Final	AMAC _E	AMAC _N	APAX _E	APAX _N	ATLI _E	ATLI _N	XALI _E	XALI _N
2010.006	11:15	14:00	1.32	1.37	5.26	4.80	6.43	6.17	3.25	2.96
2010.007	11:40	12:30	1.98	1.97	8.91	4.49	9.83	10.34	3.90	4.04
2010.024	8:30	10:00	1.74	1.77	8.10	8.38	8.40	9.06	2.68	3.04
2010.041	5:00	6:00	1.56	1.57	6.76	6.20	8.63	8.27	3.80	3.45
2010.045	1:00	2:00	2.53	2.50	10.16	9.80	11.50	12.40	3.76	4.14
2010.055	10:00	11:00	1.26	1.15	3.66	3.33	4.51	3.94	1.22	1.32
2010.087	20:00	22:00	1.87	1.83	6.99	6.76	8.24	8.12	3.01	3.25
2010.107	10:10	11:10	2.42	2.44	15.15	15.33	12.50	13.73	3.99	4.45
2010.135	4:40	5:20	2.29	2.27	8.91	8.59	10.58	10.97	3.35	3.78
2010.227	17:00	18:20			5.76	5.40	6.36	5.82	3.29	3.00
2011.081	3:40	4:20					8.60	7.59		
2010.297	9:00	10:10			5.25	4.84	5.88	5.75	1.79	2.04
2011.357	2:00	9:00					7.19	7.71	2.12	4.68
2011.311	16:00	17:10					2.97	3.16		
2010.343	8:30	8:50								
2010.266	7:00	8:40			9.65	9.61	6.49		3.34	3.34

Tabla 3.4: Cálculo del cociente TNV-Ruido de diferentes TNV aislados de cuatro estaciones G-Gap. Los espacios vacíos indican que no había datos para esa estación.

TNV	Inicio	Final	ARIG E	ARIG N	Plig E	Plig N	MEIG E	MEIG N
2010.006	11:15	14:00	2.76	3.78	1.61	1.58		
2010.007	11:40	12:30	6.12	6.96	2.02	2.01		
2010.024	8:30	10:00	7.05	8.37	1.70	1.68		
2010.041	5:00	6:00	2.73	2.77	2.10	2.00		
2010.045	1:00	2:00	7.31	8.85	2.37	2.39	1.77	1.56
2010.055	10:00	11:00	2.21	2.30	1.23	1.25	0.92	0.96
2010.087	20:00	22:00	4.98	5.62	1.82	1.88	1.79	1.55
2010.107	10:10	11:10	11.95	13.21	2.64	2.50	2.29	2.01
2010.135	4:40	5:20	6.41	7.79	2.37	2.50	1.62	1.93
2010.227	17:00	18:20			1.40	1.32	1.63	2.09
2011.081	3:40	4:20	3.62	3.78	1.73	1.62		
2010.297	9:00	10:10	3.23	3.45	1.32	1.33	1.00	1.22
2011.357	2:00	9:00	4.53	4.52	1.37	1.35	2.70	2.89
2011.311	16:00	17:10	3.56	4.01			3.02	3.20
2010.343	8:30	8:50	5.21	4.90	3.01	2.74	3.34	3.87
2010.266	7:00	8:40	6.48	6.68	1.58	1.52	2.01	2.41
2011.287	9:30	10:40					6.42	6.94
2011.305	7:50	8:30					2.64	3.00
2012.010	13:15	14:20					6.52	7.19
2012.063	17:00	18:30					4.34	4.54
2012.243	6:30	8:00					4.17	4.41
2012.244	9:20	10:00					4.44	4.83

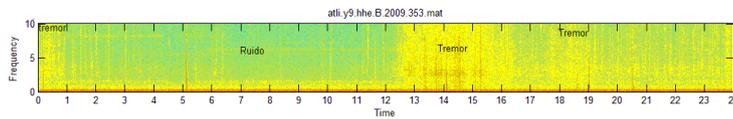
Tabla 3.5: Cálculo del cociente TNV-Ruido de diferentes TNVs aislados de tres estaciones del SSN. Los espacios vacíos indican que no había datos para esa estación. En específico, los últimos 6 sólo se usaron para MEIG.

A causa de que los límites que podamos establecer son relativos y un poco efímeros, tan sólo daremos una idea de la escala que pudiesen tener en relación al ruido sísmico adyacente.

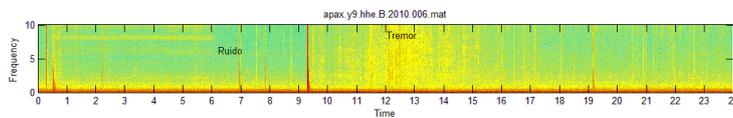
En la figura 4 se ha visto más o menos cómo debería de verse un tremor en el espacio frecuencial al lado del ruido sísmico. En la figura 24 se ejemplifican cómo se ven estos tremores utilizando el espectrograma. Se puede notar que independientemente de su duración, hay veces que la energía de tremor es grande, aunque hay que tener cuidado de los espectrogramas, ya que el mapa de colores está normalizado y más aún, tener en cuenta que un NVT energético significa que su epicentro fue cercano. La figura 24a muestra el espectrograma de la estación ATLI, en ella se pueden notar al menos tres NVTs, dos de los cuales son apenas perceptibles debido al bajo nivel de ruido

que impera, lo cual hace de ATLI una estación idónea para la detección de NVTs. De hecho, si vemos la tabla 1.4, la estación ATLI tiene los cocientes NVT-ruido más altos.

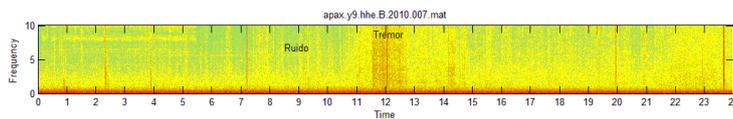
En las figuras 24b y 24c representan dos NVTs de diferente energía (conclusión hecha a partir de la brillantez del NVT del espectrograma, pero sobre todo porque en la figura 24c la proporción NVT- ruido es mayor).



(a) Dos NVTs apenas distinguibles. Uno entre las 00:00 y 01:00 hrs, el otro entre las 18:00 y 19:00. Si el sitio fuese más ruidoso, estos NVTs serían indistinguibles y tan solo sería visto el NVT que va de 12:40 a 16:00 aproximadamente.



(b) Un NVT de energía moderada.



(c) NVT de alta energía. El aparente aumento del nivel de ruido no es real. El sismo a las 9:15 aproximadamente de 24b cambia por completo la escala de color, haciendo ver diferente los niveles de ruido entre 24b y 24c.

Figura 3.24: Distintos de NVTs y su relación con el ruido.

3.8 CORRECCIÓN DEL MÉTODO

El método básico descrito en párrafos anteriores es muy útil, rápido y de fácil implementación, no obstante es muy fácil que haya detecciones equivocadas al no tener un claro control sobre los errores debidos primordialmente a NVTs de alta energía y en menor medida a eventos de alta amplitud que no fueron suficientemente mitigados con los previos filtrajes. Las modificaciones a este método son básicamente tres:

1- Se usarán los cuadrados de los espectros, a los cuales se les restará un estimado de ruido sísmico para cada estación y componente.

2- Se definirá un rango detectable de NVTs a partir de los cocientes de las tablas 4 y 5, el cual servirá para acotar la detección.

3- Una vez obtenidas las gráficas de error acotado, a estas se les aplicará un mapeo conforme tal que el mínimo quede fijo y el máximo sea 100 (ecuación 13). Este truco previene hacer malas detecciones cuando solamente se dispone de estaciones ruidosas, por ejemplo.

A continuación se explican cada uno de los puntos.

La señal de un sismograma cualquiera A_s es una combinación de la señal real más señal de ruido.

$$A_s = A_{res} + A_{ru} \quad (3.7)$$

donde A_s es la señal del sismograma, A_{res} es la señal real con ausencia ruido sísmico y A_{ru} es la señal de ruido. Por otro lado tenemos que nuestra señal de tremor también resulta de la suma de la propia señal con la del ruido:

$$A_t = A_{ret} + A_{ru} \quad (3.8)$$

donde A_t es la señal del sismograma del tremor y A_{ret} corresponde a la señal de tremor desprovista de ruido. Sea A'_{ru} un estimado de ruido sísmico.

De la resta espectral:

$$A'_s = A_{res} + A_{ru} - A'_{ru} \quad (3.9)$$

$$A'_t = A_{ret} + A_{ru} - A'_{ru} \quad (3.10)$$

De manera que A'_s y A'_t son señales con ruido disminuido y la diferencia relativa de los cuadrados de las amplitudes espectrales queda como:

$$\frac{|A_t'^2 - A_s'^2|}{|A_t'^2|} \quad (3.11)$$

y el error porcentual relativo E_p queda de la siguiente manera:

$$E_p = \frac{|A_t'^2 - A_s'^2|}{|A_t'^2|} 100 \quad (3.12)$$

Una modificación más al método es que el valor de E_p para cada ventana varía según lo sea el cociente NVT-ruido, la siguiente figura lo ejemplifica.

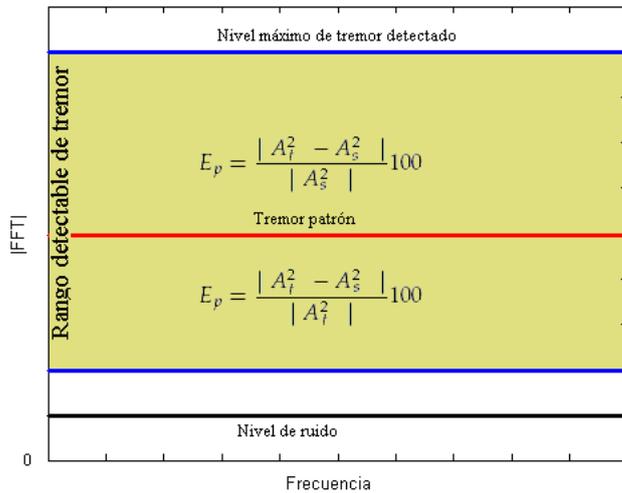


Figura 3.25: Determinación del rango detectable de NVTs basado en el cociente tremor-ruido.

Definiremos un rango detectable de tremor como el espacio comprendido entre dos veces el nivel de ruido y el nivel máximo del NVT medido para cada estación, donde nivel de tremor para este caso lo definiremos como el promedio de la amplitud espectral en el rango de frecuencias utilizado medido en cuentas. Esta zona es la que delimitaremos para nuestro tratamiento (siendo una especie de rango dinámico), de manera que se pueda tener más control sobre los errores grandes. Dentro de esta zona encontramos dos subzonas: una que se encuentra por debajo del nivel del NVT patrón y otra sobre este. Cuando se están comparando ventana por ventana el espectrograma a comparar y del NVT patrón, dependerán los valores de E_p según el valor absoluto de la FFT caiga dentro de una de estas zonas.

El error máximo lo fijaremos como el máximo error dentro del rango detectable, de esta manera evitaremos los “glitches” y demás eventos de alta amplitud, porque las amplitudes altas aún de corta duración tienen un impacto fuerte cuando se suaviza la curva con un filtro promediador.

Una vez teniendo la curva de E_p vs tiempo de todo el día, procedemos a buscar un umbral en la detección para cada estación. Nos percatamos que la selección del umbral varía según es el valor del error máximo, por ejemplo: analizando un día común donde hay tremor en la estación AMAC, se encontró que error máximo se oscilaba alrededor de 50 y un buen umbral podía ser fijado alrededor de 30, mientras que en APAX en las mismas condiciones, el error máximo estaba alrededor de 90 y un buen umbral estaba alrededor de 50, lo cual es un problema si es que queremos unificar los resultados, ya que esto disminuye la confianza en la detección. Para escapar a este problema se construyó una transformación conforme con las siguientes características: a) El valor mínimo de E_p es fijo y b) El valor máximo de E_p

se fija en 100. La función más sencilla para tal tarea es una recta, y es la siguiente.

$$Ep_n = \frac{\frac{100}{\max(E_p)} - 1}{\max(E_p) - \min(E_p)}(t - \min(E_p)) + 1 \quad (3.13)$$

donde t es el tiempo y Ep_n es la función del mapeo.

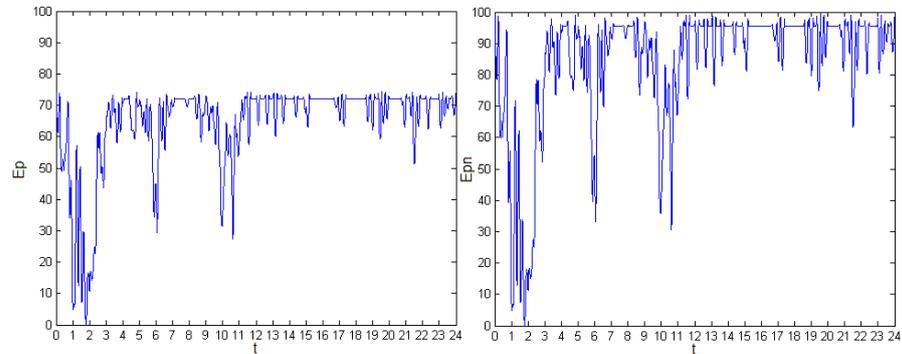


Figura 3.26: Ejemplo del mapeo. El ejemplo es de la estación ARIG, el día 14 de Febrero de 2010. La curva está suavizada con un filtro promediador en pasos de 10 minutos. La figura de la izquierda es la curva de error relativo usando la ecuación 12. La figura de la derecha es un mapeo de la figura de la figura izquierda usando la ecuación 13, donde el mínimo se ha dejado fijo y el máximo se ha fijado en 100.

Después de este ajuste se suavizó la señal y se estableció un umbral a 50, que era el mejor ajuste a lo observado en los espectrogramas. Para ejemplificar y comparar las diferencias con el método básico, veamos la siguiente figura.

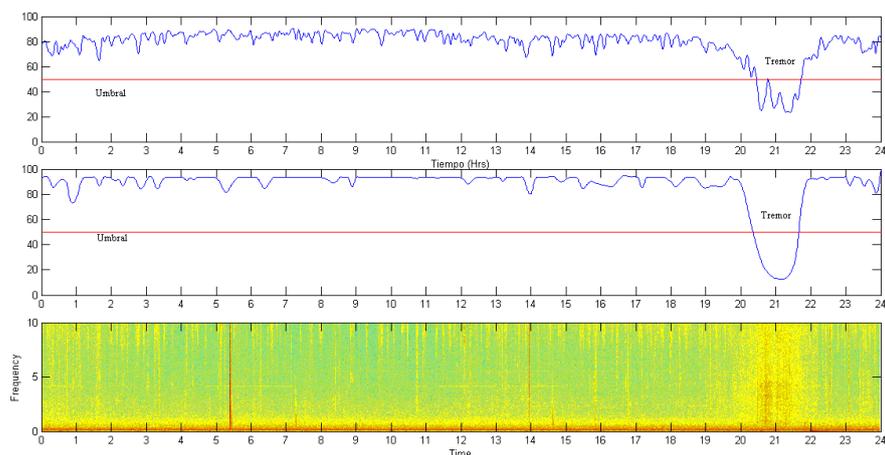


Figura 3.27: Diferencias comunes de entre a) el primer método (método básico) y b) el método corregido. Para ver mejor las diferencias se eligió un día con un tremor único aislado. La estación es ARIG, componente E y el día 28 de marzo de 2010. La diferencia es clara. El mejor control del error permite resaltar la zona del NVT y despreciar las zonas que no corresponden a uno.

En el ejemplo, los dos métodos son capaces de detectar el tremor, pero se debe notar que la resolución y la precisión pertenecen al segundo. También es importante subrayar que para este ejemplo el método básico arrojaría como resultado dos NVTs que se suceden, siendo que en el método mejorado sólo se ve uno. Y no es que esté mal, pero no tenemos las herramientas necesarias para discernir si el tremor es sólo uno o la conjunción de varios entrelazados, además que deberíamos definir exactamente cuándo empieza uno y termina el otro, lo cual no es del todo posible debido a la naturaleza emergente del tremor.

3.9 RESULTADOS

Se ha hecho un catálogo automático de tremores de la zona central de Guerrero en el período Enero 2009-Diciembre 2012, encontrándose un total de 4463, con duraciones que van desde 5 minutos hasta 24 horas. Si bien se usaron los dos métodos descritos aquí, nos quedamos con el resultado del método mejorado (figura 28) debido a su precisión, no obstante un coste computacional de más del 500% respecto al primero.

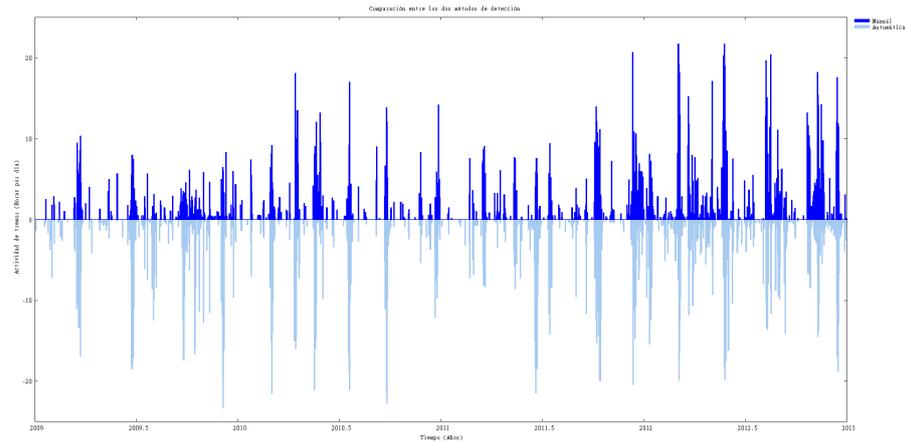


Figura 3.28: Comparación de detección de tremor entre los métodos manual (azul rey) y automático (azul claro).

El parecido con la figura 11a es muy grande, lo que indica que los resultados de ambos métodos son muy próximos entre sí, sin embargo, la diferencia deja de ser sutil cuando se toman en cuenta estaciones ruidosas o cuando se desea detectar un NVT de baja energía. En estos casos la diferencia puede ser muy grande (e.g. De 2012.2 aproximadamente, a 2013, el nuevo método fue capaz de identificar muchos NVTs de corta duración. Esto hace contrastar las figuras 11a y 28. La figura 11a hace pensar que la actividad de NVTs en el año 2012-2013 fue relativamente menor al período 2009.5-2010.5, sin embargo, las nuevas detecciones muestran que la actividad fue mucho mayor). Un hecho importante a notar es que en el período 2012.2-2013 solo estaban disponibles estaciones del SSN, lo cual pudo afectar en menor medida a las detecciones en comparación cuando también se tenían disponibles estaciones del proyecto G-Gap.

En la presente tesis sí es de importancia tener un catálogo lo más preciso que se pueda, ya que posteriormente se hará una inversión para cada evento, en donde se usará un método de energía iterativo, que sin la precisión correcta, el método no converge a ningún resultado razonable.

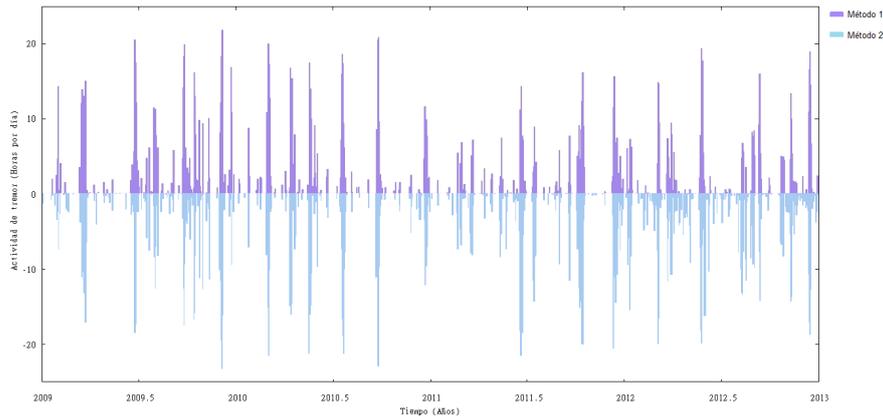


Figura 3.29: Comparación entre los dos métodos automáticos. En púrpura es el método básico y en azul claro el método mejorado.

3.10 ANÁLISIS CONJUNTO DE NVTS Y SSES

Las desplazamientos corticales que nos proporcionan las mediciones GPS nos revelan que el comportamiento de los deslizamientos es diferente en función de la distancia a la trinchera. Los SSE de largo plazo se originan muy próximos a la zona sismogénica, mientras que los de corto plazo se originan más tierra adentro en la zona de libre deslizamiento. Por esta razón el SSE de largo plazo es claramente visible en la estación CAYA, contrario a lo que se ve en las estaciones IGUA y MEZC. De igual manera, los SSEs de corto plazo, que son muy frecuentes en las estaciones IGUA y MEZC, son poco o nada visibles en la estación CAYA.

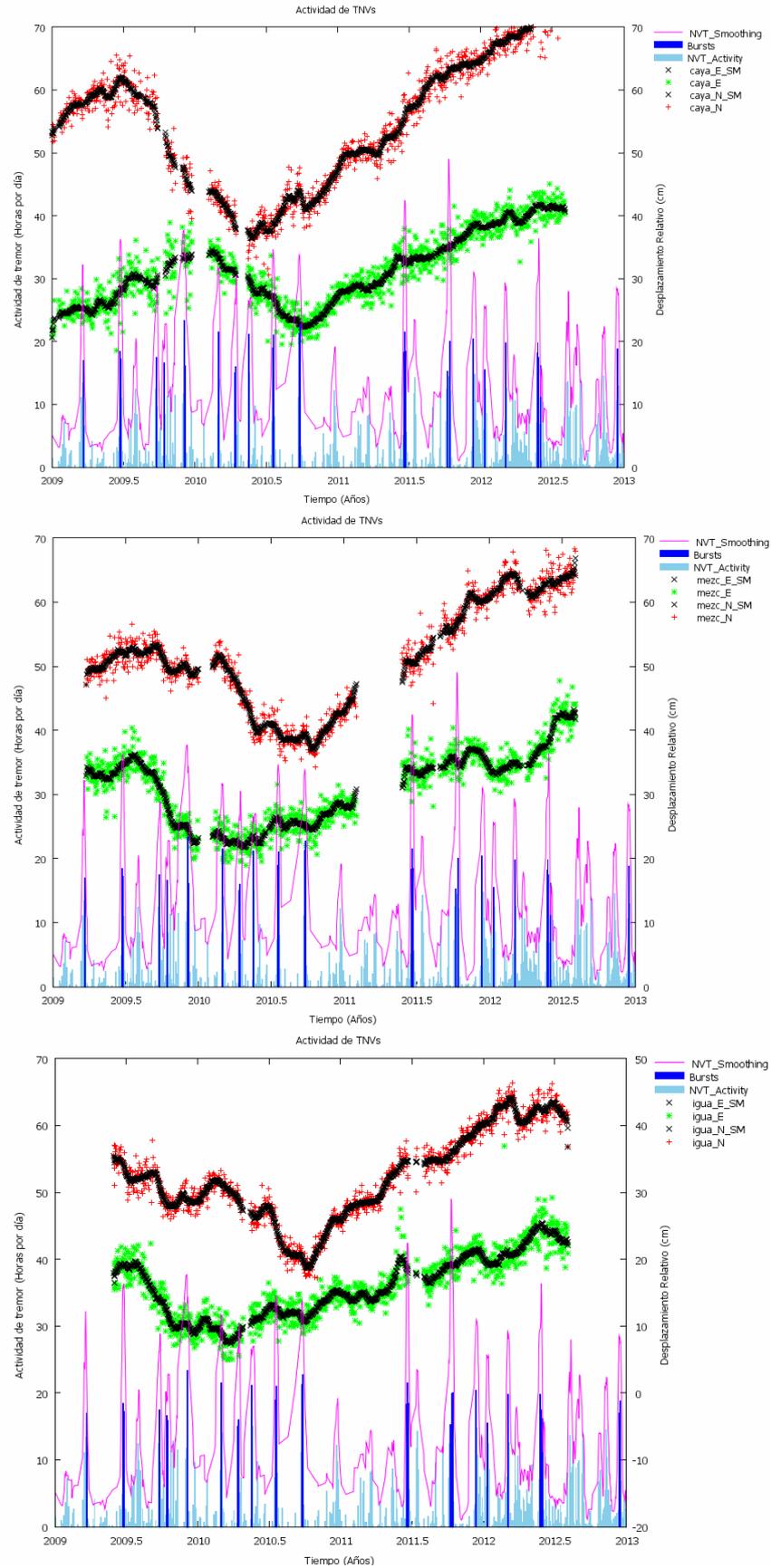


Figura 3.30: Actividad de NVTs y de desplazamientos corticales medidos en tres estaciones GPS: CAYA 30a, IGUA 30b y MEZC 30c. La línea en color magenta es la actividad de NVTs suavizada con una ventana de 15 días y multiplicada por 5. Los signos + en rojo y verde representan los datos de GPS (un punto por día) para las componentes E y N respectivamente y en negro el suavizado usando una ventana de 10 días.

La irregularidad con que se presentan los SSEs de corto plazo dan una explicación de la irregularidad de los NVTs en México.

Los resultados muestran que efectivamente, en los días de alta actividad de tremor se puede apreciar un SSE de corto plazo en la mayoría de los casos, además, durante el SSE de 2009-2010, la actividad de tremor es mayor respecto a los períodos asísmicos, por ejemplo el período precedente 2009-2009.5 y el inmediato después de 2010.5-2011.5. Posterior a este período y hasta 2012, la actividad de NVT sigue siendo moderada, tan solo se observan dos picos de alta actividad coincidiendo con dos SSEs de corto plazo (en la figura 30 b se observa más claramente), pero de 2012 a 2013 la actividad de NVTs se incrementa nuevamente, especialmente son más numerosos y se presentan en la mayoría de los días, pero se debe tener en consideración que en este último período solo se tenían datos de las estaciones ARIG, MEIG y PLIG.

Solo en dos casos la alta actividad de NVT no está relacionada con un algún detectable SSE (el episodio de 2012.4 aproximadamente y el anterior a este). En el primero el episodio se encuentra en un período claramente asísmico, mientras que el segundo se encuentra precisamente en el punto de retorno, donde la velocidad de convergencia es prácticamente cero.

3.11 ANÁLISIS DE “BURSTS”

El día o días donde hay alta actividad de tremor los llamaremos “bursts”, de esta manera podemos identificar más claramente la alta actividad de NVTs. Como ya vimos, no es un continuo. Para fines prácticos, identificamos a los “bursts” si hay más de 15 horas de tremor diario, si bien arbitrario este límite, nos permitirá apreciar con más facilidad los períodos de alta actividad, a la vez que nos permitirá observar si alrededor de estos días hay presencia de SSE de corto plazo al compararlos con los datos de GPS de tres estaciones (ver mapa, figura 4).

Los datos muestran que no hay una periodicidad concreta de la alta actividad de NVTs. A grosso modo los bursts de tremor tienen un período medio de 57 y 105 días aproximadamente para períodos sísmicos y asísmicos respectivamente (figura 3), aunque esta actividad es muy irregular, debido a que los SSEs de corto plazo son muy irregulares, siendo estos un factor imperativo para el desencadenamiento de NVTs.

Las causas del porqué en esta zona de subducción se tiene este comportamiento, totalmente diferente en cuanto a regularidad de este fenómeno si se compara con la zona de subducción de Cascadia (Rogers y Dragert, 2003) o Japón (Obara, 2002), donde existe una remarcada regularidad, son desconocidas.

Figure 3.30: Actividad de NVTs y de desplazamientos corticales medidos en tres estaciones GPS: CAYA 30a, IGUA 30b y MEZC 30c. La línea en color magenta es la actividad de NVTs suavizada con una ventana de 15 días y multiplicada por 5. Los signos + en rojo y verde representan los datos de GPS (un punto por día) para las componentes E y N respectivamente y en negro el suavizado usando una ventana de 10 días.

3.12 LEY GUTENBERG - RICHTER

Un hecho importante sobre la ocurrencia de NVTs es su relación con su magnitud. Si bien no podemos establecer una magnitud a los NVTs, podemos pensar que la magnitud es proporcional a su duración, de manera similar a lo que ocurre con el general de los sismos. La relación es una especie de ley Richter-Gutenberg, la cual expresa que la ocurrencia de eventos está dada por:

$$\log(N) = A - bM_t \quad (3.14)$$

donde N es el número de eventos con magnitud central M_t , A y b son constantes y $M_t \propto L$, siendo L la duración del evento.

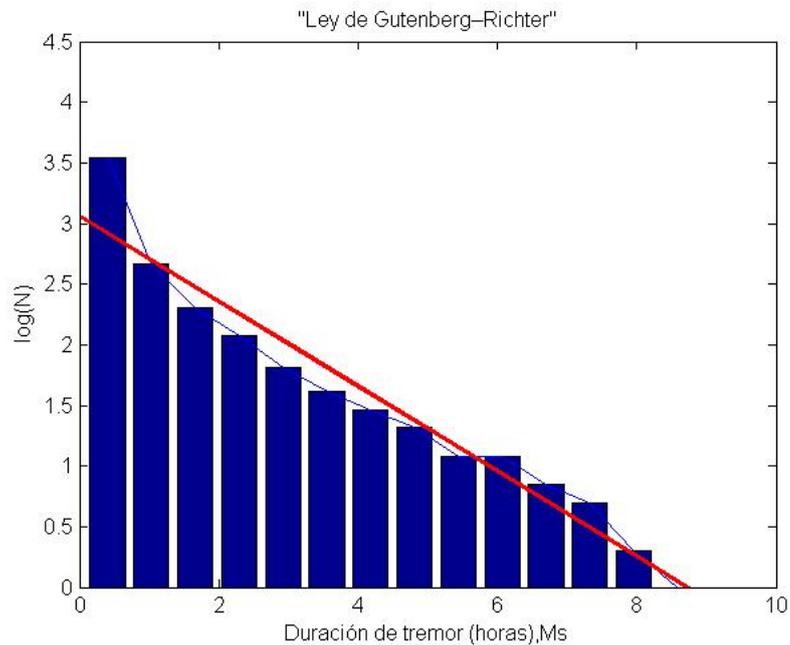


Figura 3.31: Logaritmo del histograma de la duración de cada evento

De la gráfica anterior y de la regresión lineal $A=3.06$ y $b=-0.35$, por lo tanto:

$$\log(N) = -0.35L + 3.06 \quad (3.15)$$

Que es la ecuación que nos indica la frecuencia de ocurrencia para las distintas duraciones de NVTs. Como era de esperarse, los eventos de corta duración son mucho más abundantes; el 84% del total tiene duración menor a una hora y el 97% dura menos de tres.

3.13 RELACIÓN DE NVTs Y SISMOS LOCALES Y REGIONALES

Se analizaron 531 sismos registrados por el SSN de Enero de 2009 a Diciembre de 2012 con magnitudes en el rango 4.5-7.4, encontrándose lo siguiente:

1) 13 NVTs se activaron en los primeros diez minutos después de un sismo.

2) 28 NVTs aparecen en los primeros 10 minutos precedentes a los sismos, 15 de los cuales duran menos de 6 minutos y el total menos de 10.

Si consideramos la probabilidad de que un NVT ocurra dentro de los 10 primeros minutos de cualquier sismo es 2.12%, es decir, de los 531 sismos analizados 11 precederían NVTs. Este proceder responde el punto 1, sin embargo, dada esta probabilidad, se esperaba un número igual en el punto 2 y resultó ser de más del doble, entonces la probabilidad no es la única respuesta a ninguno de los dos, y la razón reside en que la ocurrencia de los NVTs no es completamente azarosa, como ya vimos, esta ocurre formando "bursts", además, la probabilidad depende del número de NVTs, dato superfluo porque en ocasiones NVTs solos son registrados como varios NVTs sucesivos, y es precisamente lo que pasa ante la presencia de un sismo. Si un NVT cubre la totalidad de ocurrencia de un sismo local, el método de detección dada la alta amplitud va a registrar un error alto y por ende el final del NVT. Después de que la coda del sismo es mitigada (aproximadamente cuatro minutos después del arribo de las ondas S), el NVT vuelve a surgir. Las imprecisiones del método y las fluctuaciones son el origen de los NVTs del punto 2, además que varias pueden ser detecciones falsas. Difícil de decir ya que es muy complicado ver NVTs en ventanas menores a 10 minutos.

El análisis anterior da prueba suficiente para decir que los sismos locales y regionales no producen NVTs, sin embargo hay pruebas de que los telesismos sí generan NVTs, tal como se evidenció con el terremoto M_w 8.8 de Chile ocurrido el día 27 de Febrero de 2010 (Zigone et al., 2012).

3.14 CONCLUSIONES

Se construyó un catálogo de NVTs de la parte central del estado de Guerrero, México usando primeramente un método que comparaba en el dominio frecuencial los espectrogramas con un NVT patrón. Posteriormente este método se mejoró tomando en cuenta el cuadrado de las amplitudes espectrales y el ruido sísmico, obteniendo resultados más precisos al poder tener mayor control sobre los errores. Los catálogos se compararon individualmente con un catálogo hecho a ojo (Payero, 2008), mostrándose diferencias sobre todo durante el período del SSE de 2010, en donde la detección automática

produjo mayores detecciones; y durante el período asísmico posterior, donde hubo menores detecciones. Los resultados también se compararon con mediciones GPS de tres distintas estaciones, verificándose la relación que hay entre la alta actividad de NVTs y los SSEs de corto plazo; ambos fenómenos presentándose de manera muy irregular. También se encontró una relación entre las duraciones de los NVTs, una especie de ley de Gutenberg-Richter, la cual demuestra que el logaritmo de NVTs obedece a una ley lineal respecto a su duración. Finalmente se deseó buscar una relación temporal entre los NVTs y los sismos locales y regionales, encontrándose que no hay relación aparente, ya que este tipo de sismos no desencadenan NVTs, no obstante hay evidencias que los telesismos sí lo hacen.

Los resultados del catálogo con lo observado lo convierten en una herramienta suficiente para el monitoreo de NVTs en la región central de Guerrero.

Las comparaciones con SSEs muestran un aumento en la actividad durante el SSE de largo plazo de 2010, aunque este aumento no es considerablemente superior a la actividad durante el período asísmico 2011.5 - 2013. Al respecto con los SSEs de corto plazo, se verificó la estrecha relación que mantienen, ya que en la gran mayoría de los casos había una relación unívoca entre "bursts" de NVTs y SSEs, siendo esto prueba de la activación de NVTs durante los SSEs.

La relación de NVTs con sismos locales y regionales no es directa, ya que la ventana de observación entre los dos fenómenos es muy grande, por lo tanto, no se pueden obtener conclusiones definitivas al respecto, sin embargo, sí se pudo constatar que este tipo de sismos no desencadenan NVTs.

Por último, se presentó una la ley de Gutenberg-Richter, muy a pesar de las curiosidades observadas, en donde un NVT aparentemente único, era registrado como dos o más NVTs diferentes. En la mayoría de los casos no se podía decir nada, ya que no se tienen las herramientas para discernir lo observado.

1.2 LOCALIZACIÓN DE TNVS

4.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se hará una explicación del método usado para hacer la inversión y encontrar los epicentros y especular sobre los hipocentros de los tremores. Para hacer la inversión usamos una función de atenuación de la energía (Battaglia y Aki, 2003).

Para tener un buen cálculo de la energía dentro de un error aceptable, se tuvieron que calcular efectos de sitio y elegir un ancho de banda tal que las variaciones no sean muy grandes respecto a las frecuencias adyacentes de cada estación porque ello nos asegura que la respuesta alrededor del ancho de banda elegido sea lineal en todas las estaciones. Para calcular el efecto de sitio se usó la coda de sismos locales y semilocales, de magnitud M_w 4.0 a 5.1, según lo registrado por el SSN. Los sismos que para nuestros propósitos son útiles son aquellos cuya caída de la coda es “limpia”, es decir, que no haya eventos postsísmicos que alteren la coda; también es necesario que sean lo suficientemente fuertes para asegurar que los niveles energéticos de la coda estén muy por encima de niveles de ruido.

4.2 EFECTOS DE SITIO Y NORMALIZACIÓN DE LA CODA

El tipo de terreno es un factor muy importante en tomar a cuenta cuando se estudian las ondas debidas a un sismo, ya que cada tipo de suelo tiene diferente respuesta a las vibraciones dependiendo de su composición química y de las transformaciones que haya sufrido a lo largo del tiempo. Los suelos rígidos ofrecen una mayor resistencia a las vibraciones, mientras que suelos blandos incrementan la intensidad como consecuencia de la amplificación de las ondas sísmicas. La modificación de esta señal debido a las condiciones geológicas y topográficas se conoce como efecto de sitio y consiste en la amplificación o disminución de dicha señal. El tamaño de la amplificación es variable y depende de muchos factores, tales como: las características y espesor de los sustratos por los cuáles la onda viaja, la posición y tipo del terreno; montañoso, llano o que se ubique en una depresión; ya que estas características pueden dar lugar a que en zonas haya concentración de las ondas y en otras sean despreciadas y se formen especie de nodos. En este trabajo de tesis no nos ocuparemos de las características de los suelos, únicamente se hará lo que para propósitos del presente trabajo sean necesarios, es decir, encontrar el efecto de sitio como un factor multiplicativo relativo por el

cual hay que dividir de forma que las amplitudes de las distintas estaciones estén ponderadas. Sin embargo, se podrá notar que despreciaremos otros términos, aunque no menos importantes, pero dificultarían muchísimo el cálculo, y por ser un cálculo estadístico su importancia es secundaria, tales como: los efectos del mismo evento, mecanismos focales, etc.

Pensando que la coda representa más que nada ondas S múltiplemente dispersadas por las heterogeneidades de la litósfera y del manto superior, y cuya distribución energética es uniforme alrededor de la fuente (Aki y Chouet, 1975; Rautian y Khalturin, 1978). Las heterogeneidades de la litósfera por donde viajan las ondas sísmicas (ondas S en este caso), permite al cabo de un tiempo razonable que las ondas sufran múltiples dispersiones, lo que da lugar a ondas S omnidireccionales, y cuyo espectro es independiente de la magnitud del sismo y de la distancia al epicentro (Aki and Chouet, 1975), borrándose como consecuencia todo efecto debido al mecanismo focal. El decaimiento de la coda como función del tiempo es el mismo para todas las estaciones en una misma región. Esta última característica nos permitirá encontrar efectos de sitio.

Para hacer el cálculo es conveniente es usar sismos locales y semi-locales. La ventaja reside en que basta que sean de magnitud superior a 4 o 4.5 para disponer de buena razón señal-ruido y menores a 6 para poder hacer un análisis apropiado. De ellos se dispone de una vasta cantidad, lo que permite que haya posibilidad de elección, de tal suerte que se puedan tener aquellos sismos que se han manifestado en períodos de calma sísmica, ya que son ellos en los que se logra percibir una caída "limpia" de la coda. Es importante que los sismos sean elegidos además de su caída "limpia" por su disponibilidad simultánea en todas y cada una de las estaciones.

La amplitud (A) de una onda a una distancia r de la fuente puede calcularse a partir de la amplitud (A_0) conocida para una distancia r_0 , debido a que en el transcurso de la onda, esta experimenta principalmente dos fenómenos que la hacen perder energía: La dispersión geométrica y la atenuación. La primera trata sobre la distribución de la energía del frente de onda, y dado que la onda viaja y el frente de onda crece, la energía se tiene que redistribuir a lo largo de él; obviamente es diferente para ondas de cuerpo y superficiales porque los frentes de onda de las de cuerpo viajan de forma esférica y los de las ondas superficiales son circulares.

Para explicar la atenuación en sismología, se utiliza el resultado del oscilador armónico amortiguado, cuya solución es:

$$x(t) = A_0 e^{-\varepsilon \omega_0 t} \sin(\omega_0 t \sqrt{1 - \varepsilon^2}) \quad (4.1)$$

el término $A e^{-\varepsilon \omega_0 t} = A(t)$ representa el decaimiento exponencial de la amplitud del oscilador. Si reescribimos (1) sin el término del

oscilador y haciendo $\varepsilon = 1/2Q$ (Q llamada "factor de calidad"), obtenemos:

$$A(t) = A_0 e^{-\omega_0 t / 2Q} \quad (4.2)$$

El frenado anelástico δ se define como:

$$\delta = \log\left(\frac{A_n}{A_{n+1}}\right) = \frac{\pi}{Q} \quad (4.3)$$

donde A_n es la amplitud en un ciclo cualquiera y A_{n+1} el siguiente. El coeficiente de atenuación α se define como:

$$\alpha = \frac{\delta}{\lambda} = \frac{\delta f}{V} = \frac{\pi f}{QV} \quad (4.4)$$

Si escribimos ω_0 como $2\pi f_0$ y t como r/v , podemos escribir (2) en términos del coeficiente de atenuación α de la siguiente forma:

$$A = A_0 e^{-\frac{\pi f_0}{QV}(r-r_0)} = A_0 e^{-\alpha(r-r_0)} \quad (4.5)$$

Al aplicar el logaritmo y ordenando obtenemos:

$$\ln(A) = -\alpha(r - r_0) + \ln(A_0) \quad (4.6)$$

Comparamos con la ecuación de una recta $Y = mx + b$. De esta manera en la escala logarítmica la atenuación es lineal y la amplitud A cuando $r = r_0$ es A_0 . Sin importar la estación sismológica ni su distancia al lugar de origen, es posible mediante este análisis regresar a un mismo valor A_0 de un lugar real o hipotético. Como es de esperarse, el valor A_0 no siempre es reproducible. El déficit o excedente se postula es debido solo por los efectos de sitio.

Para el cálculo se hizo lo siguiente:

- 1) El cálculo se hizo en anchos de banda de 1Hz, empezando desde 2 hasta 10 Hz.
- 2) El cero se fijó en el inicio del sismo según los registros del SSN.
- 3) Por razones de simplicidad $r_0 = 0$ y Q se supone constante con valor igual a 276 (García et al, 2004).

Antes de aplicar la teoría anterior a nuestros datos, de la página del SSN (Servicio Sismológico Nacional) hemos escogido 30 sismos locales con magnitudes entre 4.0 a 5.1 principalmente, dentro de un rango de latitudes que van de 19.0° a 30.0° y de 12.0° a 15.5° latitud norte (tabla 1)

No.	Latitud	Longitud	M_L	Profundidad	Fecha-hora
1	17.81	-100.81	4.2	20	2010/07/14-04:19:10
2	16.36	-98.46	4.4	10	2010/05/06-05:14:13
3	16.21	-98.38	4.3	18	2010/04/16-07:58:32
4	17.36	-100.43	4.1	16	2010/05/09-07:54:15
5	17.04	-100.49	4.0	5	2010/05/10-16:37:56
6	18.00	-101.75	4.9	36	2010/04/14-00:16:14
7	16.11	-97.26	4.0	28	2010/06/08-00:30:03
8	16.14	-98.41	5.1	10	2010/04/16-05:01:07
9	16.32	-98.85	4.1	11	2010/02/12-14:27:43
10	16.16	-98.68	4.2	15	2010/02/14-08:52:41
11	16.29	-97.96	4.3	10	2010/07/04-03:54:59
12	17.33	-100.80	4.0	20	2010/07/07-03:16:32
13	17.94	-99.49	4.1	56	2010/07/08-10:58:16
14	18.44	-101.04	4.1	57	2010/03/27-00:29:06
15	17.35	-100.93	4.2	13	2010/04/03-01:29:27
16	16.23	-98.12	4.3	5	2010/07/14-05:52:15
17	16.18	-94.32	4.0	77	2010/04/16-05:44:48
18	15.26	-96.67	4.6	35	2010/06/08-02:49:32
19	16.20	-98.65	4.1	20	2010/02/14-09:02:00
20	18.12	-98.43	4.0	57	2010/07/07-00:24:35
21	16.56	-98.47	4.3	2	2010/06/09-06:25:44
22	16.69	-94.80	4.1	115	2009/12/16-00:49:12
23	17.22	-101.44	4.1	7	2010/06/12-01:04:48
24	16.80	-100.12	4.0	5	2010/03/03-06:19:42
25	17.06	-101.15	4.0	20	2010/06/07-05:54:43
26	16.40	-99.53	4.1	10	2010/04/02-11:25:12
27	15.96	-97.68	4.3	16	2010/07/11-01:37:38
28	16.23	-98.04	4.1	10	2010/06/30-02:48:50
29	16.18	-98.08	4.1	5	2010/06/30-03:34:58
30	16.04	-98.15	4.1	10	2010/07/09-15:49:30

Tabla 4.1: Sismos usados para la obtención de los efectos de sitio.

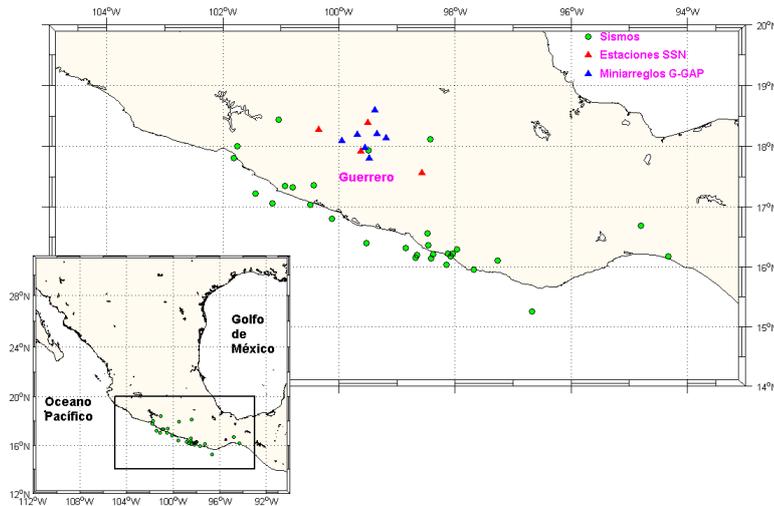


Figura 4.1: Epicentros de sismos usados en el análisis de efectos de sitio dentro las fechas de 2009-2012.

Los sismos seleccionados son tal que poseen una caída de coda “limpia”, es decir, en la escala logarítmica la caída tiene una tendencia lineal desde el inicio de la coda hasta casi nivel de ruido (figura 2). La no linealidad en la caída de la coda, se debe a la interferencia de otros fenómenos sísmicos traslapados en el tiempo y probablemente en el espacio, tales como réplicas, sismos menores, telesismos, etc.

Para la obtención de los efectos de sitio se usa como referencia el método contenido en: (Husker et al., 2010). Primeramente se calcula el valor A_0 de todos los eventos usando las componentes E Y N (No se usó la componente Z porque la coda está conformada principalmente por ondas S múltiplemente dispersadas y su registro es mejor en las componentes horizontales) de la siguiente manera:

- 1) Se tomó la parte de sismograma que contiene el sismo con cero en el tiempo de inicio del sismo según los datos del SSN.
- 2) Se tomó el valor absoluto de la transformada de Hilbert (la envolvente) y se hace un suavizado con una ventana de 10 segundos.
- 3) Se tomó el logaritmo natural de la transformada.
- 4) Se tomaron 56 segundos de la envolvente de la coda empezando 30 segundos después del máximo y con esos puntos se hizo una progresión lineal para calcular la ordenada al origen (A_0) y la pendiente. Con la abertura de esa ventana, en pasos de 3 segundos se toman los siguientes 56 segundos hasta completar minuto y medio, es decir, un total de 10 ventanas con traslape de 3 segundos. Se toma como el valor A_0 la media de las ordenas de las rectas quitando los dos valores máximos y los dos mínimos. Esto resultó conveniente ya que muchas veces la atenuación de la coda no era recta del todo y es-

taba invadida de irregularidades que el suavizado no pudo corregir, además que daba más estabilidad a los resultados, y eso se notaba en una disminución del error en comparación a si la progresión lineal se hacía sin el ventaneo.

5) El valor A_0 es el valor de A en el origen.

La figura siguiente ejemplifica los pasos anteriores.

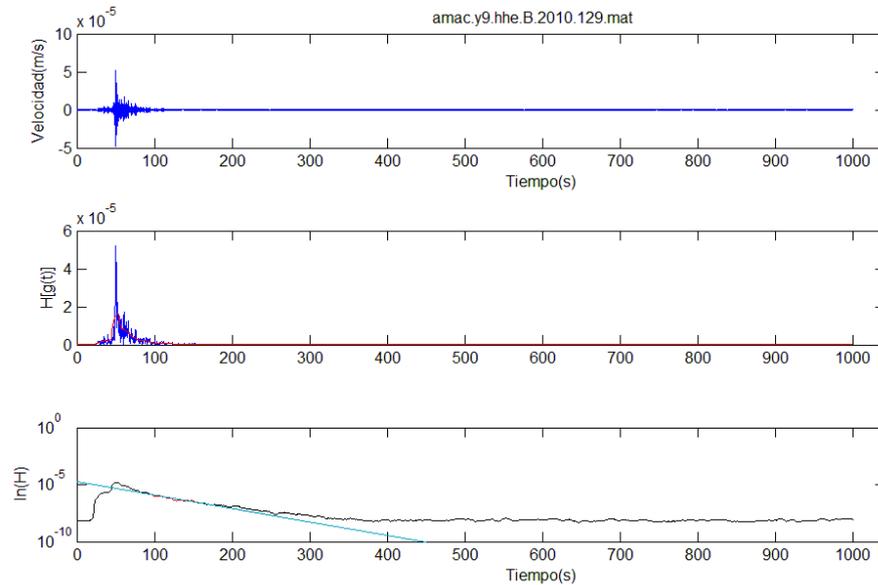


Figura 4.2: De arriba a abajo. A) Sismograma filtrado del sismo. B) Envolvente (azul) y suavizado (rojo). C) Logaritmo natural de la envolvente y recta de ajuste para la zona en rojo (recta azul claro). Por razones de conveniencia, la parte de la coda a estudiar se limitó a un minuto y medio aproximadamente, a partir de 30 segundos después del máximo de las ondas S, esto debido a que para frecuencias altas, la coda es rápidamente atenuada, y este ajuste impide llegar a niveles de ruido sin perder generalidad.

Una vez obtenidos todos los valores A_0 de todas las estaciones para las dos componentes E y N de todos los eventos, procedemos de la siguiente manera:

1) Se disponen los A_0 s en una matriz de tamaño $m \times n$, donde m es el número de eventos y n el número es estaciones para las dos componentes.

2) Para cada fila m_i se obtiene la media y todos los valores se normalizan con este valor. Esto nos dará automáticamente un valor del efecto de evento relativo al promedio para el sismo i .

3) Se promedian todos los valores de las columnas n_j . El resultante será el efecto de sitio para cada estación representada por cada columna.

4) Se promedian los valores de efecto de sitio obtenidos para la componente E y N de manera separada.

La siguiente figura muestra el esquema general del procedimiento.

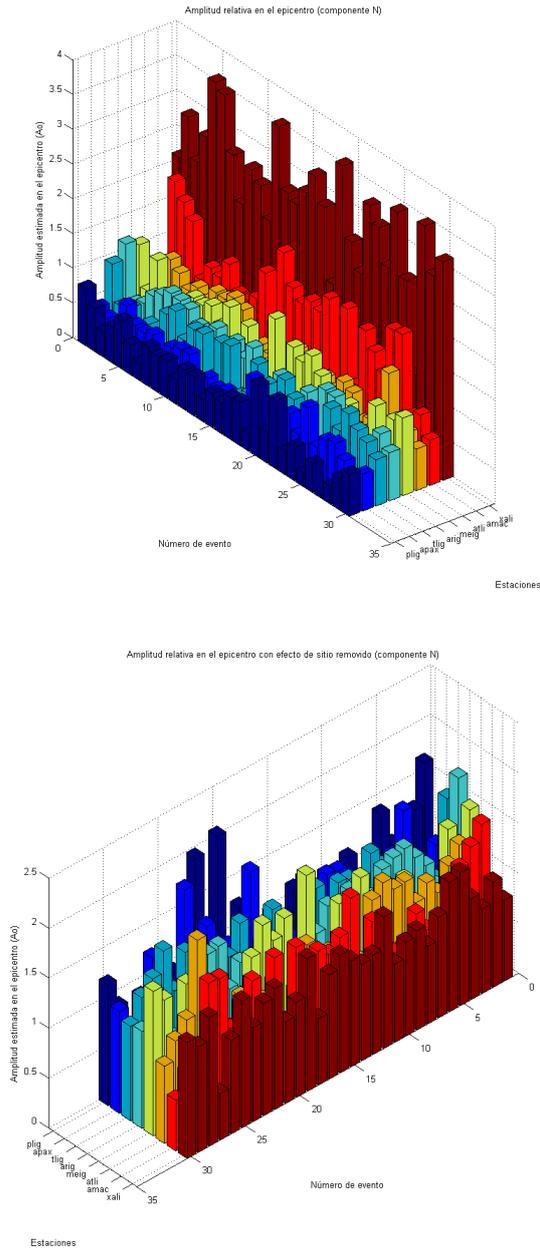


Figura 4.3: Ejemplo ilustrativo de la determinación del efecto de sitio. A) Estimación de las amplitudes A en el origen. B) Estimación de las amplitudes A en el origen teniendo en cuenta la remoción de los efectos de sitio. Cada fila del mismo color representa una estación; de azul oscuro a café: PLIG, APAX, Tlig, ARIG, MEIG, ATLI, AMAC y XALI. Las columnas (30 en total) son los eventos.

Los resultados (tabla 2) y la figura 4, muestran que la respuesta de los suelos a las distintas frecuencias no es plana en todas las estaciones, al contrario de lo que se esperaba. Si tomamos en cuenta el error, podemos inferir que la respuesta es aproximadamente plana para todas las estaciones, excepto AMAC y XALI, dos casos especiales y

Estación	Efecto de sitio										Altitud
	1-2 Hz	2-3 Hz	3-4 Hz	4-5 Hz	5-6 Hz	6-7 Hz	7-8 Hz	8-9 Hz ?	9-10 Hz ?		
ARIG	1.18±0.43	1.19±41	1.02±0.32	0.97±0.26	0.96±0.25	0.95±0.34	0.97±0.42	1.18±0.59	1.15±0.60	387.0	
MEIG	0.85±0.32	1.03±0.38	0.91±0.39	0.76±0.32	0.74±0.29	0.70±0.27	0.71±0.33	0.52±0.19	0.08±0.04	808.0	
PLIG	0.99±0.28	0.66±0.23	0.63±0.17	0.69±0.28	0.52±0.24	0.47±0.22	0.39±0.19	0.30±0.24	0.21±0.20	875.0	
TLIG	0.58±0.21	0.47±0.17	0.55±0.17	0.58±0.23	0.55±0.19	0.65±0.26	0.74±0.31	0.94±0.49	1.04±0.84	1136.0	
AMAC	1.51±0.56	1.46±0.53	1.44±0.57	1.17±0.48	0.84±0.37	0.46±0.27	0.33±0.22	0.32±0.23	0.17±0.14	926.4	
APAX	0.68±0.19	0.78±0.23	0.63±0.17	0.52±0.14	0.52±0.16	0.49±0.17	0.56±0.24	0.67±0.27	0.80±0.43	1345.1	
ATLI	0.92±0.25	1.07±0.53	1.08±0.28	0.90±0.31	0.74±0.24	0.72±0.22	0.74±0.25	0.89±0.22	0.88±0.14	652.8	
XALI	1.11±0.28	1.24±0.25	1.61±0.42	2.28±0.49	2.98±0.55	3.43±0.71	3.42±0.86	2.98±0.88	3.45±1.06	522.1	

Tabla: Efecto de sitio de las estaciones bandeda ancha. El signo interrogativo de las últimas dos frecuencias indica que el resultado puede no ser correcto, debido a que los datos de la estación MEIG comenzaron a atenuarse antes de los 8 Hz, lo que implicaría una afectación, aunque no grande para los demás canales.

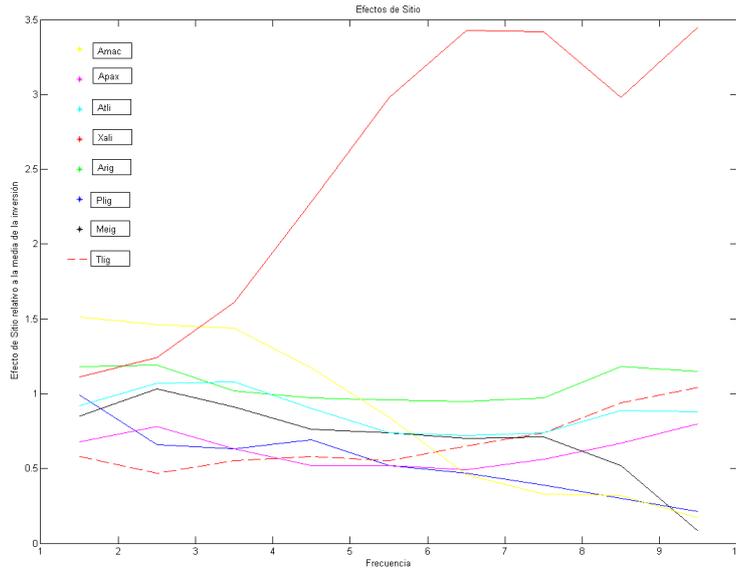


Figura 4.4: Efecto de sitio de las diferentes estaciones en función de la frecuencia.

contrarios. La estación XALI tiene las más grandes variaciones y la razón radica en que la estación esta se instaló en lo que antes fue el lecho de un río, por consiguiente, el suelo son sedimentados sin litificar y muy blandos, lo que provoca la maximización de las ondas y esas variaciones tan grandes en frecuencias superiores a 5 Hz, mientras que la estación AMAC se encuentra en una zona de suelos muy duros y secos, lo que explicaría el amortiguamiento de la señal a altas frecuencias.

4.3 INVERSIÓN

El cálculo de la energía absoluta es muy complicado, sino imposible a saber de las ondas sísmicas. En la ecuación se ven involucrados muchos términos constantes que varían de región en región y de la profundidad, por lo tanto, para nada es un tema simple, sin embargo, el cálculo de la energía como la energía de una señal discreta es suficiente para hacer el tratamiento que nos permitirá encontrar los epicentros de los NVTs.

Utilizando el teorema de Parseval, la energía se escribe como:

$$E = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} |X(\omega)|^2 d\omega \tag{4.7}$$

y para el caso discreto:

$$E = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |X(\omega_n)|^2 \tag{4.8}$$

Se calcula la energía media usando (8) de todos los NVTs del catálogo. Cabe mencionar que se hizo previa reducción del ruido usando los resultados del capítulo anterior, y además se quitaron los efectos de sitio aprovechando la linealidad de la transformada de Fourier.

Para la localización de cada evento, se eligen las coordenadas de la estación que registre la “energía” E relativa más alta para iniciar la inversión.

A partir de la expresión empírica:

$$C = \frac{E(r^2 + d^2)}{e^{(-6\pi r/276)}} \quad (4.9)$$

que representa la “energía” por r^2 emitida por la fuente donde d es la profundidad y r es la distancia desde la estación sobre la cual estamos midiendo sobre el plano de la superficie. Esta “energía” servirá para calcular la energía atenuada al variar r dada por la siguiente expresión:

$$F = \frac{Ce^{(-3.6\pi r/10^6)}}{r^2 + d^2} \quad (4.10)$$

Para hacer la inversión, resolvemos el siguiente sistemas de ecuaciones lineales

$$\begin{vmatrix} \frac{\delta F_1}{\delta x} & \frac{\delta F_1}{\delta y} & \frac{\delta F_1}{\delta z} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\delta F_i}{\delta x} & \frac{\delta F_i}{\delta y} & \frac{\delta F_i}{\delta z} \end{vmatrix} \begin{vmatrix} x \\ y \\ z \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} Y_1 - F_1 \\ \vdots \\ Y_i - F_i \end{vmatrix} \quad (4.11)$$

Donde $Y_i = E_i$ igual a la “energía” de la i -ésima estación

$$\text{Sea } G = \begin{vmatrix} \frac{\delta F_1}{\delta x} & \frac{\delta F_1}{\delta y} & \frac{\delta F_1}{\delta z} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\delta F_i}{\delta x} & \frac{\delta F_i}{\delta y} & \frac{\delta F_i}{\delta z} \end{vmatrix}, m = \begin{vmatrix} x \\ y \\ z \end{vmatrix} \text{ y } d = \begin{vmatrix} Y_1 - F_1 \\ \vdots \\ Y_i - F_i \end{vmatrix}$$

»

$$Gm = d \quad (4.12)$$

»

$$m = [G^T G]^{-1} G^T d \quad (4.13)$$

Que es la solución de nuestro sistema de ecuaciones. Si $a_0 = \begin{vmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \end{vmatrix}$ son

las coordenadas de un supuesto hipocentro, después de una iteración las coordenadas serán modificadas y las nuevas coordenadas serán: $a_n = a_0 + m$.

El tratamiento anterior se computó en Matlab (ver apéndice de códigos). El valor del epicentro se tomó como el que resulte después de 80 pasos con un error horizontal menor a 20 km. La profundidad se fijó en 40 km, aproximadamente en la interfase.

4.4 RESULTADOS

La inversión se aplicó a tremores individuales con disponibilidad de datos de por lo menos tres estaciones, además solo se tomaron en cuenta aquellos cuyo error horizontal es menor a 20 km.

Del total de los 4064 NVTs del catálogo, tan sólo 720 fueron localizados satisfactoriamente. Existen varias razones por las que los demás NVTs no fueron localizados, las principales son:

1) Falta de datos (ver figura 3.2).

2) La baja energía de muchos NVTs que en muchas estaciones logra confundirse con ruido y hace que no haya solución del sistema de ecuaciones.

3) Se intuye que muchos NVTs son el resultado de una doble o triple fuente simultánea teniendo lugar en lugares distintos, esto se pudo constatar de manera muy general usando la técnica de beam-forming, aunque este tratamiento está fuera del contorno de la tesis, por lo que ya no se profundizó más al respecto. Lo que provoca este comportamiento es que resulte imposible la convergencia de nuestro método a un epicentro dado.

4) Otro factor importante que hay que tomar en cuenta es el nuevo descubrimiento sobre el comportamiento de los NVTs, ya que estos migran individualmente y en grupo (Ghosh et al., 2010; Houston, et al., 2011) provocando que el perfil de energías visto en las estaciones para NVTs de larga duración no sea coherente, y por lo tanto no hay solución.

5) Falsas detecciones.

Los NVTs correctamente invertidos muestran que hay acumulación de tremores en dos zonas principalmente, una ubicada sobre los 18° Norte y la segunda, menos poblada por debajo de esta latitud en dirección a la costa.

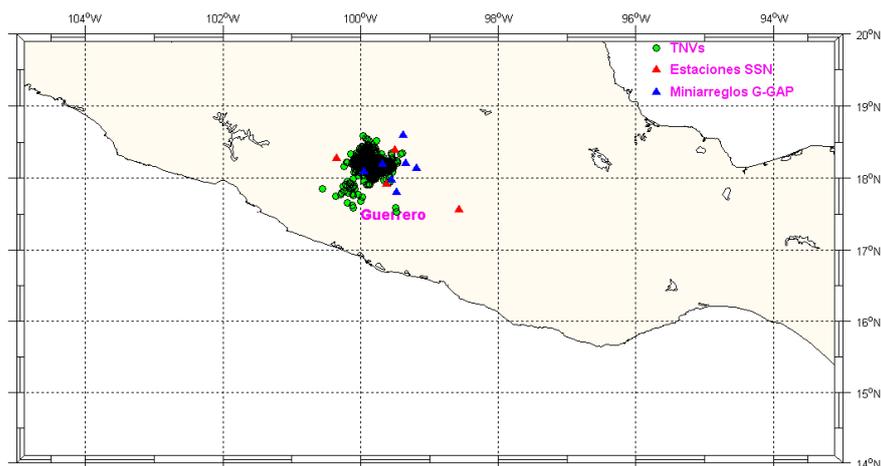


Figura 4.5: Epicentros de TNVs.

En la figura 5 se muestran dos zonas principales de NVTs, reafirmando los estudios anteriores en esta zona (Payero et al., 2008; Kostoglodov et al., 2010; Husker et al., 2012). El área más poblada de NVTs coincide con la zona encontrada por Husker et al. (2012), llamada "sweet spot". Los NVTs de la zona menos poblada y más cerca de la zona sísmogénica fueron en su mayoría originados durante el SSE de 2009-2010. Comportamiento parecido a lo observado en el SSE de 2006 (Husker et al., 2012).

4.5 CONCLUSIONES

Se tomaron los 4064 NVTs del catálogo encontrados automáticamente en el capítulo anterior, de los cuales, 2000 por la disponibilidad de datos en por lo menos tres estaciones tienen posibilidad de ser invertidos, de estos últimos tan sólo a 720 se les encontró el epicentro con error horizontal menor a 20 km. Este número representa el 18.3% del total encontrado y el 28% del número de tremores con posibilidad de inversión.

En la zona alrededor de las coordenadas 99.75° Oeste y 18.25 Norte hay una fuerte acumulación de NVTs, aproximadamente a 220 km de la trinchera, sobre una zona en la interfase a la que se llamó "The Sweet Spot" (Husker et al., 2012), cuyas características son tales que permiten la aparición de NVTs con facilidad. Aunque se ha confirmado que los NVTs son el producto de una continuidad de LFEs (Frank et al, 2013), aún no se sabe cuáles son las características especiales que gobiernan la primera zona de acumulación de NVTs (el "sweet spot") y la segunda zona más al sur, ni las causas exactas de la migración de NVTs vistos en la zona de subducción de Cascadia.

Los resultados que se obtuvieron en el estudio son concordantes con los estudios estudios previos utilizando la red del proyecto MASE (Payero et al., 2008; Kostoglodov et al., 2010; Husker et al., 2012). La principal ventaja del estudio que se explotó fue la distribución espacial de las estaciones sísmológicas sobre el área de estudio. Si bien en mucho menor número a diferencia del proyecto MASE, esta distribución permitió una mejor localización de los NVTs. Aun así, las zonas principales de NVTs coincide con las dos zonas principales de deshidratación de la corteza oceánica lejos de la cuña del manto (Figura 6), (Manea et al., 2010).

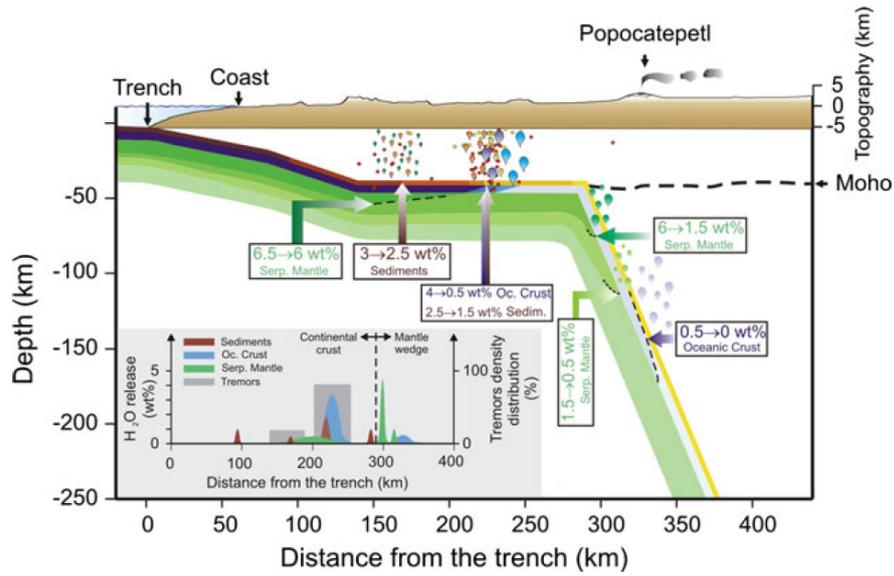


Figura 4.6: Deshidratación de la placa de Cocos. Los puntos amarillos y rojos son los hipocentros de TNVs (Payero et al., 2008). Las gotas de colores muestran la deshidratación de la placa de los sedimentos, del basalto del slab y de las rocas metamórficas del manto. Se puede notar la estrecha relación que hay con la actividad de tremor. (Manea et al., 2010).

CONCLUSIONES

La determinación de un catálogo automático de NVTs es muy importante si se desea monitorear este fenómeno en grandes rangos de tiempo principalmente sin dejar atrás lo que se puede detectar individualmente en cada estación y cuyo tratamiento sea particular. El análisis de los NVTs llevados a cabo en la presente tesis fue muy general, pero muchas veces es necesario un tratamiento particular, tarea que se relega a futuras investigaciones.

Como se mencionó al principio, muchos científicos se entusiasmaron con los nuevos descubrimientos (SSEs y TNVs) y no tardaron en encontrar una relación, pensando que tal vez se trataba de dos distintas manifestaciones fenomenológicas de una sola causa. Posteriormente se encontró que los dos fenómenos están separados espacialmente, no obstante su relación temporal, descartando así esta hipótesis. En esta tesis hemos corroborado que la relación temporal no es obligatoria, en el sentido de que no es tan estrecha como se pensaba, es decir, un fenómeno no necesariamente implica el otro. Lo que se postula es que los SSEs de corto plazo proveen un mecanismo de disparo para que los NVTs se activen, permitiendo su existencia en forma de episodios. En este sentido, los SSEs implican a los episodios de NVTs (no estrictamente porque hay episodios aislados). Al revés no sucede.

La distribución temporal de TNVs muestra que es alta durante el SSE de 2009-2010 y disminuye significativamente en el período inter-sísmico posterior y hasta 2012, donde la actividad vuelve a ser significativamente alta, no obstante la ausencia de un SSE de largo plazo. Esta distribución no es en lo absoluto homogénea, sino que esencialmente la conforman episodios de alta actividad de NVTs y períodos de aparente calma. En la mayoría de los casos se encontró una asociación temporal entre los episodios de NVTs y SSEs de corto plazo, confirmando de esta manera su estrecha relación. Solo dos casos fueron la excepción, sin mencionar además la alta proliferación de NVTs aislados interepisodio, especialmente durante el período 2012-2013.

La distribución espacial también es muy importante. Se encontró que la actividad de tremor está muy localizada en dos principales focos de incidencia. El más poblado reside sobre el área bautizada como "sweet spot" (Husker et al., 2012). Las dos zonas se encuentran sobre áreas en la interfase de alta deshidratación de la placa de Cocos (Manea, 2010). ¿Cuál es el papel del fluido (agua) en la generación de NVTs? La hipótesis más acertada sugiere que la presencia

de agua cambia las propiedades de la roca circundante, haciendo que los movimientos interplaca se relicen con mayor facilidad.

Otro resultado importante fue que no hay relación alguna entre NVTs y sismos locales y regionales. Irónicamente sí la hay con telesismos, ya que el sismo de Chile M_w 8.8 de 2010 provocó una cadena intermitente de NVTs que duró desde la llegada de las ondas S (aproximadamente 7:00 hrs tiempo GMT) y gran parte del día siguiente.

A más de una década del descubrimiento de los NVTs en 2001, aún hay cosas para explotar. Entre ellas: hacer una nueva inversión y discriminar NVTs interconectados o simultáneos mediante métodos como beamforming o el método de Wench, aunque para ello deberá instalarse una red más o menos densa de nuevas estaciones sismológicas. Cuando una nueva inversión más precisa sea hecha, será posible establecer límites específicos en la escala de energía de los NVTs que sirvan como referencia. También es importante poder monitorear los NVTs en escalas de tiempo pequeño y ver qué tipo de desplazamiento realizan y hacia dónde está orientado.

Part I

APÉNDICE

De manera rápida daremos revisión a las herramientas utilizadas para la realización de la presente tesis, principalmente en lo que se refiere al tratamiento de señales digitales mediante el análisis de Fourier, también hablaremos sobre el modelo de velocidades y su implementación para resolver las ecuaciones de atenuación y poder localizar los epicentros de los TNV's.

A.1 SERIES DE FOURIER

Las series de Fourier describen señales periódicas como una combinación de señales armónicas (sinusoidales), con esta herramienta podemos analizar una señal en términos de su información frecuencial (espectro).

Lo que se pretende hacer es describir una función periódica $x_p(t)$ de período T , frecuencia fundamental $f_0 = \frac{1}{T}$, $\omega_0 = 2\pi f_0$ como una suma infinita de funciones periódicas de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} x_p(t) &= \frac{a_0}{2} + a_1 \cos(\omega_0 t) + \dots + a_k \cos(k\omega_0 t) + \dots + b_1 \sin(\omega_0 t) + \dots + b_k \sin(k\omega_0 t) + \dots \\ &= \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} a_k \cos(k\omega_0 t) + \sum_{k=1}^{\infty} b_k \sin(k\omega_0 t) \end{aligned} \quad (\text{A.1})$$

Escrita de forma exponencial

$$x_p(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} X_s(k) e^{ik\omega_0 t} \quad (\text{A.2})$$

Donde los coeficientes $X_s(k)$ quedan como:

$$X_s(k) = \frac{1}{T} \int_T x_p(t) e^{-ik\omega_0 t} dt \quad (\text{A.3})$$

Estos coeficientes se denominan coeficientes espectrales de la función $x_p(t)$ y su gráfica en función de la frecuencia nos da su espectro.

A.2 TRANSFORMADA DE FOURIER

Para poder ampliar el concepto de series de Fourier a funciones no periódicas se debe de considerar que tales funciones son continuas de período infinito. La transformada de Fourier nos permitirá establecer la dualidad entre los espacios temporal y frecuencial, de forma que

operaciones realizadas en el dominio temporal tienen su dual en el dominio frecuencial, de esta manera, siempre es posible de pasar de un espacio a otro.

Se define la transformada de Fourier de una función $f(t)$ como:

$$F(f(t)) = X(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-ik\omega t} dt \quad (\text{A.4})$$

Y su función inversa como:

$$F(X(\omega))^{-1} = f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega)e^{ik\omega t} d\omega \quad (\text{A.5})$$

De la transformada de Fourier $X(\omega)$ podemos obtener la magnitud del "espectro" de la señal y la fase $\phi(\omega)$ mediante las siguientes expresiones:

$$A(\omega) = |X(\omega)| \quad (\text{A.6})$$

$$\phi(\omega) = \text{arg}[X(\omega)] \quad (\text{A.7})$$

Cuando se tratan señales que no son continuas se debe definir a la transformada de Fourier de la señal discreta de manera un tanto diferente.

La transformada discreta de Fourier (DFT, por sus siglas en inglés de Discrete Fourier Transform) provee un método para transformar los datos muestreados en el dominio del tiempo a una expresión de estos en el dominio de la frecuencia. La inversa de la transformada reinvierte este proceso, convirtiendo los datos en el dominio de la frecuencia en datos en el dominio temporal. Esta transformada puede ser calculada eficientemente en una computadora digital usando los algoritmos de la Transformada Rápida de Fourier (FFT).

Sea $x[n]$ una secuencia discreta de longitud N que va de 0 hasta $N-1$, definimos la transformada discreta de Fourier como sigue:

$$X[k] = \sum_{n=0}^{N-1} x[n]e^{-\frac{i2\pi kn}{N}}, k \in [0, N-1] \quad (\text{A.8})$$

Análogamente, la transformada inversa es:

$$x[n] = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} X[k]e^{\frac{i2\pi kn}{N}}, n \in [0, N-1] \quad (\text{A.9})$$

A.3 PROPIEDADES DE LA TRANSFORMADA DE FOURIER

En esta sección solo mencionamos tres propiedades que fueron usadas en la presente tesis.

1 - Linealidad

$$F [\alpha f(t) + \beta g(t)] = \alpha F [f(t)] + \beta F [g(t)] = \alpha F(\omega) + \beta G(\omega) \quad (\text{A.10})$$

2- Identidad de Parseval

$$\int_{-\infty}^{\infty} f^*(t)g(t)dt = \int_{-\infty}^{\infty} F^*(\omega)G(\omega)d\omega \quad (\text{A.11})$$

y particularmente:

$$\int_{-\infty}^{\infty} f(t)dt = \int_{-\infty}^{\infty} |F(\omega)|^2 d\omega \quad (\text{A.12})$$

3- Derivación en el tiempo

$$F \left[\frac{\delta^n f(t)}{\delta t^n} \right] = (i\omega)^n \frac{\delta^n F(\omega)}{\delta \omega^n} \quad (\text{A.13})$$

A.4 DENSIDAD ESPECTRAL DE POTENCIA (PSD)

La densidad espectral de potencia es una medida de la distribución de la potencia de una señal en función de la frecuencia.

Consideremos la señal de un sismograma $x(t)$ cuyas unidades de son unidades de velocidad, entonces su potencia instantánea es $K(x(t))^2$, donde K es una constante que por razones de simplicidad $K = 1$. Luego la energía total y la potencia media son:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)^2 dt \quad (\text{A.14})$$

$$P = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} x(t)^2 dt \quad (\text{A.15})$$

y por el teorema de Parseval:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |X(\omega)|^2 d\omega \quad (\text{A.16})$$

$$P = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-\infty}^{\infty} |X(\omega)|^2 d\omega \quad (\text{A.17})$$

en donde $|X(\omega)|^2$ es la densidad espectral de energía y por lo tanto $|X(\omega)|^2 / T$ es la densidad espectral de potencia.

Sea $S_x = |X(\omega)|^2 / T$ la PSD de la velocidad. Mostrar que la PSD de la aceleración es: $S'_x = S_x \omega^2$.

El resultado es directo de la propiedad de la transformada de Fourier ante la derivación en el tiempo:

$$F(x'(t)) = i\omega F(x(t)) = i\omega X(\omega) \quad (\text{A.18})$$

\Rightarrow

$$|X'(\omega)|^2 / T = \omega^2 |X(\omega)|^2 / T \quad (\text{A.19})$$

$$\text{donde } X'(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x'(t)e^{-ik\omega t} dt$$

$$\Rightarrow$$

$$S'_x = S_x \omega^2 \quad (\text{A.20})$$

La PSD también puede entenderse como la transformada de Fourier de la autocorrelación de la señal, resultado del teorema “Wiener-Khintchine”:

$$S_x(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} r_{xx}(\tau)e^{-j\omega\tau} d\tau \quad (\text{A.21})$$

donde $r_{xx}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t)x(t+\tau) dt$ es la función de autocorrelación.

A.5 ENERGÍA Y DE LAS ONDAS SÍSMICAS

Con la fórmula A14 calculamos la energía de una señal cualquiera, pero se debe tener cuidado, ya que E no precisamente representa la energía estrictamente hablando en términos físicos.

Los resultados de la energía usados para computar la inversión en el capítulo 4 son una primera aproximación y son válidos si tenemos en cuenta la extensión del área de estudio, el cual consideramos posee las mismas propiedades físicas dada su similar estructura geológica

El cálculo de la energía absoluta es muy complicado, sino imposible, a saber de las ondas sísmicas. En la ecuación se ven involucrados muchos términos constantes que varían de región en región y de la profundidad, por lo tanto, para nada es un tema simple. Para el caso continuo y para el caso discreto respectivamente el calculo de la energía “absoluto” de las ondas S (Bataglia, Aki, 2003) es el siguiente.

$$E = K \int V^2(f)e^{(2\pi f R/\beta Q)} df \quad (\text{A.22})$$

$$E = K \sum V^2(f_i)e^{(2\pi f_i R/\beta Q)} \Delta f \quad (\text{A.23})$$

De donde:

$$K = \frac{4\pi R^2 [G^2(R)/R^2] \rho \beta}{F_s^2}$$

$$\Delta f = f_{i+1} - f_i$$

$$G(R) = \begin{cases} R & \text{si } R \leq R_0 \\ \sqrt{R_0 R} & \text{si } R > R_0 \end{cases}$$

β = (Velocidad media de la onda S)

ρ = (Densidad media)

Q = (Factor de calidad)

F_s (Factor de amplificación de superficie libre)

El resultado anterior en la practica no es muy útil ya que en la mayoría de los casos cuando se trabaja con energía , se hace en términos relativos aludiendo a la energía de una señal de energía (ec. A14).

B

TRANSFORMACIÓN DE DATOS

B.1 PRE-PROCESAMIENTO DE LOS REGÍSTROS SÍSMICOS USANDO "MATLAB"

Los registros sísmicos usados en la presente tesis provienen de dos proyectos diferentes: proyecto G-Gap y SSN.

Estación	Formato	Muestreo Hz	Sismógrafo B.A.	Sismógrafo P. C.	Digitalizador (24 bits)
ARIG	sac	100	STS-2		Quanterra
MEIG	sac	80 y 20	STS-2		Quanterra
PLIG	sac	100	STS-2		Quanterra
TLIG	sac	100	STS-2		Quanterra
AMAC	mseed	100	CMG40 Guralp	GS1	Titan
APAX	mseed	100	CMG40 Guralp	GS1	Titan
ATLI	mseed	100	CMG40 Guralp	GS1	Titan
XALI	mseed	100	CMG40 Guralp	GS1	Titan
CACA	mseed	100		GS1	Titan
COAC	mseed	100		GS1	Titan
HUIZ	mseed	100		GS1	Titan

Tabla B.1: Estaciones y equipo.

El manejo de datos fué una parte esencial para el buen desarrollo de la presente tesis. Para la detección y localización de NVTs se usaron aproximadamente 12000 sismogramas, pero para su correcto manejo fue necesario transformar los datos de formato sac o mseed a un formato standart.

La razón del cambio de formato fueron varias, entre las que se numeran:

1) La diferente nomenclatura que había entre los datos del SSN y de G-Gap. Esto debido a que los datos eran llamados en base a su nombre.

2) El diferente formato en la serie de tiempo. El formato sac maneja el tiempo en segundos, mientras que en mseed el tiempo es un número que representa el total de días y sus fracciones en base a un punto de referencia (Ene-01-0000 00:00:00 = 1).

3) El formato mseed permite brechas, mientras que sac no. Esto lleva a un problema cuando se desea trabajar el tiempo en base al

número de muestras, o cuando se hacen espectrogramas que sin el previo conocimiento de tales brechas, hay un desfase temporal.

Para la transformación se siguieron los siguientes pasos.

1) Se leyeron los archivos sac y mseed usando rsac y rdmseed respectivamente en Matlab.

2) Se quitó la media y la tendencia lineal.

3) Se leyó el vector de tiempo para encontrar brechas, las cuales se llenaron con ceros.

4) Se descartaron los archivos cuya longitud de datos aceptables fuese menor que $3/4$ partes del día, cuya duración de brechas fuera mayor a 10 minutos y cuyo número de brechas superara 32. La razón de estas últimas dos fue porque en general las brechas eran muy cortas y no lo suficientemente grandes como para afectar el resultado. El número 32 como límite en el número de brechas fue empírico, ya que cuando el número de brechas excedía este número, se contaban por cientos, lo cual evidentemente puede afectar los resultados.

5) Finalmente se hace una decimación a 25 Hz y se guardan los datos en un vector de 2160000 entradas (24 hrs exactas), tomando en cuenta los tiempos de inicio y final de los registros, de manera que el tiempo faltante es tomado como carencia de datos (brecha).

Todo el tratamiento se hace en referencia a registros a 100 Hz, si no, se interpola o extrapola a esa frecuencia, antes de decimar a 25 Hz.

B.2 CÓDIGO MATLAB PARA ARCHIVOS MSEED

Los registros sísmicos usados en la presente tesis provienen de dos proyectos diferentes: proyecto G-Gap y SSN.

```
clear all
%For Y9 files Y9.ATLIB.00.HHN.2010.106.mseed to atli.y9.hhn.B.2010.106.mat
d=pwd; type='*.mseed'; files=get_list_files(d,type);
file001=char(files); %creating a list of the files
for ig=1:length(file001(:,1))
sis=zeros(8640000,1);
X = rdmseed(file001(ig,:)); t = cat(1,X.t); d = cat(1,X.d); Fs=X.SampleRate;
M=mean(d); dsis=d - M; clear d; d = detrend(dsis); ddsis=0;
datenumfech='March 28, 2005 3:37:07.';
ttadd=num2str(1/Fs);
datenumbfecha=strcat(datenumfech,ttadd(3:length(ttadd)),' PM');
dbts=datenum(datenumbfecha)-datenum('March 28, 2005 3:37:07.000
PM'); %time between two samples
%Getting rid of gaps
t=diff(t); Ittt=find(ttt>=2*dbts); ems2a=1;
if (isempty(Ittt)==0)
if (Ittt(1)~=1)
for itn=2:length(Ittt)+1
Ittt2(itn)=Ittt(itn-1);
```

```

end
Ittt2(1)=1;
clear Ittt; Ittt=Ittt2;
end
if (Ittt(length(Ittt))~=length(d));Ittt(length(Ittt)+1)=length(d);end
for ems=1:length(Ittt)-1
ems2=round((t(Ittt(ems)+1)-t(Ittt(ems)))/dbts)-1 %numero de ceros
if (ems==1); nd(Ittt(ems):Ittt(ems+1))=d(Ittt(ems):Ittt(ems+1));
else
ems2a=ems2a+ems2;
nd(Ittt(ems)+ems2a:Ittt(ems+1)+ems2a-1)=d(Ittt(ems)+1:Ittt(ems+1));
end
end
ddsis=nd; end
%-----
%Se desechan los datos cuyas brechas sean mayores de 10 minutos
y cuyo número
%no exceda 32. Además de registros menores a 3/4 partes del día.
%-----
if (isempty(Ittt)==1); Ittt=0; end
if (ems2a<(10*60*Fs) & length(Ittt)<32 & length(d)>64800*Fs)
if (length(ddsis)==1); ddsis=d; end
tim=X.RecordStartTimeISO;
syear=str2num(tim(1:4)); sday=str2num(tim(6:8)); shour=str2num(tim(10:11));
sminutes=str2num(tim(13:14)); ssec=str2num(tim(16:17));smsec=str2num(tim(19:21));
B=(shour*3600+sminutes*60+ssec)*100 + round((smsec/1000)*100);
if (B>8639500); B=1;end % Se corrigen registros cuyo corte fue menos
de cinco
if (B==0); B=1; end %segundos antes de las 00:00 hrs.
if (Fs==100)
sis(B:length(ddsis)+B-1)=(ddsis);
else
ddsis= ddsis(1:(Fs/100.):length(ddsis)); %Se interpola a 100Hz
if (length(ddsis)>8640000); sis(B:8640000)=(ddsis(B:8640000));
else
sis(B:length(ddsis)+B-1)=(ddsis);
end
end
tinicio=B; tfinal=length(ddsis)+B-1;
if (length(sis)>8640000); sis2=sis; clear sis; sis=(sis2(1:8640000));
tfinal=8640000;
end
offset_begt =fopen('offset_begt.txt','at+');
fprintf(offset_begt,'\n%s %d.%d %d:%d:%d %d %d %d %d %d',...
file001(ig,:),syear,sday,shour,sminutes,ssec,Fs,B,tfinal,ems2a,length(Ittt));
fclose(offset_begt);

```

```
%Saving
dot='.'; dotmat='.mat';
nomb0=lower(file001(ig,4:7));
nomb1='y9';
nomb2=lower(file001(ig,13:15));
sensorn=file001(ig,8);
fil=strcat(nomb0,dot,nomb1,dot,nomb2,dot,sensorn,dot,file001(ig,17:24),dotmat);
sis25=decimate(sis,4);
if (tfinal>8640000); tfinal=8640000; end
tinicio=round(tinicio/4);tfinal=round(tfinal/4);
save(fil, 'sis25', 'tinicio', 'tfinal')
end
clearvars -except file001 cdir ig
end
```

CÓDIGOS EN MATLAB

C.1 DETECCIÓN DE NVTS

1.1.1 Comparación espectral

%Este programa computa la diferencia en el espectro día por día, estación por

%estacion y componente por componente en comparación con un espectro patrón.

```
clear all
cdir=pwd;
errssnumb=0
[grrr,filess] = filenameord('*.*mat'); %Se crea un arreglo mxn en
donde m son los días
for li=1:length(grrr(:,1)) %y n las componentes y/o estaciones.
errss=0; counts=0;
for lii=1:length(grrr(1,:))
grc=grrr(li,lii);
if (grc>0)
counts=counts+1;
spacenum=0; intfile=int8(filess(grc,:));
for iia=1:length(filess(grc,:))
if (intfile(iia)==32); spacenum=spacenum+1;end
end
load (filess(grc,1:length(filess(grc,:))-spacenum));
B(counts)=round(tinicio); Fi(counts)=round(tfinal);
%Espectrograma
nfft = 2048; Fs = 25; win = 1500; nover = win/10;
[yo,fo,to]=specgram(sis25, nfft, Fs, win, nover);
T=find(fo>=2 & fo<=10);
yo=abs(yo); windowSize=12;
%average by 0.0122 * 12 (windowSize) = 0.15 Hz
x=filter(ones(1>windowSize)/windowSize,1,yo); yno=[];
if (filess(grc,1:4)=='amac' & filess(grc,11)=='e'); load amaceMS.mat;
load amacenoise.mat;mnvt=2.53;pnvt=1.83; end
if (filess(grc,1:4)=='amac' & filess(grc,11)=='n'); load amacnMS.mat;
load amacnnoise.mat;mnvt=2.50;pnvt=1.82; end
if (filess(grc,1:4)=='apax' & filess(grc,11)=='e'); load apaxeMS.mat;
load apaxenoise.mat;mnvt=15.15;pnvt=8.12; end
if (filess(grc,1:4)=='apax' & filess(grc,11)=='n'); load apaxnMS.mat;
load apaxnnoise.mat;mnvt=15.33;pnvt=7.38; end
```

```

    if (filess(grc,1:4)=='atli' & filess(grc,11)=='e'); load atlieMS.mat; load
    atliennoise.mat;mnvt=12.50;pnvt=8.75; end
    if (filess(grc,1:4)=='atli' & filess(grc,11)=='n'); load atlinMS.mat; load
    atlinnoise.mat;mnvt=13.73;pnvt=9.0; end
    if (filess(grc,1:4)=='xali' & filess(grc,11)=='e'); load xalieMS.mat; load
    xalienoise.mat;mnvt=3.99;pnvt=3.20; end
    if (filess(grc,1:4)=='xali' & filess(grc,11)=='n'); load xalinMS.mat; load
    xalinnoise.mat;mnvt=4.45;pnvt=3.33; end
    if (filess(grc,1:4)=='arig' & filess(grc,11)=='e'); load arigeMS.mat; load
    arigenoise.mat;mnvt=11.95;pnvt=5.64; end
    if (filess(grc,1:4)=='arig' & filess(grc,11)=='n'); load arignMS.mat;
    load arignnoise.mat;mnvt=13.21;pnvt=6.48; end
    if (filess(grc,1:4)=='plig' & filess(grc,11)=='e'); load pligeMS.mat; load
    pligenoise.mat;mnvt=3.01;pnvt=1.94; end
    if (filess(grc,1:4)=='plig' & filess(grc,11)=='n'); load plignMS.mat;
    load plignnoise.mat;mnvt=2.74;pnvt=1.91; end
    if (filess(grc,1:4)=='meig' & filess(grc,11)=='e'); load meigeMS.mat;
    load meigenoise.mat;mnvt=6.52;pnvt=4.75; end
    if (filess(grc,1:4)=='meig' & filess(grc,11)=='n'); load meignMS.mat;
    load meignnoise.mat;mnvt=7.19;pnvt=5.15; end
    if (filess(grc,1:4)=='meig' & filess(grc,11)=='e' & filess(grc,9)=='b');
    load meigenoise_bh.mat; end
    if (filess(grc,1:4)=='meig' & filess(grc,11)=='n' & filess(grc,9)=='b');
    load meignnoise_bh.mat; end
    if (~isempty (yno)==1)
    %Disminucion de ruido.
    An=yno-ynonnoise; An2=An*An';
    AretS=diag(An2); X2=x(T,:);
    for i=1:length(x(T,:))
    Ar=X2(:,i)-ynonnoise(:); Ar2=Ar*Ar'; AresS(:,i)=diag(Ar2);
    end
    %Se determinar la diferencia porcentual del cuadrado de
    %cada espectro en comparación con el cuadrado del Patrón.
    for i=1:length(to);
    myno2S=mean(AretS-AresS(:,i));
    myno2=sqrt(mean(AretS)/mean(AresS(:,i)));
    if (myno2>=1)
    err(i)=(abs(myno2S)/(mean(abs(AretS))))*100;
    elseif (myno2<1)
    err(i)=(abs(myno2S)/(mean(abs(AresS(:,i))))) *100;
    end
    end
    %Graficas error vs tiempo
    errs=err;
    if (length(errs)==1)
    errss=errs;

```

```

elseif (length(errss)==length(errs))
errss=errss+errs;
end
clear yo x err errs T yno ynonoise AresS AretS myno2
end
clear yo x T
end
clear sis25
end
intinicial=max(B); intfinal=min(Fi);
filedate=filess(grc,15:22);
if (filess(grc,1:4)=='amac');folder='fol1';end
if (filess(grc,1:4)=='apax');folder='fol2';end
if (filess(grc,1:4)=='atli');folder='fol3';end
if (filess(grc,1:4)=='xali');folder='fol4';end
if (filess(grc,1:4)=='arig');folder='fol5';end
if (filess(grc,1:4)=='plig');folder='fol6';end
if (filess(grc,1:4)=='meig');folder='fol7';end
if (filess(grc,1:4)=='tlig');folder='fol8';end
fil=strcat(folder,'-ggap-ssn-',filedate,'.mat');%Naming the file
cd '/path'; %En esta carpeta se guardan los archivos mat que guardan
el vector de las
save(fil, 'errss', 'intinicial', 'intfinal') %diferencias espectrales respecto
al patrón.
cd (cdir)
clear errss errs
errssnumb=errssnumb+1
end
1.1.2 Creación del catálogo
clear all
cdir=pwd;
[grrr,filess] = filenameord('fol*.mat'); tcer=0; %Se ordenan los archivos
'mat' en una matrix mxn
for i=1:1601
tzero(i)=tcer; tcer=tcer+54;
end
for li=1:length(grrr(:,1))
errss_mean=0; lli=0;
for lii=1:length(grrr(1,:))
grc=grrr(li,lii);
if (grc>0)
load (filess(grc,:)); llii=llii+1;
%Se construye una mapeo
%_____
errss=smooth(errss,20,'loess');
vmin=min(errss); vmax=max(errss);

```

```

    if (vmin==vmax)
    errss(:)=60;
    else
    pend=((100/vmax)-1)/(vmax-vmin));
    for i=1:length(errss)
    y=pend*(errss(i)-vmin)+1; errss(i)=errss(i)*y;
    end
    end
    errss=smooth(errss,12,'rloess');
    if (length(errss_mean)==1)
    errss_mean=errss_mean+errss;
    elseif (length(errss_mean)==length(errss))
    errss_mean=errss_mean+errss;
    end
    end
    clear errss
    end
    errss_mean=errss_mean/llic;
    tremori = fopen('tremori.txt','at+');
    NVT_catalog_B = fopen('NVT_catalog_B.txt','at+');
    duracion =fopen('duracion.txt','at+');
    %Se establece un umbral y se buscan los puntos por debajo de este.
    Thresh=55;
    TT=find(errss_mean>=0 & errss_mean<=Thresh);
    if (isempty(TT)==0)
    ii=0; iii=0; t1(1)=0; t2(1)=0;
    for i=1:length(TT)-1
    if (abs((TT(i)-TT(i+1))))==1)
    ii=ii+1; TTa(ii)=(TT(i)); TTa(ii+1)=(TT(i+1));
    else if (ii==0); ii=0;
    else
    TT5=TTa; leng=max(ii);
    if ((Thresh-min(errss_mean(min(TT5):max(TT5))))>4)%Se computan
    NVTs mayores a 4 minutos
    iii=iii+1;t1(iii)=(tcero(max(TT5)-leng))/3600;t11=min(TT5);t2(iii)=max(tcero(TT5))/3600
    end
    end
    clear TTa TT5
    end
    end
    end
    if (ii==0); ii=0;
    else
    TT5=TTa;
    %Starts and end in NVT times
    leng=max(ii);

```

```

if ((Thresh-min(errss_mean(min(TT5):max(TT5))))>4)
iii=iii+1; t1(iii)=(tcero(max(TT5)-leng))/3600; t2(iii)=max(tcero(TT5))/3600;
end
clear TTa TT5
end
if (ii==0)
else
iij=0;
clear inih inim finh finm dur dur2
if (length(t1)==1 && length(t2)==1 && t1(1)==0 && t2(1)==0)
else
intinih=(intinicial/(3600*25)); intfinh=(intfinal/(3600*25));
for i=1:length(t1)
if (t1(i)>(intinih-0.014) && t2(i)<(intfinh+0.014)) %Tolerancia en fron-
teras.
dur(i)=t2(i)-t1(i); inih(i)=fix(t1(i)); inim(i)=abs((t1(i)-fix(t1(i))))*60;
finh(i)=fix(t2(i)); finm(i)=abs((t2(i)-fix(t2(i))))*60;
annover=str2num(filess(grc,15:18))+0.002739726*str2num(filess(grc,20:22));
if (dur(i)>(5.0/60))
fprintf(tremori,'\n%s %d:%2.f %d:%2.f ',filess(grc,15:22),inih(i),inim(i),finh(i),finm(i));
fprintf(NVT_catalog_B,'\n%s %2.3f %2.3f %2.3f ',filess(grc,15:22),t1(i),t2(i),dur(i));
iij=iij+1; dur2(iij)=dur(i);
elseif(i==length(t1))
durtotal=sum(dur2);
fprintf(duracion,'\n%4.5f -%2.3f %d',annover,durtotal,i);
end
end
end
end
end
end
end
end
fclose(tremori); fclose(NVT_catalog_B); fclose(duracion);
clear errss TT inih inim finh finm t1 t2 end end
%Los archivos NVT_catalog.txt, tremori.txt y duracion.txt represen-
tan el catálogo
%de NVTs co diferente disposición de datos.

```

C.2 EFECTOS DE SITIO

```

%Este programa encuentra los efectos de sitio analizando la
%coda de 30 sismos registrados por el SSN de la parte meridional
%de México
clear all; close all; cdirectory=pwd; ran=[2 3];
for rc=1:1
rancnt=0;
for sm=10:10

```

```

ape=0; apn=0; apz=0;
ame=0; amn=0; amz=0;
ate=0; atn=0; atz=0;
xae=0; xan=0; xaz=0;
mee=0; men=0; mez=0;
are=0; arn=0; arz=0;
ple=0; pln=0; plz=0;
tle=0; tln=0; tlz=0;
for iii=1:30
close all
%los sismogramas de cada evento son guardados en
%diferentes folders con la siguiente nomenclatura:
%fecha-hora-latitud-día juliano
folder(1,:)= '2010-07-14-04-19-10-17.81-195';
folder(2,:)= '2010-05-06-05-14-13-16.36-126';
folder(3,:)= '2010-04-16-07-58-32-16.21-106';
folder(4,:)= '2010-05-09-07-54-15-17.36-129';
folder(5,:)= '2010-05-10-16-37-56-17.04-130';
folder(6,:)= '2010-04-14-00-16-14-18.0-104';
folder(7,:)= '2010-06-08-00-30-03-16.11-159';
folder(8,:)= '2010-04-16-05-01-07-16.14-106';
folder(9,:)= '2010-02-12-14-27-43-16.32-043';
folder(10,:)= '2010-02-14-08-52-41-16.16-045';
folder(11,:)= '2010-07-04-03-54-59-16.29-185';
folder(12,:)= '2010-07-07-03-16-32-17.33-188';
folder(13,:)= '2010-07-08-10-58-16-17.94-189';
folder(14,:)= '2010-03-27-00-29-06-18.44-086';
folder(15,:)= '2010-04-03-01-29-27-17.35-093';
folder(16,:)= '2010-07-14-05-52-15-16.23-195';
folder(17,:)= '2010-04-16-05-44-48-16.18-106';
folder(18,:)= '2010-06-08-02-49-32-15.26-159';
folder(19,:)= '2010-02-14-09-02-00-16.2-045';
folder(20,:)= '2010-07-07-00-24-35-18.12-188';
folder(21,:)= '2010-06-09-06-25-44-16.56-160';
folder(22,:)= '2009-12-16-00-49-12-16.69-350';
folder(23,:)= '2010-06-12-01-04-48-17.22-163';
folder(24,:)= '2010-03-03-06-19-42-16.8-062';
folder(25,:)= '2010-06-07-05-54-43-17.06-158';
folder(26,:)= '2010-04-02-11-25-12-16.4-092';
folder(27,:)= '2010-07-11-01-37-38-15.96-192';
folder(28,:)= '2010-06-30-02-48-50-16.23-181';
folder(29,:)= '2010-06-30-03-34-58-16.18-181';
folder(30,:)= '2010-07-09-15-49-30-16.04-190';
chemin='E:\SITE_EFECTS10\';
rute=strcat(chemin,folder(iii,:));
cdir=rute; cd (cdir); d=pwd; type='*.mat';

```

```

files=get_list_files(d,type); file001=char(files);
fechcount=0;
if isempty(file001)
else
for ii=1:length(file001(:,1))
clear intfile spacenum
spacenum=0;
cont=1; p(1)=0; p(2)=0;
intfile=int8(file001(ii,:));
for iia=1:length(file001(ii,:))
if (intfile(iia)==32); spacenum=spacenum+1;end
end
load (file001(ii,1:length(file001(ii,:))-spacenum));
file001(ii,1:length(file001(ii,:))-spacenum)
Fs=25; Ny=Fs/2; atrz=0; adlt=1000*Fs;
%-----
%Computando las horas de inicio de cada evento, la corrección de
horario
%de horario local a GMT y corrigiendo por horario de verano.
%-----
hr=str2num(folder(iii,13:14)); hr2=hr;
minuts=str2num(folder(iii,16:17)); secs=str2num(folder(iii,19:20));
intfolder=int8(folder(iii,:)); diag=0; diag2=0;
for iib=26:27
if (intfolder(iib)==45); diag=diag+1;end
end
latevent=str2num(folder(iii,23:27-dia));
for iic=25:length(folder(iii,:))
if (intfolder(iic)==32); diag2=diag2+1;end
end
yearh=folder(iii,1:4); dayh=folder(iii,length(folder(iii,:))-2-dia2:length(folder(iii,:))-
diag2);
fech=strcat(yearh,',' ,dayh); fechnum=str2num(fech);
if (fechnum>=2009.095 && fechnum<2009.298)
summer='Y';
elseif (fechnum>=2010.094 && fechnum<2010.304)
summer='Y';
elseif (fechnum>=2011.093 && fechnum<2011.303)
summer='Y';
elseif (fechnum>=2012.091 && fechnum<2012.301)
summer='Y';
else summer='N';
end
if (summer=='Y')
hr=hr+5;
else

```

```

hr=hr+6;
end
B=round(tinicio/25); %Corrección del ti
seisst=((hr*3600+minuts*60+secs)*Fs); origin=seisst;
if ((seisst+adlt) <= 2160000)
if (B <= seisst-atrz);
%-----
[b,a] = butter(2,[3 4]/Ny);
%Cambiando de variables de cuentas a m/s. C1-SP(apax,atli,xali,amac)
%C2-BB(apax,atli,xali,amac) C3-SP(huiz,caca,coac) C4-BB(arig,plig,meig,tlig)
C1=9/(2^24*1920); C2=9/(2^24*800); C3=40/(2^24*380); C4=40/(2^24*1200);
if (file001(ii,1:4)=='arig'); sis25=sis25*C4; end
if (file001(ii,1:4)=='apax'); sis25=sis25*C2; end
if (file001(ii,1:4)=='atli'); sis25=sis25*C2; end
if (file001(ii,1:4)=='xali'); sis25=sis25*C2; end
if (file001(ii,1:4)=='amac'); sis25=sis25*C2; end
if (file001(ii,1:4)=='plig'); sis25=sis25*C4; end
if (file001(ii,1:4)=='meig'); sis25=sis25*C4; end
if (file001(ii,1:4)=='tlig'); sis25=sis25*C4; end
seisfilt = filtfilt(b,a,sis25(seisst-atrz:seisst+adlt));
yhilbert=abs(hilbert(seisfilt));
% plot(yhilbert);
smoothilb=smooth(yhilbert,sm*Fs);
ynm=mean(smoothilb(10*Fs:17*Fs));
%-----
%Midiendo la distancia sismo-estación para calcular el tiempo de
viaje
%de la onda S
%-----
sv=3500; %mean s-wave velovity (3500 m/s)
%-----
cd 'E:\GUILLAUME\sis\archivos sismos'
load eventos.txt
load stations.txt
cd (cdir)
%-----
R=int8(upper(file001(ii,1:4)));
for i=1:length(stations)
Rsta(i,:)=stations(i,1:4);
end
for i=1:length(eventos)
if (hr2==eventos(i,2) && latevent==eventos(i,3)); longevent=eventos(i,4);
ij=i; end
end
for i=1:length(stations)
if (Rsta(i,:)==R(1:4)); latst=stations(i,5); longst=stations(i,6); jjj=i; end

```

```

end
dist = distance('rh',[latst,longst],[latevent,longevent]);
distxy=deg2km(dist); distz=eventos(ij,5)+stations(jjj,7)/1000.0; %deph
+ heigh
totaldisthip=sqrt(distxy^2+distz^2); totaldist=distxy;
stime=totaldist*1000/sv;
swa=stime*Fs; swa=round(swa); swa2=2*swa;
%-----
%When the coda is only 2 times greater than the noise
%-----
%swa=find(smoothilb(2000:50000)==(max(smoothilb(2000:50000))));
%-----
%fitting a line
%-----
% ro= distance('rh',[stations(11,5),stations(11,6)],[latevent,longevent]);
% ro=deg2km(ro); %Settings for each event
% %-----
Ts=find(smoothilb==max(smoothilb));
swa2=Ts+200; cut_coda=swa2+1400;
if (rancnt==0); ran=ran+1; end
rancnt=1;
clear yhilbert seisfilt smoothilb
[b,a] = butter(2,ran/Ny);
seisfilt = filtfilt(b,a,sis25(seisst-atrz:seisst+adlt));
yhilbert=abs(hilbert(seisfilt)); smoothilb=smooth(yhilbert,sm*Fs);
%-----
for cni=1:7
swa2=round(swa2+75);cut_coda=round(cut_coda+75);
x=swa2+atrz:1:cut_coda; x3=[0:1:cut_coda];
ivi=0;
clear fall
for iv=swa2+atrz:cut_coda
ivi=ivi+1; fall(ivi)=(smoothilb(iv));
end
p = polyfit(x3(swa2:cut_coda-atrz),log(fall),1);
pcn2(cni)=p(2); pcn1(cni)=p(1);
end
T1=find(pcn2==max(pcn2) | pcn2==min(pcn2));
pcn2(T1)=[]; pcn1(T1)=[];
T2=find(pcn2==max(pcn2) | pcn2==min(pcn2));
pcn2(T2)=[]; pcn1(T2)=[];
p(2)=mean(pcn2); p(1)=mean(pcn1);
figure(1)
subplot(3,1,1)
plot(seisfilt);
title (file001(ii,:))

```

```

set(gca,'XTick', 0:2500:25501);
set(gca,'XTickLabel',{'0','100','200','300','400','500','600','700','800','900','1000'});
xlabel('Tiempo(s)')
ylabel('Velocidad(m/s)')
subplot(3,1,2)
plot(yhilbert);
hold
plot(smoothilb,'r');
set(gca,'XTick', 0:2500:25501);
set(gca,'XTickLabel',{'0','100','200','300','400','500','600','700','800','900','1000'});
ylabel('H[g(t)']')
subplot(3,1,3)
semilogy(abs(smoothilb),'k');
hold
plot(x,smoothilb(swa2+atrz:cut_coda),'r')
%plot(x,fall,'b')
p1=num2str(p(1)); p2=num2str(p(2));
set(gca,'XTick', 0:2500:25501);
set(gca,'XTickLabel',{'0','100','200','300','400','500','600','700','800','900','1000'});
xlabel('Tiempo(s)')
ylabel('ln(H)')
hold off
figure(2)
fallx=0:1:length(fall)-1;
pfall = polyfit(fallx,log(fall),1);
fally=pfall(1)*fallx+pfall(2);
plot(log(fall))
hold
plot(fallx,fally,'r')
xo(ii)=x3(swa2+round(length(fall)/2));
yo(ii)=p(1)*xo(ii)+p(2); %medium point
plot(round(length(fall)/2),yo,'*b')
hold off
%—————
cd 'E:\GUILLAUME\sis'
site_efects_apax_e =fopen('site_efects_apax_e.txt','at+');
site_efects_apax_n =fopen('site_efects_apax_n.txt','at+');
site_efects_apax_z =fopen('site_efects_apax_z.txt','at+');
site_efects_amac_e =fopen('site_efects_amac_e.txt','at+');
site_efects_amac_n =fopen('site_efects_amac_n.txt','at+');
site_efects_amac_z =fopen('site_efects_amac_z.txt','at+');
site_efects_atli_e =fopen('site_efects_atli_e.txt','at+');
site_efects_atli_n =fopen('site_efects_atli_n.txt','at+');
site_efects_atli_z =fopen('site_efects_atli_z.txt','at+');
site_efects_xali_e =fopen('site_efects_xali_e.txt','at+');
site_efects_xali_n =fopen('site_efects_xali_n.txt','at+');

```

```

site_efects_xali_z =fopen('site_efects_xali_z.txt','at+');
site_efects_arig_e =fopen('site_efects_arig_e.txt','at+');
site_efects_arig_n =fopen('site_efects_arig_n.txt','at+');
site_efects_arig_z =fopen('site_efects_arig_z.txt','at+');
site_efects_plig_e =fopen('site_efects_plig_e.txt','at+');
site_efects_plig_n =fopen('site_efects_plig_n.txt','at+');
site_efects_plig_z =fopen('site_efects_plig_z.txt','at+');
site_efects_meig_e =fopen('site_efects_meig_e.txt','at+');
site_efects_meig_n =fopen('site_efects_meig_n.txt','at+');
site_efects_meig_z =fopen('site_efects_meig_z.txt','at+');
site_efects_tlig_e =fopen('site_efects_tlig_e.txt','at+');
site_efects_tlig_n =fopen('site_efects_tlig_n.txt','at+');
site_efects_tlig_z =fopen('site_efects_tlig_z.txt','at+');
fecha=folder(iii,1:20); fechcount=fechcount+1;
if (cont==1)
if (fileoo1(ii,11)=='e');
if (fileoo1(ii,1:4)=='apax'); fprintf(site_efects_apax_e,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (fileoo1(ii,1:4)=='amac'); fprintf(site_efects_amac_e,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (fileoo1(ii,1:4)=='atli'); fprintf(site_efects_atli_e,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (fileoo1(ii,1:4)=='xali'); fprintf(site_efects_xali_e,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (fileoo1(ii,1:4)=='arig'); fprintf(site_efects_arig_e,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (fileoo1(ii,1:4)=='plig'); fprintf(site_efects_plig_e,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (fileoo1(ii,1:4)=='meig'); fprintf(site_efects_meig_e,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (fileoo1(ii,1:4)=='tlig'); fprintf(site_efects_tlig_e,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
end
if (fileoo1(ii,11)=='n');
if (fileoo1(ii,1:4)=='apax'); fprintf(site_efects_apax_n,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (fileoo1(ii,1:4)=='amac'); fprintf(site_efects_amac_n,'\n%2.5f %2.5f...

```

```

%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='atli'); fprintf(site_efects_atli_n,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='xali'); fprintf(site_efects_xali_n,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='arig'); fprintf(site_efects_arig_n,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='plig'); fprintf(site_efects_plig_n,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='meig'); fprintf(site_efects_meig_n,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='tlig'); fprintf(site_efects_tlig_n,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
end
if (file001(ii,11)=='z');
if (file001(ii,1:4)=='apax'); fprintf(site_efects_apax_z,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='amac'); fprintf(site_efects_amac_z,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='atli'); fprintf(site_efects_atli_z,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='xali'); fprintf(site_efects_xali_z,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='arig'); fprintf(site_efects_arig_z,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='plig'); fprintf(site_efects_plig_z,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='meig'); fprintf(site_efects_meig_z,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end
if (file001(ii,1:4)=='tlig'); fprintf(site_efects_tlig_z,'\n%2.5f %2.5f...
%1.1f %s %s %s %s %s %s',p(1),p(2),eventos(ij,6),fecha(1:4),...
fecha(6:7),fecha(9:10),fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20)); end

```

```

end
end
if(fechcount==1)
SISMOS=fopen('SISMOS.txt','at+');
fprintf(SISMOS,'\n%2.2f %2.2f %2.2f %2.2f %s %s %s %s %s %s',latevent,...
longevent,eventos(ij,6),eventos(ij,5),fecha(1:4),fecha(6:7),fecha(9:10),...
fecha(13:14),fecha(16:17),fecha(19:20));
fclose(SISMOS);
end
fclose(site_efects_apax_e); fclose(site_efects_apax_n); fclose(site_efects_apax_z);
fclose(site_efects_amac_e); fclose(site_efects_amac_n); fclose(site_efects_amac_z);
fclose(site_efects_atli_e); fclose(site_efects_atli_n); fclose(site_efects_atli_z);
fclose(site_efects_xali_e); fclose(site_efects_xali_n); fclose(site_efects_xali_z);
fclose(site_efects_arig_e); fclose(site_efects_arig_n); fclose(site_efects_arig_z);
fclose(site_efects_plig_e); fclose(site_efects_plig_n); fclose(site_efects_plig_z);
fclose(site_efects_meig_e); fclose(site_efects_meig_n); fclose(site_efects_meig_z);
fclose(site_efects_tlig_e); fclose(site_efects_tlig_n); fclose(site_efects_tlig_z);
cd (cdire)
%_____
end
end
clearvars -except ii iii fechcount file001 folder cdir..
sm cdirectory xo yo ran rancnt rc cdirectory
end
end
end
end
clearvars -except ran rc cdirectory
end
%Leyendo los archivos anteriormente creados
clear all
load site_efects_amac_e.txt
load site_efects_amac_n.txt
load site_efects_apax_e.txt
load site_efects_apax_n.txt
load site_efects_atli_e.txt
load site_efects_atli_n.txt
load site_efects_xali_e.txt
load site_efects_xali_n.txt
load site_efects_arig_e.txt
load site_efects_arig_n.txt
load site_efects_plig_e.txt
load site_efects_plig_n.txt
load site_efects_meig_e.txt
load site_efects_meig_n.txt
load site_efects_tlig_e.txt

```

```

load site_efects_flg_n.txt
%Se computan los efectos de sitio como de la media de las orde-
nadas al
%origen de cada evento (efecto de evento) y la remoción de este
ultimo
%efecto para cada estacion y compoinente.
%SISMOS.txt es un archivo conteniendo los sismos usados (fecha,hora,
%latitud,longitud,profundidad,magnitud)
load SISMOS.txt
AE=zeros(SISMOS(:,1),8); AN=zeros(SISMOS(:,1),8);
for i=1:length(SISMOS(:,1))
for j=1:length(site_efects_amac_e(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_amac_e(j,4:9))
AE(i,1)=site_efects_amac_e(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_apax_e(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_apax_e(j,4:9))
AE(i,2)=site_efects_apax_e(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_atli_e(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_atli_e(j,4:9))
AE(i,3)=site_efects_atli_e(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_xali_e(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_xali_e(j,4:9))
AE(i,4)=site_efects_xali_e(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_arig_e(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_arig_e(j,4:9))
AE(i,5)=site_efects_arig_e(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_plig_e(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_plig_e(j,4:9))
AE(i,6)=site_efects_plig_e(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_meig_e(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_meig_e(j,4:9))
AE(i,7)=site_efects_meig_e(j,2);
end
end
end

```

```

for j=1:length(site_efects_tlig_e(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_tlig_e(j,4:9))
AE(i,8)=site_efects_tlig_e(j,2);
end
end
end
for i=1:length(SISMOS(:,1))
for j=1:length(site_efects_amac_n(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_amac_n(j,4:9))
AN(i,1)=site_efects_amac_n(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_apax_n(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_apax_n(j,4:9))
AN(i,2)=site_efects_apax_n(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_atli_n(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_atli_n(j,4:9))
AN(i,3)=site_efects_atli_n(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_xali_n(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_xali_n(j,4:9))
AN(i,4)=site_efects_xali_n(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_arig_n(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_arig_n(j,4:9))
AN(i,5)=site_efects_arig_n(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_plig_n(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_plig_n(j,4:9))
AN(i,6)=site_efects_plig_n(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_meig_n(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_meig_n(j,4:9))
AN(i,7)=site_efects_meig_n(j,2);
end
end
for j=1:length(site_efects_tlig_n(:,1))
if (SISMOS(i,5:10)==site_efects_tlig_n(j,4:9))
AN(i,8)=site_efects_tlig_n(j,2);
end

```

```

end
end
a=0;
for i=1:length(AE(:,1))
if (AE(i,:)==0 | AN(i,:)==0);
else
a=a+1;
AE2(a,:)=AE(i,:);
AN2(a,:)=AN(i,:);
end
end
clear AE AN
AE=AE2; AN=AN2;
for i=1:length(AE(:,1))
b=0; c=0;
for j=1:length(AE(1,:))
if (AE(i,j)~=0)
b=b+1; bb(b)=AE(i,j);
end
if (AN(i,j)~=0)
c=c+1; cc(c)=AN(i,j);
end
end
bbb(i)=mean(bb); %Efecto de sitio componente E
ccc(i)=mean(cc); %Efecto de sitio componente N
clear bb cc
end
for i=1:length(AE(:,1))
AE(i,:)=AE(i,:)/bbb(i); AN(i,:)=AN(i,:)/ccc(i);
end
end

```

BIBLIOGRAPHY

- [1] Keiiti Aki. Scalin law of seismic spectrum. *Journal of Geophysical Research*, 72(4), February 1967.
- [2] Keiiti Aki and Bernard Chouet. Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80(23), August 1975.
- [3] Morgan T. Page, Susana Custodio, Ralph J. Archuleta and J. M. Carlson. Constraining earthquakes source inversions with gps data: 1. resolution.based removal of artifacts. *Journal of Geophysical Research*, 114(doi:10.1029/2007JB005449), January 2007.
- [4] A. Husker, V. Kostoglodov, Victor M. Cruz Atienza and Denis Legrand. Temporal variations of non-volcanic tremor (nvt) locations in the mexican subduction zone: Finding the nvt sweet spot. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(Q03011, doi:10.1029/2011GC003916), March 2012.
- [5] David R. Shelly, Gregory C. Beroza and Satoshi Ide. Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446(doi:10.1038/nature05666):L16602, March 2007.
- [6] Masatoshi Miyazawa, Emily E. Brodsky and Jim Mori. Learning from dynamic triggering of low-frequency tremor in subduction zones. *Earth Planets Space*, 60:17–20, October 2008.
- [7] Michael R. Brudzinski and Richard M. Allen. Segmentation in episodic tremor and slip all along cascadia. *Geological Society of America*, 35(doi: 10.1130/G23740A.1):907–910, October 2007.
- [8] Paul Audet, Michael G. Bostock, Devin C. Boyarko, Michael R. Brudzinski and Richard M. Allen. Slab morphology in the cascadia fore arc and its relation to episodic tremor and slip. *Journal of Geophysical Research*, 115(B00A16, doi:10.1029/2008JB006053), 2010.
- [9] M. Vergnolle, A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, N. Cotte and S. I. Franco. Slow slip events in mexico revised from the processing of 11 year gps observations. *Journal of Geophysical Research*, 115(doi:10.1029/2009JB006852), February 2010.
- [10] Vladimir Kostoglodov, Allen Husker, Nikolai M. Shapiro, Juan S. Payero, Michel Campillo, Nathalie Cotte and Robert Clayton.

- The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 37(L24301, doi:10.1029/2010GL045424), December 2010.
- [11] Justin L. Rubinstein, Joan Gomberg, John E. Vidale, Aaron G. Wech, Honn Kao, Kenneth C. Creager and Garry Rogers. Seismic wave triggering of nonvolcanic tremor, episodic tremor and slip, and earthquakes on vancouver island. *Journal of Geophysical Research*, 114(doi:10.1029/2008JB005875), February 2009.
- [12] David R. Shelly, Zhigang Peng, David P. Hill, and Chastity Aiken. Triggered creep as possible mechanism for delayed dynamic triggering of tremor and earthquakes. *nature geoscience*, 4(DOI: 10.1038/NGEO1141):384–388, June 2011.
- [13] Yasaku Ohta, Jeffrey T. Freymuller, Sigrun Hreinsdottir and Hisashi Suito. A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central alaska subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 247:108–116, May 2006.
- [14] Peterson Jon. *Observations and modeling of seismic background noise*. Academic Press, Albuquerque, new Mexico, 1993.
- [15] A. Iglesias, S. k. Singh, A. R. Lowry, M. Santoyo, V. Kostoglodov, K. M. Larson, and S. I. Franco Sanchez. The silent earthquake of 2002 in the guerrero seismic gap, mexico (mw=7.6): Inversion of slip on the plate interface and some implications. *Geofisica Internacional*, 43(3):309–317, March 2004.
- [16] A. Husker, S. Peyrat, N. Shapiro, V. Kostoglodov. Automatic non-volcanic tremor detection in the mexican subduction zone. *Geofisica Internacional*, 49(1), August 2010.
- [17] M. Radiguet, F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, B. Valette, V. Kostoglodov and N. Cotte. Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event: the 2006 guerrero slow slip event. *Geophysical Journal International*, (doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x), October 2010.
- [18] Vladimir Kostoglodov, Shri Krishna and Jose Antonio Santiago. A large silent earthquake in the guerrero seismic gap, mexico. *Geophysical Research Letters*, 30(doi:10.1029/2003GL017219), April 2003.
- [19] Thorne Lay and Terry C. Wallace. *Modern Global Seismology*. Academic Press, San Diego, California, 1995.
- [20] Vlad C. Manea and Marina Manea. Flat-slab thermal structure and evolution beneath central mexico. *Pure Appl. Geophys.*, (DOI 10.1007/s00024-010-0207-9), November 2010.

- [21] Xyoli Perez-Campos, YoungHee Kim, Allen Husker, Paul M. Davis, Robert W. Clayton, Arturo Iglesias, Javier F. Pacheco, Shri K. Singh, Vlad Constantin Manea and Michael Gurnis. Horizontal subduction and truncation of the cocos plate beneath central mexico. *Geophysical Research Letters*, 35(L18303, doi:10.1029/2008GL035127), September 2008.
- [22] N. Cotte, A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, J. A. Santiago, I. Manighetti and M. Campillo. Anticipating the next large silent earthquake in mexico. *Eos*, 90(21):181–182, May 2009.
- [23] Ana C. Aguilar, Timothy I. Melbourne, and Craig W. Scrivner. Moment release rate of cascadia tremor constrained by gps. *Journal of Geophysical Research*, 114(doi:10.1029/2008JB005909), February 2009.
- [24] Walter Szeliga, Timothy I. Melbourne, M. Meghan Miller and V. Marcelo Santillan. Southern cascadia episodic slow earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 31(doi:10.1029/2004GL020824), August 2004.
- [25] Giulio Di Toro, Silvia Mitterpergher, Fabio Ferri, Thomas M. Mitchell and Giorgio Pennacchioni. The contribution of structural geology, experimental rock deformation and numerical modelling to an improved understanding of the seismic cycle preface to the special volume 'physico-chemical processes in seismic faults'. *Structural Geology*, 38(2012):3–10, January 2012.
- [26] Haijiang Zhang, Robert M. Nadeau and M. Nafi Toksoz. Locating nonvolcanic tremors beneath the san andreas fault using a station-pair double-difference location method. *Geophysical Research Letters*, 37(doi:10.1029/2010GL043577), June 2010.
- [27] Kazushige Obara. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest japan. *Science*, 296:1679–1681, May 2002.
- [28] Kazushige Obara. Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation. *Journal of Geodynamics*, 115(doi:10.1029/2008JB006048), August 2010.
- [29] Kazushige Obara. Characteristics and interactions between nonvolcanic tremor and related slow earthquakes in the nankai subduction zone, southwest japan. *Journal of Geodynamics*, 52(doi:10.1016/j.jog.2011.04.002):229–248, 2011.
- [30] Kazuaki Ohta and Satoshi Ide. Precise hypocenter distribution of deep low-frequency earthquakes and its relationship to the local geometry of the subducting plate in the nankai subduction zone, japan. *Journal of Geophysical Research*, 114(doi:10.1029/2010JB007857), July 2010.

- [31] William B. Frank, Nikolai M. Shapiro, Vladimir Kostoglodov, Allen Husker, Michel Campillo, Juan S. Payero and German A. Prieto. Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the nankai subduction zone, southwest japan. *Journal of Geodynamics*, 40(doi:10.1002/grl.50561):1–6, May 2013.
- [32] B. Fry, K. Chao, S. Bannister, Z. Peng and L. Wallace. Deep tremor in new zealand triggered by the 2010 mw8.8 chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(doi:10.1029/2011GL048319), June 2011.
- [33] Zhigang Peng and Johan Gomberg. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *nature geoscience*, 3(doi: 10.1038/ngeo940):599–607, August 2010.
- [34] Garry Rogers and Herb Dragert. Episodic tremor and slip on the cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, 1126(1084783):2–10, May 2003.
- [35] Justin L. Rubinstein, David R. Shelly and William L. Ellsworth. Non-volcanic tremor: A window into the roots of fault zones. *United States Geological Survey*, (doi:10.1007/978-90-481-2737-5-8), 2010.
- [36] Aitaro Kato, Takashi Iidaka, Ryoya Ikuta, Yasuhiro Yoshida, Kei Katsumata, Takaya Iwasaki, Shin'ichi Sakai, Clifford Thurber, Noriko Tsumura, Koshun Yamaoka, Toshiki Watanabe, Takahiro Kunitomo, Fumihito Yamazaki, Makoto Okubo, Sadaomi Suzuki and Naoshi Hirata. Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 37(doi:10.1029/2010GL043723), July 2010.
- [37] H. Dragert, K. Wang and G. Rogers. Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern cascadia subduction zone. *Geological Survey of Canada*, 56:1143–1150, December 2004.
- [38] Aaron G. Wech and Kenneth C. Creager. Automated detection and location of cascadia tremor. *Geophysical Research Letters*, 35(doi:10.1029/2008GL0354589), July 2011.
- [39] Aaron G. Wech and Kenneth C. Creager. A continuum of stress, strength and slip in the cascadia subduction zone. *nature geoscience*, 4(DOI: 10.1038/NGEO1215):624–628, September 2011.
- [40] Abhijit Ghosh, John E. Vidale, Justin R. Sweet, Kenneth C. Creager, Aaron G. Wech and Heidi Houston. Rapid, continuous streaking of tremor in cascadia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(Q12010, doi:10.1029/2010GC003305), May 2010.

- [41] Abhijit Ghosh, John E. Vidale, Justin R. Sweet, Kenneth C. Creager, Aaron G. Wech and Heidi Houston. Tremor bands sweep cascadia. *Geophysical Research Letters*, 37(L08301, doi:10.1029/2009GL042301), March 2010.
- [42] Heidi Houston, Brent G. Delbridge, Aaron G. Wech and Kenneth C. Creager. Rapid tremor reversals in cascadia generated by a weakened plate interface. *nature geoscience*, 4(DOI: 10.1038/NGEO11570):404–409, May 2011.