



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ANISOTROPÍA DE LAS ONDAS SKS EN EL
MANTO SUPERIOR DEBAJO DE UN ARREGLO
SÍSMICO ENTRE GUERRERO Y VERACRUZ**

**REPORTE DE
INVESTIGACIÓN**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICA

P R E S E N T A :

BERENICE ROJO GARIBALDI



**TUTOR:
DR. RAÚL VALENZUELA WONG
2011**



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.

JURADO ASIGNADO

Presidente: Dr. Luis Quintanar Robles

Vocal: Mc. Miguel Rodríguez González

Secretario:
(Tutor) Dr. Raúl Valenzuela Wong

Suplente: Dr. Jaime Yamamoto Victorio

Suplente: Dra. Vala Hjörleifsdóttir

Lugar donde se realizó el reporte
Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México
(IGF – UNAM)

Tutor de reporte

Dr. Raúl Valenzuela Wong

**ANISOTROPÍA DE LAS ONDAS SKS EN EL MANTO SUPERIOR
DEBAJO DE UN ARREGLO SÍSMICO ENTRE GUERRERO Y
VERACRUZ**

BERENICE ROJO GARIBALDI

FACULTAD DE CIENCIAS



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

2011

A MI MADRE Y ABUELA:

VOLANDA Y JULIA

*Por brindarme su apoyo y comprensión de manera incondicional,
enseñándome con su ejemplo que en la vida hay un luchar constante.
Espero con esto poder retribuir en algo a lo mucho que me han dado.*

Agradecimientos

Antes que nada deseo agradecerle al Dr. Raúl Valenzuela Wong por su infinita paciencia y apoyo a lo largo de la realización de este trabajo, así como su grata compañía y calidez humana. Porque con su amor y pasión por la sismología logro contagiarme y hacer más apasionante esta etapa de mi vida. De la misma forma agradezco la beca que me brindo con apoyo del Instituto de Geofísica-IGF, pues gracias a ello sólo tuve que dedicarme a terminar este proyecto.

También quiero agradecer a todas aquellas personas que me han acompañado a lo largo del camino haciendo más interesante mi paso por la vida, aprendiendo de todas ellas muchas cosas buenas, en especial quiero mencionar a mis hermanos Hazael Hafid Rojo Garibaldi y Sarahí Juárez Garibaldi porque aunque pareciera que a veces no los soporto en realidad los quiero mucho y sé que me han aguantado muchos malos ratos, a mi amiga Azucena Shade Guijarro por dedicarme gran parte de su valioso tiempo en aquellas ocasiones en las que necesite que alguien me escuchara. Nuevamente a mi madre Yolanda Garibaldi Sánchez y a mi abuelita Julia Sánchez Curiel por estar siempre a mi lado enseñándome a no dejar de luchar por las cosas que quiero, sé que este proyecto no se hubiera podido culminar sin estas dos grandes mujeres. También dedico este trabajo a una persona muy importante que aunque ya no está presente físicamente sigue a mi lado en todo momento, a mi abuelito Alberto Feliciano Garibaldi Martínez, de ti aprendí muchas cosas y todos los bellos recuerdos que me regalaste los llevo conmigo y me ayudan cuando lo más lo necesito.

Deseo darle las infinitas gracias a otra gran mujer que ha estado conmigo en las buenas y en las malas tratando de apoyarme de una manera muy peculiar, esa mujer que ha sabido ser mi amiga y mi compañera de vida, permitiéndome ser parte de la suya y que nunca dejo de creer en mí, a ti Ana Alicia Torres Benítez te doy las gracias por estar siempre conmigo.

Como no podía faltar, quiero agradecer a todos mis amigos y colegas: Erick Romero Sánchez, Luis Alberto Hernández Rosas, Viridiana Barragan, Sarahí, Eduardo Leiva, Abelardo Alcantara, Manuel Rojas Arrieta, Valeria y al club de biólogas, y todas aquellas personas cuyos nombres no menciono pero que con su grata compañía me hicieron más llevadera mi estancia en la facultad de ciencias, quiero que sepan que siempre disfrute mucho su compañía.

Por último quiero darle las gracias a Dios por permitirme haber llegado hasta este gran momento tan importante para mí, por estar siempre conmigo y por haber puesto en mi camino a una persona que llego a ser muy importante y especial para mi, a pesar del poco tiempo que la trate, quiero agradecer a Alejandra Hernández Gurrola por haberme ayudado a superar algunas etapas traumáticas de mi vida, por regalarme siempre una sonrisa sin esperar recibir la misma respuesta y por su gran profesionalismo, que fue el que me hizo pararme ante la vida con una cara distinta y llevando menos peso en mi equipaje.

ANISOTROPÍA DE LAS ONDAS SKS EN EL MANTO SUPERIOR DEBAJO DE UN ARREGLO SÍSMICO ENTRE GUERRERO Y VERACRUZ

RESUMEN

Berenice Rojo Garibaldi
Facultad de Ciencias – IGF
Universidad Nacional Autónoma de México

Calculamos los parámetros de anisotropía, (ϕ , δt) por debajo de las estaciones del Experimento MesoAmericano de Subducción (MASE). Se utilizó el método de *Silver y Chan* [1991] para poder obtener la partición de onda de corte, especialmente de la fase SKS, aunque por las distancias con las que se trabajó, también se utilizaron las fases SKKS y PKS. Se analizaron 63 eventos con las fases anteriormente mencionadas, de los cuales sólo 9 eventos fueron útiles para este análisis. El arreglo fue dividido en parte sur y parte norte, obteniendo tiempos de retardo más pequeños en la parte sur, en cuanto a las direcciones de polarización rápida, ϕ , presentaron una orientación en dirección noreste-suroeste, siendo de esta manera perpendicular a la trinchera y paralela a la dirección del flujo. Para la parte norte los tiempos de retardo fueron mayores a 1.0 s presentando una dirección rápida orientada norte-sur y normoroeste-sursureste, siendo de esta manera oblicua a la trinchera. Así los δt fueron aumentando conforme nos alejábamos de la costa. Una posible explicación para el comportamiento de ϕ perpendicular a la trinchera es que al igual que en la zona de subducción de Cascadia donde la situación es similar, la placa de Cocos es muy joven y caliente. También se analizaron los sismogramas de algunas estaciones permanentes del Servicio Sismológico Nacional (SSN) con la finalidad de comprobar si los parámetros de partición obtenidos para estaciones del arreglo MASE que estuvieran cerca de las estaciones permanentes del SSN eran consistentes entre sí, obteniendo de esta manera parámetros de partición muy consistentes. Una posible explicación para nuestros parámetros de partición es que la anisotropía es causada por flujo astenosférico.

Contenido

AGRADECIMIENTOS.....	7
RESUMEN.....	8
INTRODUCCION.....	12
1. ANISOTROPÍA.....	17
1.1 ANISOTROPÍA SÍSMICA.....	17
1.2 ISOTROPÍA TRANSVERSAL Y ANISOTROPÍA ACIMUTAL.....	18
1.3 ANISOTROPÍA DE MINERALES Y ROCAS.....	21
1.4 ANISOTROPÍA DE LA LITÓSFERA Y ASTENÓSFERA.....	24
2. OBJETIVOS.....	26
3. MÉTODO DE SILVER Y CHAN.....	26
3.1 ESTIMACIÓN DEL ERROR EN LOS PARÁMETROS DE ANISOTROPÍA.....	29
4. DATOS Y PROCEDIMIENTOS.....	31
5. RESULTADOS.....	42
6. DISCUSIÓN.....	52
6.1 PARTE SUR DEL ARREGLO.....	52
6.2 PARTE NORTE DEL ARREGLO.....	57
6.3 ESTACIONES DEL SSN.....	60
7. CONCLUSIONES.....	61
8. APÉNDICE.....	62
A1: Desarrollo de las ecuaciones para el método de <i>Silver y Chan</i> [1991].....	62
A2: Mediciones individuales de los parámetros de partición para las distintas fases utilizadas.....	64
A3: Promedio de las mediciones realizadas en cada estación.....	74
A4: Cálculo de las direcciones y velocidades relativas de las placas de Cocos y América del Norte.....	77
9. BIBLIOGRAFÍA.....	79

ÍNDICE DE FIGURAS

1. Esquema de una onda de corte inicialmente polarizada.....	13
2. Esquema de las fases de núcleo utilizadas.....	15
3. Mapa de flujo astenosférico y deformación.....	18
4. Efectos de isotropía transversal y acimutal.....	21
5. Velocidades de las ondas <i>P</i> y <i>S</i> en un cristal de olivino.....	23
6. Contribución de varios estratos de la Tierra de la fase <i>SKS</i>	26
7. Eje coordinado de componentes horizontales.....	29
8. Gráfica con la región del 95 % de confianza.....	31
9. Mapa de los sismos usados para el perfil MASE.....	33
10. A) Sismograma de los componentes horizontales.....	34
10 B) Mapa correspondiente al back azimuth.....	34
11. Gráfica del intervalo de confianza para VEVI.....	36
12. Ondas rápida y lenta para la estación VEVI.....	37
13. Componentes radial y transversal con y sin corrección.....	38
14. Gráfica del movimiento de partículas con y sin corrección.....	39
15. Intervalo de confianza al 95 % promediada.....	40
16. A) Dependencia de la dirección de polarización con el back azimuth.....	41
16 B) Dependencia del tiempo de retardo con el back azimuth	41
17 Mapa de mediciones promedio de ϕ y δt para el perfil MASE y algunas estaciones del SSN.....	44
18 Mapa de mediciones promedio de ϕ y δt para la parte norte.....	45
19 Mapa de mediciones promedio de ϕ y δt para la parte sur.....	46
20 Mapa de mediciones promedio de ϕ y δt para el perfil MASE y estaciones del SSN en gran parte de la República.....	47
21 A) Modelo de velocidades.....	48
21 b) Tomografía de la placa de Cocos.....	49
21 c) Gráficas de distancia contra tiempo de retardo y dirección de polarización rápida.....	50
22 a) Resumen de partición de ondas de corte en la sub-placa.....	55
22 b) Resumen de partición para la cuña del manto.....	56
23 Escenario de la astenosfera para las zonas de subducción.....	56
24 Mapas para las fases <i>SKKS</i> y <i>PKS</i> correspondientes al mar de Banda.....	59

ÍNDICE DE TABLAS

1. Parámetros de fuente de los sismos usados para medir anisotropía del manto superior en el perfil MASE.....	32
2. Parámetros de fuente de los sismos usados para medir anisotropía del manto superior con datos del SSN.....	33
3. Medición de los parámetros de partición individuales en cada estación.....	64
4. Promedio de parámetros de partición medidos en cada estación.....	75
5. Datos con fases <i>SKS</i> para LINARES y DEMACU.....	51
6. Datos con la fase <i>PKS</i> para DEMACU.....	51
7. Datos con las fases <i>SKKS</i> y <i>PKS</i> con las estaciones del SSN.....	52
8. Signos utilizados para los polos de rotación.....	76

INTRODUCCIÓN

La anisotropía sísmica se revela como variaciones de velocidad, tanto en función de la propagación como en la dirección de polarización de ondas sísmicas, el efecto principal de ésta en las fases telesísmicas *SKS*, *SKKS* y *PKS* es la partición (conocido en inglés como *splitting*) de onda de corte o birrefringencia sísmica.

Cuando la onda *SKS* pasé de un medio isótropo a un medio anisótropo se descompondrá en dos componentes, una onda rápida y otra onda lenta, (ver figura 1¹). La primera debe llegar antes que la segunda ya que su velocidad debe ser mayor, con esto obtendremos uno de los parámetros de partición, δt , que es el tiempo de retardo entre la llegada de estas dos ondas. El segundo parámetro de partición ϕ , representa la dirección de polarización de la onda de corte rápida, dicho de otra manera, ϕ es el ángulo entre la dirección de polarización rápida y una dirección de referencia, usualmente el norte geográfico.

La orientación preferente de los minerales del manto, principalmente el olivino, probablemente sea la causa mayor de la partición de las ondas de corte. La polarización rápida ϕ tiende a estar alineado paralelo al eje *a* del olivino. El flujo astenosférico es utilizado a menudo para explicar la orientación preferente del olivino en el manto [*e.g.*, *Vinnik et al.*, 1989a, b; *Russo y Silver*, 1994; *Savage*, 1999]. Cuando el flujo ocurre en un cizallamiento, el eje *a* del olivino, y por lo tanto el ϕ , tienden a ser paralelos a la dirección del flujo [*Nicolás y Poirier*, 1976; *McKenzie*, 1979; *Nicolás y Christensen*, 1987; *Ribe*, 1989, 1992; *Ribe y Yu*, 1991; *Savage*, 1999], (se explica más a detalle en la sección 1.3).

La mayoría de los minerales que constituyen las rocas de la Tierra son anisótropos y se han reportado evidencias de anisotropía en casi todas las capas del interior del planeta [*Savage*, 1999; *Obrebski*, 2007]; sin embargo las zonas con mayor anisotropía documentada están en la corteza, el manto superior y el límite núcleo- manto, debido al alto contenido de minerales intrínsecamente anisótropos y a la concentración de intensas deformaciones generadas por el movimiento de las placas tectónicas.

Suponiendo que la anisotropía es causada por la orientación preferente de la red (lattice preferred orientation, LPO) de los minerales del manto, la relación entre anisotropía y deformación requiere que se conozca la composición y la mineralogía, junto con las constantes elásticas de un solo cristal y los sistemas dominantes de desplazamiento para estos minerales [*Silver y Chan*, 1991]. Las interpretaciones originales de mediciones de partición con ondas *SKS* se hicieron bajo el supuesto de que el eje rápido de la anisotropía se orienta en la misma dirección que el flujo del manto como consecuencia de los esfuerzos tectónicos que causan la deformación [*Christensen*, 1984; *Nicolas y Christensen*, 1987; *Zhang y Karato*, 1995]. En dichos estudios los experimentos de laboratorio se realizaron con muestras de olivino seco. Sin embargo trabajos subsecuentes encontraron que al emplear muestras de olivino húmedo la relación entre el eje rápido y el flujo del manto

¹ Figura 1 tomada del libro de *Stein y Wysession* [2003].

INTRODUCCIÓN

cambia de tal suerte que ahora el eje rápido se orienta perpendicular a la dirección del flujo [Jung y Karato, 2001]. Esto se conoce como olivino tipo B, mientras que la relación para el olivino seco se denomina olivino tipo A. El olivino tipo A se encuentra en regiones con poca agua y esfuerzos pequeños mientras que el olivino tipo B puede encontrarse en ambientes enriquecidos en agua, esfuerzos grandes y bajas temperaturas [Jung y Karato, 2001; Long, 2009]. En zonas de subducción la cuña del manto frecuentemente cumple con las condiciones de alto contenido de agua, esfuerzos grandes y bajas temperaturas y por lo tanto se esperaría encontrar olivino tipo B [Jung y Karato, 2001; Karato et al., 2008; Long, 2009]. Adicionalmente existen los olivinos tipo C, D y E los cuales tienen la misma relación entre el eje rápido y la dirección de flujo del manto que el olivino tipo A [Karato et al., 2008; Long, 2009]. Posteriormente se evaluó el efecto de una cuarta variable, la presión, sobre el diagrama de fases del olivino. Jung et al. [2009] reportan que a altas presiones (~ 3 GPa) puede producirse la transición del olivino tipo A al tipo B. Esto tendría como consecuencia que a profundidades mayores a unos 80 a 90 km y en roca seca del manto se encontraría olivino tipo B en vez del tipo A [Jung et al., 2009]. Las consecuencias de este resultado no se han comprendido cabalmente puesto que la existencia de olivino tipo A a profundidades mayores a los 80 km explica exitosamente un gran número de observaciones sísmicas (mediciones de anisotropía con SKS y con ondas superficiales) y geodinámicas [Long, 2009; Long y Silver, 2009].

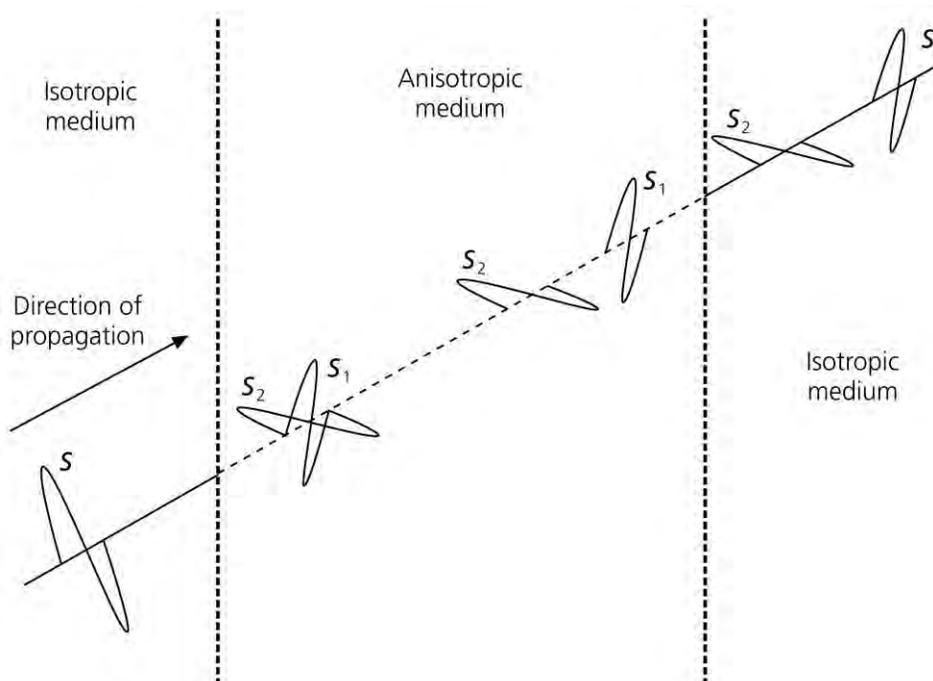


Figura 1. Esquema de una onda de corte inicialmente polarizada partida a lo largo de las direcciones anisótropas rápida y lenta, dando pulsos separados en el tiempo. Los pulsos siguen siendo partidos después de salir de la región anisótropa [Stein y Wysession, 2003].

INTRODUCCIÓN

Para medir la anisotropía de la corteza, se emplean eventos locales, ondas superficiales de alta frecuencia o funciones de receptor, aquí los tiempos de retardo alcanzan típicamente entre 0.1 y 0.3 s, con un promedio de 0.2 s [Silver y Chan, 1991; Silver, 1996]; para estudiar la anisotropía del manto superior se usan ondas superficiales de frecuencia más baja u ondas telesísmicas, en ambos casos el parámetro que se pretende estimar es la dirección de máxima velocidad del medio, el cual también es conocido como la dirección de polarización rápida.

Para este estudio se usaron datos telesísmicos con magnitudes mayores o iguales a 6.0 y fueron utilizadas las fases *SKS* (una onda *S* que se dirige hacia abajo convirtiéndose en *P* al atravesar el núcleo externo y volviéndose a convertir en onda *S* al salir del núcleo), *SKKS* y *PKS*, (ver figura 2).

La razón por la que se usan estas fases es porque tienen varias ventajas como son:

- a) La anisotropía observada puede ser localizada en el camino entre el límite núcleo-manto (core-mantle boundary, CMB) y el receptor, debido a la conversión de *P* a *S* en el CMB.
- b) La detección de anisotropía es mucho más simple, puesto que *SKS* es radialmente polarizada en una Tierra isótropa, la energía detectable sobre la componente transversal, SKS_T , representa la desviación de esta propiedad ideal. Como los efectos de anisotropía y heterogeneidad lateral pueden ser fácilmente distinguibles, SKS_T viene a ser un excelente diagnóstico para la presencia de anisotropía.
- c) *SKS* es una fase aislada más allá de una distancia de 85° , facilitando su medición.
- d) *SKS* es una fase telesísmica que puede ser usada para cuantificar anisotropía en regiones con baja o nula actividad sísmica, alrededor de 50-100 km de resolución lateral, pues su incidencia es casi vertical en el manto, entonces la dirección de propagación es esencialmente constante.

Sin embargo algunas desventajas a considerar son:

- a) Las ondas *SKS* sólo pueden registrar anisotropía acimutal.
- b) Debido a su incidencia casi vertical, la resolución vertical es muy pobre. Sin embargo, algunos estudios han encontrado poca anisotropía a profundidades mayores de 400-600 km por debajo de la superficie de la Tierra [Silver, 1996; Savage, 1999].

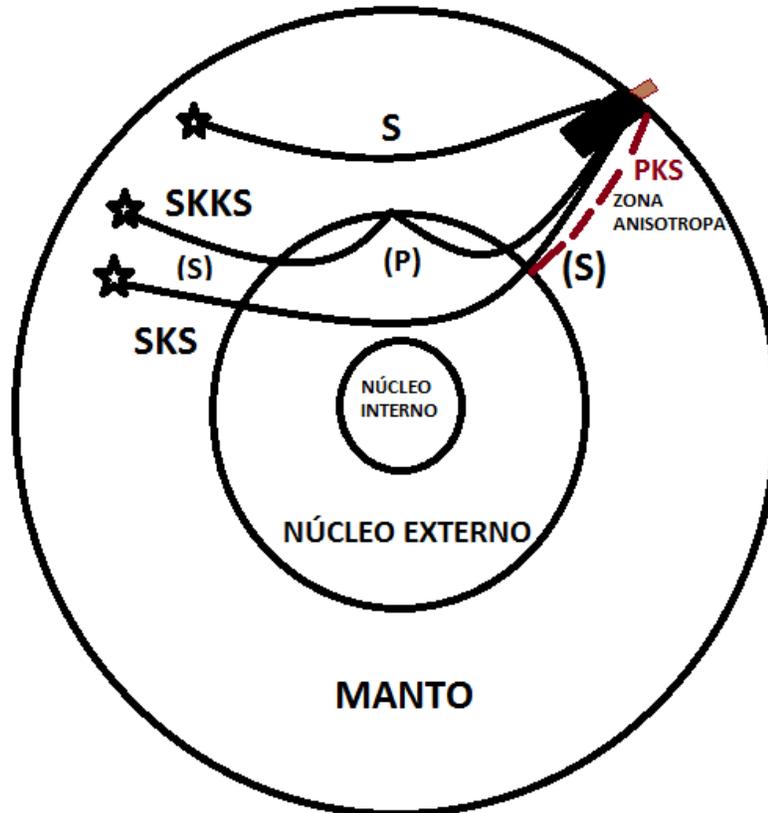


FIGURA 2. Esquema de las fases de núcleo utilizadas para estudiar la anisotropía de las ondas de corte. Las estrellas muestran el hipocentro y las curvas indican el camino que las ondas toman desde éste punto, llevándose a cabo la conversión de la onda *P* a *S* en el límite núcleo-manto. Las líneas punteadas en color vino muestran el camino de la fase *PKS*.

Una observación importante es la anisotropía “fósil”. Para regiones que ya no son tectónicamente activas, la anisotropía del manto superior puede ser preservada por cientos de millones de años [Silver, 1996]. Por otro lado donde no se ha producido deformación tectónica, los ejes de la velocidad sísmica rápida son a menudo paralelos a la dirección del movimiento absoluto de la placa [Savage, 1999]. Adicionalmente mediciones de anisotropía en zonas de subducción han sido usadas para estudiar los efectos de las placas subducidas sobre el flujo del manto. *Fischer et al.*, [2000] modelaron el flujo del manto en la zona de subducción de Tonga. *Hall et al.*, [2000] se centro en Tonga, el sur de Kuriles y la zona de subducción oriental de Aleutianas. *Peyton et al.*, [2001] asumen que la dirección rápida de anisotropía tiende a alinearse paralelo a la dirección del flujo. Ellos determinaron que el flujo del manto es paralelo a la trinchera en estaciones que están encima de la placa subducida en el sur de Kamchatka. Cerca del borde de la ruptura de la placa, sin embargo, la astenósfera fluye por debajo de la placa subducida debajo de la placa superior. Bajo la misma suposición, para la zona de subducción de Chile-Argentina, *Anderson et al.*, [2004] encontró flujo del manto normal a la trinchera en áreas donde el ángulo de subducción es

INTRODUCCIÓN

poco profundo, mientras que el flujo llega a ser paralelo donde el ángulo de subducción es muy empinado *Van Benthem et al.*, [2008].

Algunos experimentos han mostrado diferencias significativas en anisotropía cuando se mueven de una región tectónica particular a una contigua, por ejemplo cerca del borde Estados Unidos- Canadá [*Silver y Kaneshima*, 1993], en el Tíbet *McNamara et al.*, [1994], y en el noreste de Estados Unidos [*Wysession et al.*, 1996; *Fouch et al.*, 2000]. En México *Van Benthem* [2005] cuantificó los parámetros de anisotropía debajo de las estaciones de banda ancha operadas por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) y debajo de la mitad sur del arreglo de NARS-Baja California. Él demostró que la anisotropía debajo de algunas estaciones en el centro y sur de México, una región con un ambiente tectónico complejo, puede ser explicada por el movimiento absoluto de la placa de América del Norte. *Obrebski et al.*, [2006] y *Obrebski* [2007] trabajo en la península norte de Baja California y en la porción noroeste de las cuencas y sierras mexicanas. Para la provincia de cuencas y sierras (este del Golfo de California) sus mediciones concuerdan con el movimiento absoluto de la placa de América del Norte y con la dirección de extensión durante el Mioceno. En el norte de la península de Baja California, la dirección rápida de anisotropía es aproximadamente este-oeste. Este patrón puede ser consecuencia del flujo astenosférico pasado inducido por los fragmentos hundidos de la placa de Farallón, como fue propuesto anteriormente por *Özalaybey y Savage* [1995] para explicar un patrón similar y probablemente relacionado este-oeste observado a lo largo del suroeste de la zona fronteriza US *Van Benthem et al.*, [2008].

Van Benthem et al., [2008] cuantificaron la anisotropía del manto superior usando estaciones que rodearon la parte sur del Golfo de California, al igual que en la parte norte de la península el flujo astenosférico tiene una orientación este-oeste que puede ser producido por la placa de Farallón subducida. El movimiento absoluto de la placa de América del norte puede explicar las mediciones en la parte continental estudiada.

Soto et al., [2009] presentaron mediciones de anisotropía sísmica en la zona de subducción entre la placa de Rivera y el Bloque de Jalisco, indicando que la dirección rápida de anisotropía para estaciones cercanas al centro y sur del Bloque de Jalisco son aproximadamente normales a la trinchera, siguiendo la dirección convergente entre la placa de Rivera y el Bloque. Así mismo en el borde en la parte occidental de la placa de Rivera las direcciones rápidas muestran un patrón circular y la anisotropía sísmica está asociada con un flujo toroidal 3-D, dicho flujo también atraviesa el gap entre las placas de Rivera y Cocos, mostrando una orientación N-S y NE-SO.

1.1 ANISOTROPÍA SÍSMICA.

1. ANISOTROPÍA

1.1 ANISOTROPÍA SÍSMICA.

La anisotropía es el término general usado para describir un medio cuyas propiedades elásticas están en función de la orientación, es una propiedad común a la mayoría de las rocas que componen el planeta [Savage, 1999]. Las ondas elásticas en un medio anisótropo viajan a velocidades diferentes dependiendo tanto de la dirección de propagación como de la dirección de vibración (polarización). La existencia de anisotropía sísmica indica un medio ordenado. En el manto superior este orden es creado principalmente por la orientación de los cristales anisótropos en respuesta a una deformación finita, conocida como orientación preferente de la red. Si la relación entre la orientación preferente de la red y la deformación es conocida, entonces la anisotropía sísmica puede ser usada para medir la deformación del manto, entender la evolución de la litósfera y el patrón de corriente del flujo astenosférico [Wolfe y Silver, 1998].

Existen tres fuentes principales de anisotropía:

- 1) Es la causada por el apilamiento de capas isotrópicas que presentan velocidades de propagación diferentes que pueden comportarse como un todo de manera anisótropa, entonces las ondas sísmicas viajan con diferentes velocidades ya sea paralela o perpendicular a los estratos. Esta situación es llamada anisotropía de orientación de forma preferente (conocida en inglés como shape-preferred orientation anisotropy, SPO) [Stein y Wysession, 2003]. Tiene varias causas, todas sobre la escala “macro”: estratos, grietas, estructuras, etc. [Van Benthem, 2005].
- 2) Es el alineamiento preferencial que puede generarse en una red de fracturas. Este caso se describe como anisotropía de dilatación extensiva (que en inglés es: extensive dilatancy anisotropy, ADE), [Obrebski, 2007].
- 3) La anisotropía también puede ocurrir para minerales homogéneos. Por ejemplo, la estructura cristalina del mineral olivino ya que se compone del mismo grupo de repetición de átomos, pero actúa anisótricamente ya que sus propiedades acústicas varían en diferentes direcciones relativas a la red cristalina. En este caso se le llama anisotropía de la orientación preferente de la red (conocido en inglés como lattice-preferred orientation, LPO) [Stein y Wysession, 2003].

Se han propuesto tres mecanismos diferentes para explicar la orientación de los minerales del manto superior (LPO) [Silver y Chan, 1991; Van Benthem et al., 2008].

- a) Deformación producida por el movimiento de las placas tectónicas, que es muy común en regiones oceánicas [Raitt et al., 1969; Forsyth, 1975; Montagner y Tanimoto, 1990; Van Benthem et al., 2008].

1.2 ISOTROPÍA TRANSVERSAL Y ANISOTROPÍA ACIMUTAL.

- b) Esfuerzos corticales.
- c) Deformación interna pasada y presente del manto superior subcontinental, como el producido por eventos tectónicos [Silver y Chan, 1988; Silver y Kaneshima, 1993; Wysession et al., 1996; Vauchez y Barruol, 1996; Barruol et al., 1997; Van Benthem et al., 2008]. Este mecanismo explica mejor la anisotropía observada en regiones continentales [Silver y Chan, 1988, 1991; Silver y Kaneshima, 1993]. En otras palabras, los episodios orogénicos y extensionales (rifting) que producen la orientación de las estructuras geológicas continentales también afectan la estructura del manto superior [Silver y Chan, 1991; Van Benthem et al., 2008].

Basados en la geología de la superficie, se puede intentar predecir el estilo de deformación en el manto, y finalmente los parámetros de partición (ϕ , δt) obtenidos con las fases de corte. Las tres principales categorías de deformación que pueden ser encontradas son: regímenes transcurrentes, colisionales y extensionales.

Para deformación transcurrente se asume que el plano de foliación es vertical y la dirección de lineación es tanto horizontal como paralelo a la estructura transcurrente, en cuyo caso ϕ es paralelo a la estructura transcurrente. Para transpresión otra vez se asume que el plano de foliación es vertical, pero la dirección de lineación puede ser significativamente diferente de la horizontal. Siempre que la dirección de lineación no sea vertical ϕ puede ser paralelo a las características transpresionales. En el caso de entornos de extensión o rifting se espera que el plano de foliación sea horizontal y la dirección de lineación se extienda y por lo tanto ϕ sea paralelo a la dirección de extensión [Silver, 1996]. Por otra parte, debajo de regiones que no han sufrido deformaciones tectónicas se observa que el eje de máxima velocidad sísmica (ϕ) se orienta paralelo a la dirección del movimiento absoluto de las placas (ver figura 3²).

1.2 ISOTROPÍA TRANSVERSAL Y ANISOTROPÍA ACIMUTAL.

Un sistema elástico anisótropo puede ser caracterizado por su tensor elástico, que relaciona los esfuerzos a la deformación y están íntimamente relacionados con las velocidades sísmicas. La forma general de la ley de Hooke en un sistema homogéneo es

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\epsilon_{kl} \quad (1)$$

donde σ_{ij} es el tensor de esfuerzos para el sistema, ϵ_{kl} es el tensor de deformación y C_{ijkl} es el tensor de rigidez de cuarto orden. La simetría del tensor de esfuerzos, el de deformación y la energía de deformación dan las simetrías $C_{ijkl} = C_{jikl} = C_{ijlk} = C_{klij}$; por lo tanto las 81 posibles componentes de un tensor de cuarto orden son reducidas a 21 constantes elásticas para un medio anisótropo general [Savage, 1999].

² Figura 3 tomada de Silver [1996].

1.2 ISOTROPÍA TRANSVERSAL Y ANISOTROPÍA ACIMUTAL.

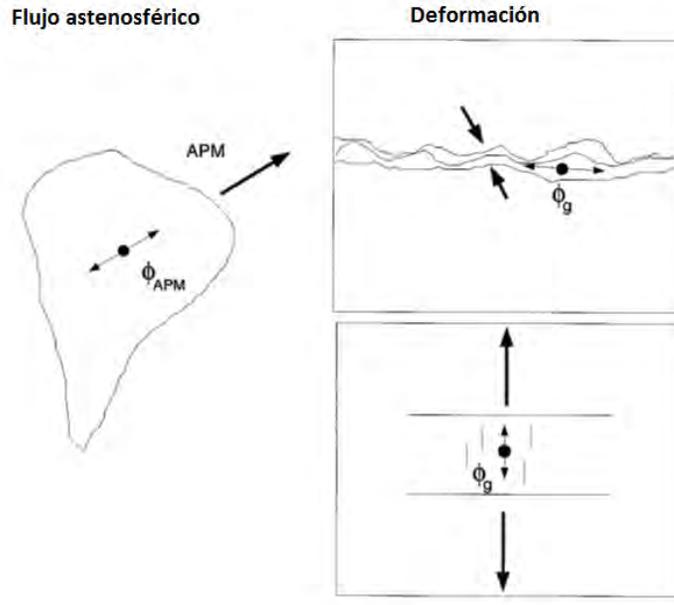


Figura 3. (Izquierda) Mapa de un continente moviéndose en la dirección del movimiento absoluto de la placa (APM). Si se asume que el plano de foliación es horizontal y la dirección de lineación es paralela a la línea de flujo, entonces la dirección esperada de ϕ es paralela a la (APM). (Derecha) muestra deformación por transpresión (arriba) y extensión (abajo). Por transpresión las flechas denotan la dirección convergente y las líneas onduladas una estructura transpresional general. El valor esperado de ϕ es paralelo a la estructura transpresional. Para movimiento transcurrente se espera el mismo resultado (ϕ paralelo a estructuras transcurrentes). En el caso de extensión, ϕ es paralelo a la dirección de extensión [Silver, 1996].

Para un material isótropo, el tensor C_{ijkl} puede escribirse en términos de dos constantes elásticas independientes.

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (2)$$

En su forma matricial es

$$\begin{matrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{matrix} \quad (3)$$

Sin embargo, la estructura cristalina de muchos materiales de la Tierra requiere de coeficientes elásticos independientes adicionales. Una de las formas más importantes de anisotropía, conocida como *isotropía transversal* (también conocida como anisotropía

1.2 ISOTROPÍA TRANSVERSAL Y ANISOTROPÍA ACIMUTAL.

radial, axisimetría, simetría cilíndrica o hexagonal) tiene cinco constantes elásticas independientes, se produce por un apilamiento de materiales estratificados. Cada estrato es isótropo en sus propiedades, pero estas propiedades difieren entre estratos. Así las propiedades elásticas, y por lo tanto las velocidades sísmicas de los apilados como un todo, son independientes de la cantidad de rotación alrededor del eje de simetría, que es perpendicular a los estratos. Enseguida se muestra la matriz correspondiente a una simetría hexagonal.

$$\begin{array}{cccccc}
 A & A - 2N & F & 0 & 0 & 0 \\
 A - 2N & A & F & 0 & 0 & 0 \\
 F & F & C & 0 & 0 & 0 \\
 0 & 0 & 0 & L & 0 & 0 \\
 0 & 0 & 0 & 0 & L & 0 \\
 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & N
 \end{array} \quad (4)$$

Esta matriz da las velocidades de la propagación de ondas en diferentes direcciones. Primero consideramos la propagación de ondas en la dirección x_1 (ver la figura 4³). En analogía al caso isótropo, “A” corresponde a $\lambda + 2\mu$ para la dirección x_1 , “N” corresponde a μ para la dirección x_2 y “L” corresponde a μ para la dirección x_3 . Así la velocidad de la onda P y las velocidades de las dos ondas ortogonales las cuales son:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad y \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (5)$$

Se pueden escribir como:

$$V_{P1} = (A/\rho)^{1/2}, \quad V_{S1} = (N/\rho)^{1/2}, \quad V_{S2} = (L/\rho)^{1/2} \quad (6)$$

Aquí la velocidad de las ondas de corte que viajan en esta dirección depende de las direcciones de sus movimientos de partículas. Para la parte inferior de la figura 4 vemos que la velocidad de P refleja el hecho de que C corresponde a $\lambda + 2\mu$ para la dirección x_3 , entonces:

$$V_{P2} = (C/\rho)^{1/2} \quad (7)$$

³ Figura 4 tomada del libro de *Stein y Wysession* [2003].

1.3 ANISOTROPÍA DE MINERALES Y ROCAS.

Para materiales estratificados, típicamente $P_1 > P_2$, entonces las ondas P se propagan más rápido en la dirección x_1 que en la dirección x_3 . Esto es debido a que las ondas viajan preferencialmente en los estratos rápidos en la dirección x_1 , mientras que una P que viaja en la dirección x_3 también debe atravesar los estratos lentos.

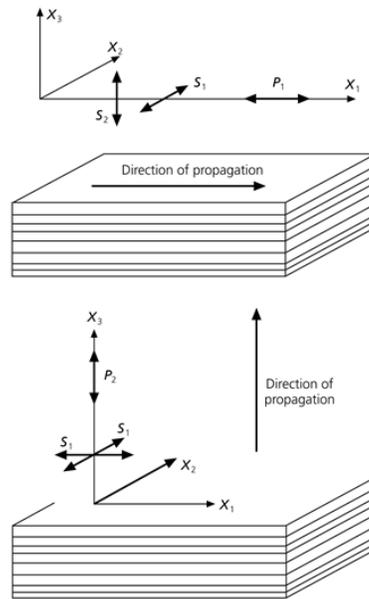


Figura 4. Muestra los efectos de isotropía transversal debido a los estratos. Arriba: Direcciones de oscilación para la propagación de ondas P y S en la dirección x_1 , en el plano de estratificación. La onda de corte oscila en el plano de los estratos con velocidad V_{S1} , que es generalmente más rápida que la onda de corte que oscila a través de los estratos, V_{S2} . Abajo: direcciones de oscilación para las ondas P y S que se propagan en la dirección x_3 , perpendicular a los estratos. La velocidad de la onda compresional P_2 , es generalmente menor que la velocidad de la onda P_1 . Ambas ondas de corte tienen la misma velocidad, V_{S1} .

Para el olivino, que tiene una simetría ortorrómbica, se tienen tres ejes de simetría perpendiculares y nueve constantes elásticas independientes.

Un segundo tipo de anisotropía es la *anisotropía acimutal*, que es una estructura anisótropa con variaciones de velocidad acimutal en un plano horizontal, aquí la alineación horizontal causa deformación horizontal dando lugar a este tipo de anisotropía. Una forma de obtener esto es tener isotropía transversal con el eje x_3 convertido a horizontal, que es análogo a tener un apilado de estratos en forma vertical.

La partición de fase $SK(K)S$ casi siempre son interpretadas como debidas a anisotropía acimutal en el manto superior debajo de una estación sísmica [Long, 2009].

1.3 ANISOTROPÍA DE MINERALES Y ROCAS.

Una importante fuente de anisotropía sísmica son los minerales que son anisótropos debido a su estructura cristalina. A nivel microscópico la anisotropía puede ser enorme, con velocidades a lo largo de diferentes ejes mineralógicos variando en más de un 100%. Generalmente, sin embargo, los granos de mineral anisótropo están orientados al azar,

1.3 ANISOTROPÍA DE MINERALES Y ROCAS.

entonces las ondas sísmicas que tienen longitudes de onda largas lo suficiente como para promediar los efectos anisótropos, dejan sólo anisotropía débil. Sin embargo, en algunos casos los granos de minerales son alineados, causando anisotropía significativa [Stein y Wysession, 2003].

Estudios de laboratorio del módulo elástico de los minerales dan una idea de anisotropía LPO [Stein y Wysession, 2003]. Los métodos experimentales para medir los parámetros elásticos de minerales y rocas son o estáticos o dinámicos. Los métodos estáticos son desarrollados bajo condiciones isotérmicas y son basados en observaciones de deformaciones estáticas (flexión, torsión, compresión) de cristales orientados en su mayoría, que tienen forma de una barra o una placa. El número de mediciones necesarias para determinar las constantes elásticas depende de la simetría del cristal. El método dinámico hace uso de las propiedades vibracionales de los cristales. Los principales modos de vibración son: extensional, flexión y torsión. Ellos constituyen la fuente principal de información para interpretaciones sismológicas. Técnicas sofisticadas pueden ser aplicadas para determinar las propiedades elásticas de especímenes tan pequeños como 1 mm [Goto et al., 1976; Babuska y Cara, 1991].

Uno de los minerales anisótropos más importantes es el olivino, con una densidad de 3.311 g/cm^3 , el cual se muestra en la figura 5 y cuyo tensor de cuarto C_{ijkl} orden se muestra a continuación, comprende gran parte del manto superior. Para ondas que se propagan en la dirección más rápida, la velocidad de la onda P es 9.89 m/s y las velocidades de las ondas S son 4.89 m/s y 4.87 m/s .

$$\begin{array}{cccccc}
 323.7 & 66.4 & 71.6 & 0 & 0 & 0 \\
 66.4 & 197.6 & 75.6 & 0 & 0 & 0 \\
 71.6 & 75.6 & 235.1 & 0 & 0 & 0 \\
 \\
 0 & 0 & 0 & 64.6 & 0 & 0 \\
 0 & 0 & 0 & 0 & 78.7 & 0 \\
 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 79
 \end{array} \quad (8)$$

La magnitud de anisotropía elástica puede ser representada por el coeficiente de anisotropía k que es igual a

$$k = \left[\frac{V_{\text{máx}} - V_{\text{mín}}}{V_{\text{prom}}} \right] * 100\% \quad (9)$$

Para ondas P en el cristal de olivino, $\alpha_{\text{máx}} = 9.89 \frac{\text{km}}{\text{s}}$, $\alpha_{\text{mín}} = 7.72 \frac{\text{km}}{\text{s}}$ y $\alpha_{\text{prom}} = 8.81 \text{ km/s}$, entonces $k = 25\%$. Las velocidades máximas y mínimas de la onda S son 5.53 km/s y 4.42 km/s , entonces $k = 22\%$. Aunque la anisotropía para el olivino de las ondas P y S es similar, ésta puede ser muy diferente en otros minerales.

⁴ El tensor de cuarto orden fue tomado de Babuska y Cara [1991].

1.3 ANISOTROPÍA DE MINERALES Y ROCAS.

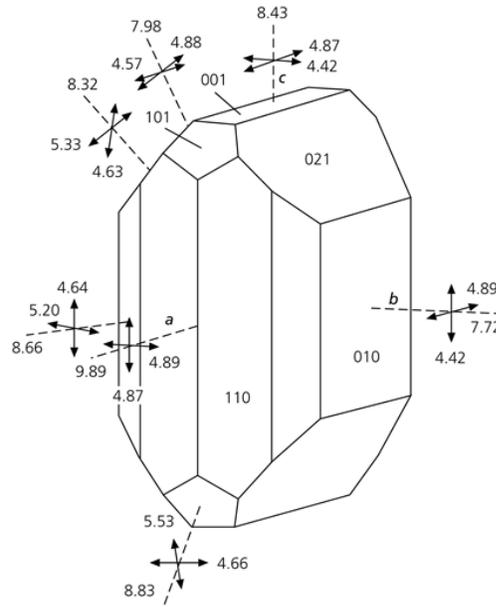


Figura 5. Velocidades de las ondas P y S (km/s) en diferentes direcciones relativa a la estructura cristalina del olivino. Las velocidades de P están en las direcciones de las líneas discontinuas, y las velocidades de S son mostradas por los pares adyacentes de las líneas perpendiculares. El eje a , corresponde a la cara del cristal $[100]$, es la dirección más rápida a través del cristal. También es la dirección de deslizamiento dominante.

La polarización y velocidad de las dos ondas casi S son determinadas tanto por las propiedades del medio como por la dirección de propagación a través del medio. Además de la separación entre la onda casi P y las ondas casi S , hay un tiempo de retardo (δt) entre la dos ondas casi S que dependen tanto de la longitud del camino en el material anisótropo como de la diferencia en velocidad entre las dos ondas casi S [Savage, 1999]. La diferencia entre V_{s1} y V_{s2} que son las velocidades de las dos ondas casi S , son a menudo reportadas como un porcentaje de anisotropía k_s , calculada como

$$k_s = 100[(V_{s1} - V_{s2})/(V_{s2} + V_{s1})/2] \quad (10)$$

Sin embargo, esta anisotropía puede ser distinguida de la anisotropía elástica, ya que en general la anisotropía elástica es mayor que k_s debido a que estos valores varían dependiendo de la dirección de propagación.

La partición de las ondas de corte es preservada si la onda de corte luego de pasar por un medio anisótropo y ser partida en dos ondas, atraviesa un estrato isótropo y la polarización de la primer onda de corte (ϕ) y (δt) pueden ser determinados [Savage, 1999].

1.4 ANISOTROPIA EN LA LITÓSFERA Y LA ASTENÓSFERA.

1.4 ANISOTROPIA EN LA LITÓSFERA Y LA ASTENÓSFERA.

La anisotropía genera varios efectos en la corteza oceánica. Estratos horizontales de sedimento pueden crear isotropía transversal de hasta un 15% con un eje de simetría vertical.

Debido a que la corteza continental es más complicada que la corteza oceánica, también lo es su anisotropía. Una fuente principal de anisotropía en la corteza superior es la presencia de grietas o microgrietas de 10-15 km por arriba de la corteza, con diferencias producidas en la velocidad de S de 1.5-4%. Este valor promedio contribuye de 0.04 a 0.2 s a la partición [Savage, 1999], para la parte de la corteza inferior se cree que la anisotropía es debida a la orientación preferente de los minerales que componen la corteza como son los filosilicatos [Obrebski, 2007].

La anisotropía dentro y debajo de la litósfera continental es a menudo estudiada con una técnica llamada *partición de ondas de corte*. Cuando las ondas SKS convertidas de ondas P en el núcleo externo a ondas S en el manto inferior, ellas son enteramente polarizadas en la dirección radial (SV), debido a que toda la energía inicial en la componente (SH) se refleja cuando la onda S iba camino hacia abajo encontrándose con el límite núcleo-manto. Las ondas de corte que viajan a través del manto y la corteza, al pasar por un medio anisótropo son partidas, asumiendo que hay isotropía transversal con el eje de simetría horizontal (anisotropía acimutal) las dos ondas polarizadas viajan a diferentes velocidades y llegan en tiempos diferentes. La polarización de una onda sísmica dada no sólo depende del tipo de onda y su dirección de propagación, sino que también depende las propiedades elásticas del material. Así, si la señal de la onda SKS sobre la componente radial en una Tierra isótropa es $\delta(t)$, su proyección en las polarizaciones rápida y lenta son, respectivamente

$$S_1(t) = s(t)\cos\varphi, \quad S_2(t) = s(t - \delta t)\sin\varphi \quad (11)$$

donde φ es el ángulo de polarización entre la dirección radial y el eje rápido, y δt es el tiempo de retardo entre las polarizaciones rápida y lenta, las cuales son obtenidas al rotar las componentes radial y transversal, que a su vez son obtenidas al rotar los sismogramas horizontales, siendo paralelos al back azimuth de terremoto-estación, para el caso de la componente radial, y la transversal es perpendicular a la radial.

El cambio en el δt es entonces aplicado, y las señales son rotadas otra vez para que toda la señal aparezca sobre la componente radial. Además de los sismogramas que grafican el movimiento de partículas en función del tiempo, los sismólogos pueden examinar diagramas de polarización, que grafican las componentes del movimiento uno contra el otro [Savage, 1999]. Para este caso tenemos que antes de la corrección el

1.4 ANISOTROPIA EN LA LITÓSFERA Y LA ASTENÓSFERA.

movimiento de partículas ocurre en ambas componentes, pero después de la corrección el movimiento está limitado a la componente radial. Valores típicos para la magnitud de partición de onda de corte, δt , están en el rango de 0-2 s.

La anisotropía sísmica dentro de los continentes se considera que refleja la alineación de los cristales creados en episodios tectónicos después congelados. Ya que la roca continental puede ser tan vieja como 4 Ga (la edad media es de aproximadamente 1.5 Ga), la anisotropía en la litósfera continental puede revelar información acerca de eventos tectónicos antiguos, tales como la formación de montañas.

Las observaciones de ondas superficiales indican que la anisotropía se extiende a una profundidad de alrededor de 300 km debajo de los océanos [Stein y Wysession, 2003] (discrepancia Love/Rayleigh). Las ondas superficiales sísmicas han demostrado ser una herramienta muy poderosa para investigar las propiedades anisótropas a gran escala del manto superior de la Tierra. En una estructura homogénea lateralmente isótropa hay dos tipos de ondas de superficie: las *ondas Love* y las *ondas Rayleigh*. Las *ondas Love* tienen movimiento de partícula rectilíneo, se encuentran en el plano horizontal y son perpendiculares a la dirección de propagación, se componen de ondas *SH*. Las *ondas Rayleigh* se componen de interferir las ondas *P* y *SV*, su movimiento de partícula es elíptico, se encuentran en el plano vertical que contiene la dirección de propagación de las ondas [Babuska y Cara, 1991].

Hay dos modelos principales de la composición del manto superior. El modelo pyrolite por Ringwood [1975] con 59% de olivino, 17% de ortopiroxeno y 12% de granate. Un modelo alternativo fue propuesto por Bass y Anderson [1984], llamado el modelo “piclogita”, con 18% de olivino, 6% ortopiroxeno, 37% clinopiroxeno y 39% granate. Montagner y Anderson concluyeron tras varias pruebas que el modelo pyrolite es claramente favorable en la parte superior del manto, arriba de los 220 km de profundidad, mientras que con los datos sísmológicos disponibles es imposible descartar alguno de los dos modelos en un rango de profundidades de 220-400 km [Babuska y Cara, 1991]. Debido a que no se tienen suficientes evidencias para inclinarse más hacia alguno de los dos modelos la mayoría de los autores trabajan sobre el supuesto de que el manto superior está compuesto por un 50-70% de olivino y el resto de ortopiroxeno que es menos anisótropo que el olivino, como es el caso de Silver y Chan [1991].

Como mencionamos anteriormente la anisotropía en el manto superior es debida a la orientación preferente de los minerales del manto, que en este caso es el olivino, dicha orientación puede ser inducida por flujo a gran escala en la astenósfera [Savage, 1991], ya que el LPO puede ser causado, por ejemplo, si hay flujo en un medio viscoso [Van Benthem, 2005]. Se asume que para el flujo astenosférico el plano de foliación y la dirección de lineación son ambos horizontales y que la dirección de lineación sigue las líneas de flujo que a su vez son paralelas a la dirección de movimiento absoluto de la placa [Silver, 1996].

2 Y 3. OBJETIVOS Y MÉTODO DE SILVER Y CHAN.

2. OBJETIVOS.

- Determinar la anisotropía del manto superior para un arreglo de estaciones por encima de la placa subducida de Cocos entre los Estados de Guerrero y Veracruz, para lograrlo se utilizará el método de *Silver y Chan* [1991] y se aplicara a los registros del arreglo temporal MASE.
- Establecer el efecto de la placa subducida de Cocos sobre la anisotropía y usar las mediciones para inferir el flujo del manto por debajo de la corteza continental.

3. MÉTODO DE SILVER Y CHAN.

Suponemos que el medio por el que viaja la onda *SKS* (*SKKS*, *PKS*) se compone de una sola capa anisótropa. El efecto de las demás capas internas de la Tierra serán despreciadas ya que, como mencionamos anteriormente, el δt en la corteza tiene un valor promedio de 0.2 s y la contribución del δt en el manto inferior (y la zona de transición) es menor a 0.2 s [Silver, 1996]. Por lo tanto el tiempo de retardo de las ondas *SKS* surge principalmente de la anisotropía en el manto superior entre el Moho y la base de un estrato anisótropo, en algún lugar por encima de la discontinuidad de los 400 km como se ve en la figura 6⁵.

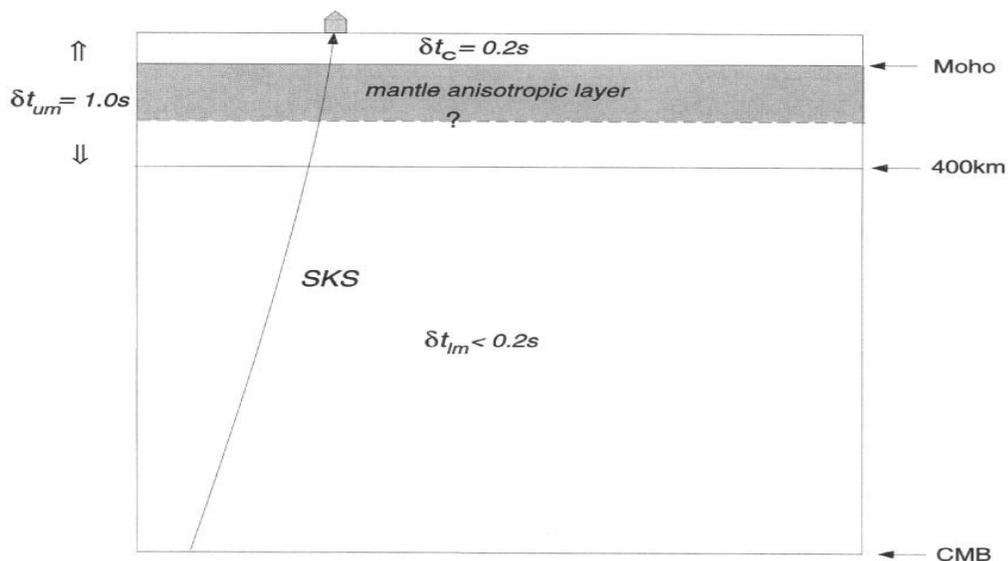


Figura 6. Contribución de varios estratos de la Tierra para tiempos de retraso en la partición de *SKS*. El recorrido de *SKS* va desde el CMB hasta la superficie, y la anisotropía puede estar en principio en cualquier lugar a lo largo de esta trayectoria [Silver, 1996].

⁵Figura 6 tomada de Silver [1996].

3 MÉTODO DE SILVER Y CHAN.

Para este estudio se utilizó el método de covarianza desarrollado por *Silver y Chan* [1991], el principio de este método es encontrar los valores de ϕ , el acimut de la polarización de la primera llegada de la onda y el retraso δt entre las dos ondas en las que se descompone la fase *SKS*, éstas son las componentes rápida y lenta, las cuales son ortogonales entre sí, esto con la finalidad de poder invertir el efecto de la anisotropía, como un ejemplo ver la figura 7.

Empezaremos con el caso general. En un medio anisótropo y homogéneo hay dos tipos de ondas de cuerpo, una onda *P* y una onda *S*; en un medio débilmente anisótropo (como la corteza de la Tierra y el manto superior) hay tres, una onda casi *P* y dos ondas casi *S* [*Silver*, 1996]. Para un medio homogéneo, las velocidades y direcciones de desplazamiento de estas tres ondas están dadas por los vectores y valores propios de la matriz de polarización **V** [*Backus*, 1965]:

$$\rho V_{il} \equiv C_{ijkl} \hat{p}_j \hat{p}_k \quad (12)$$

donde C_{ijkl} es el tensor de elasticidad que describe las propiedades del medio, \hat{p} es un vector unitario que define la dirección de propagación, y ρ es la densidad.

Los eigenvalores β_2^2 y β_1^2 corresponden a las dos velocidades de corte al cuadrado (onda rápida y onda lenta). Para anisotropía pequeña, δt puede ser convenientemente expresado en términos de una perturbación relativa en la velocidad de corte $\delta \hat{\beta} = \beta_0^{-1}(\delta \beta_1 - \delta \beta_2)$ como:

$$\delta t = \beta_0^{-1} L \delta \hat{\beta} \quad (13)$$

donde β_0 es la velocidad promedio de corte isótropa, L es la longitud del camino de las ondas y $\delta \hat{\beta}$ es la anisotropía intrínseca adimensional [*Silver y Chan*, 1991; *Silver*, 1996].

Para encontrar el mejor ajuste de los parámetros de partición, hay que encontrar el operador inverso Γ^{-1} , (para un mayor desarrollo sobre este operador ver el apéndice A1), que linealice el movimiento de partículas de la onda *S* cuando el efecto de anisotropía es eliminado, se hace una búsqueda con el fin de encontrar los mejores parámetros de partición. El operador de división inverso puede encontrarse al calcular la matriz de covarianza en el dominio del tiempo para el movimiento horizontal de la partícula [*Vidale*, 1986]. Si las componentes horizontales (ortogonales) hacen ángulos de ϕ y $\phi + \frac{\pi}{2}$ con el vector en la dirección de propagación \hat{p} y tenemos el retraso en el tiempo δt , la covarianza c_{ij} entre las componentes horizontales u está dada por:

$$c_{ij}(\phi, \delta t) = \int_{-} u_i(t) u_j(t - \delta t) dt \quad i, j = 1, 2 \quad (14)$$

3 MÉTODO DE SILVER Y CHAN.

En ausencia de anisotropía \mathbf{c} tendrá un eigenvalor distinto de cero, es decir $\lambda_1 = E_u = \int_{-} w(t)^2 dt$ y su correspondiente eigenvector \hat{p} . En presencia de anisotropía \mathbf{c} tendrá dos eigenvalores distintos de cero, λ_1 y λ_2 a menos que $\phi = n/2$ ($n=0, 1, 2, \dots$) o δt sea cero [Silver y Chan, 1991].

Para cualquier par de valores $(\phi, \delta t)$, la matriz de covarianza $\tilde{\mathbf{c}}(\phi, \delta t)$ para los sismogramas rotados y desplazados puede ser expresada en términos de la covarianza $\mathbf{c}(\delta t)$ de un sistema coordinado de referencia (norte-sur, este-oeste) y tendremos las componentes.

$$\begin{aligned}\tilde{c}_{11}(\phi, \delta t) &= \int_{-} \tilde{u}_1^2\left(t + \frac{\delta t}{2}\right) dt = \tilde{c}_{11}(\phi, 0) \\ &= R_{1i}(\phi)c_{ij}(0)R_{1j}(\phi)\end{aligned}\quad (15)$$

$$\begin{aligned}\tilde{c}_{22}(\phi, \delta t) &= \int_{-} \tilde{u}_2^2\left(t - \frac{\delta t}{2}\right) dt = \tilde{c}_{22}(\phi, 0) \\ &= R_{2i}(\phi)c_{ij}(0)R_{2j}(\phi)\end{aligned}\quad (16)$$

$$\begin{aligned}\tilde{c}_{12}(\phi, \delta t) &= \int_{-} u_1\left(t + \frac{\delta t}{2}\right)u_2\left(t - \frac{\delta t}{2}\right) dt \\ &= R_{1i}(\phi)c_{ij}(\delta t)R_{2j}(\phi)\end{aligned}\quad (17)$$

$$\tilde{c}_{21}(\phi, \delta t) = \tilde{c}_{12}(\phi, \delta t)\quad (18)$$

donde el tensor de rotación \mathbf{R} define el cambio de sistema coordinado del marco de referencia hacia uno que está definido por los ejes rápido y lento. En presencia de ruido (t) , \mathbf{c} no será singular y en su lugar buscaremos la matriz que sea más cercana a singular. El método de Silver y Chan encuentra el mínimo de λ_2 , λ_2^{min} . La importancia de λ_2^{min} es que constituye una medición de la varianza del proceso de ruido. Como tal, esto puede proporcionar las bases para calcular una región de confianza para los dos parámetros de partición.

3.1 ESTIMACIÓN DEL ERROR EN LOS PARÁMETROS DE ANISOTROPÍA

Un caso especial en la medición de la partición es cuando el vector de polarización isótropo p es conocido, como con las fases SKS y $SKKS$. En este caso se puede minimizar la energía $E_t = \int_0^T \tilde{u}_t^2(t) dt$ en la componente transversal corregida en vez de λ_2 .

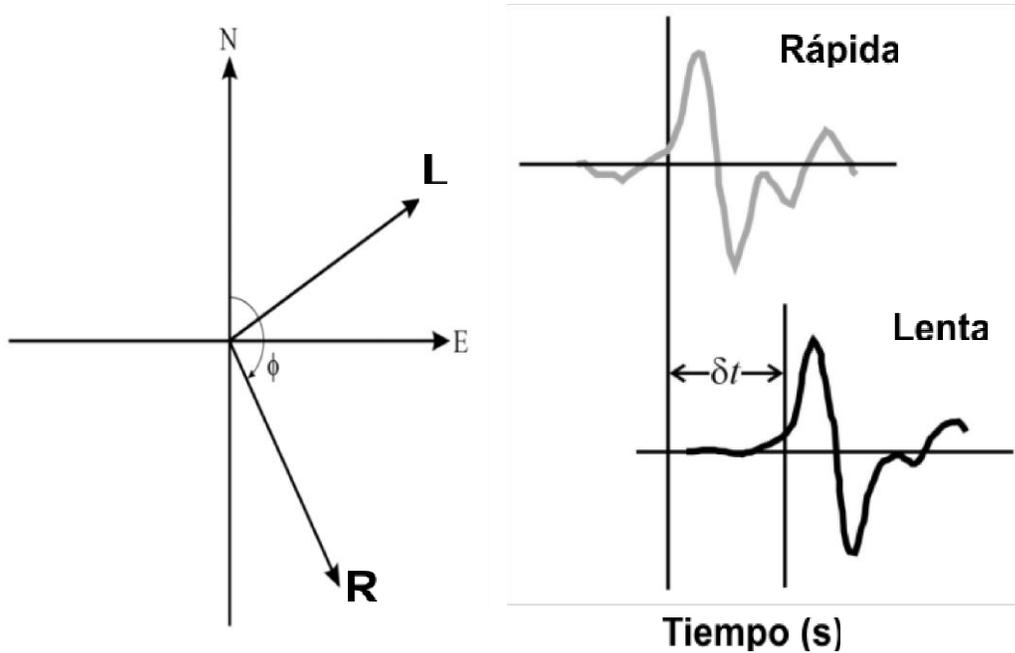


Figura 7. (Izquierda) eje coordenado mostrando las componentes N-S, E-O y rápida – lenta, siendo ϕ el ángulo formado entre la componente norte y la componente rápida. (Derecha) tiempo de retardo entre las componentes rápida (gris) – lenta (negro).

3.1 ESTIMACION DEL ERROR EN LOS PARÁMETROS DE ANISOTROPÍA.

El método de *Silver y Chan* [1991] proporciona una manera de estimar el error en las mediciones de partición tomando a λ_2^{min} como la suma de cuadrados en un proceso de ruido, el cual se supone que tiene aproximadamente la distribución χ^2 . Para v grados de libertad y k parámetros, se escoge la región de confianza en el nivel de confianza α que se define por los valores de λ_2 que satisface

$$\frac{\lambda_2}{\lambda_2^{min}} \leq 1 + \frac{k}{v-k} f_{k,v-k}(1 - \alpha) \quad (19)$$

3.1 ESTIMACIÓN DEL ERROR EN LOS PARÁMETROS DE ANISOTROPÍA

[*Jenkins y Watts, 1968; Bates y Watts, 1988*] donde f es el inverso de la distribución F . En nuestro caso $k = 2$, $\alpha = 0.05$, y v , una cantidad que depende tanto de la respuesta del instrumento como del espectro del ruido.

Entonces el valor de $(\phi, \delta t)$ asociado a λ_2^{min} caracteriza la anisotropía debido a la alta correlación cruzada dentro del espacio dado por las formas de onda rápida y lenta. Dicho de otra forma, la combinación $(\phi, \delta t)$ con la máxima correlación cruzada corresponde al mayor parecido de la onda rápida y la onda lenta. En estos casos decimos que hay anisotropía debajo de la estación.

En algunas ocasiones no se producirá partición (la curva de confianza al 95% no cierra). Hay tres casos en los cuales se obtiene una medición nula y la separación de las ondas cortantes no puede ser detectada. Para interpretar estos resultados consideramos los siguientes casos: 1) $\delta t = 0$ s indica ausencia de anisotropía. 2) $\phi = \phi_b$ significa que el eje rápido, ϕ , está orientado con el back azimuth. 3) $\phi = \phi_b + 90$ significa que el eje rápido es perpendicular al back azimuth.

Para poder producir las gráficas es necesario saber el número de grados de libertad para cada sismograma. Estimamos que los registros tienen un grado de libertad por segundo [*Silver y Chan, 1991; Van Benthem et al., 2008; R. Valenzuela, Universidad Nacional Autónoma de México, comunicación personal; 2011*]. Por lo tanto el número de grados de libertad es igual a la longitud en segundos de la ventana recortada que contiene la fase seleccionada, esta es una suposición válida ya que en general el número de grados de libertad es mayor a uno por segundo [*Van Benthem, 2005; Yang et al, 1995*].

La región del 95% de confianza fue calculada con ayuda de la Ecuación (19). Las incertidumbres fueron leídas y estimadas directamente de las gráficas. Para el caso en que las regiones del 95% de confianza que cubrían los parámetros de partición (punto negro) eran simétricas con respecto a estos, las incertidumbres tanto en el ϕ como en el δt fueron medidas desde el lugar en que se encontraba el punto hasta uno de los límites de la curva, para el caso de ϕ fue de manera horizontal, ya que el eje horizontal nos daba la variación en el espacio, y para el caso de δt se hizo de manera vertical, teniendo en el eje vertical la variación en el tiempo. En el evento en donde la región al 95% de confianza no fue simétrica se tomo el mayor de los dos 1σ valores posibles (estadísticamente, para regiones con el 95% de confianza se utiliza 1σ cuando se habla de incertidumbres, a diferencia de regiones con el 99% de confianza en donde utilizan 2σ), ver la figura 8. Las gráficas fueron usadas para conocer la calidad de los valores medidos. De esta manera si la curva al 95% de confianza tenía un área grande, entonces los parámetros estaban pobremente constreñidos. Otra posibilidad era que la curva al 95% no cerrara en cuyo caso la medición era un nulo.

Las distintas mediciones individuales (distintos sismos) registradas en cada estación son promediadas de acuerdo al método de apilamiento de *Wolfe y Silver [1998]*⁶. Este método suma los valores de las curvas de nivel a partir de la suma de los grados de libertad

⁶ Desarrollado para encontrar anisotropía en el manto superior oceánico.

4. DATOS Y PROCEDIMIENTO.

para cada sismo, es decir se traslapan las curvas del 95% de confianza de cada sismo a manera de que encierren un área que tengan en común, obteniendo un nuevo número de grados de libertad basándose en la longitud de cada ventana cortada para cada sismo, con esto se calcula una nueva curva con un intervalo de confianza al 95%, que en general es más pequeña que la obtenida en mediciones individuales.

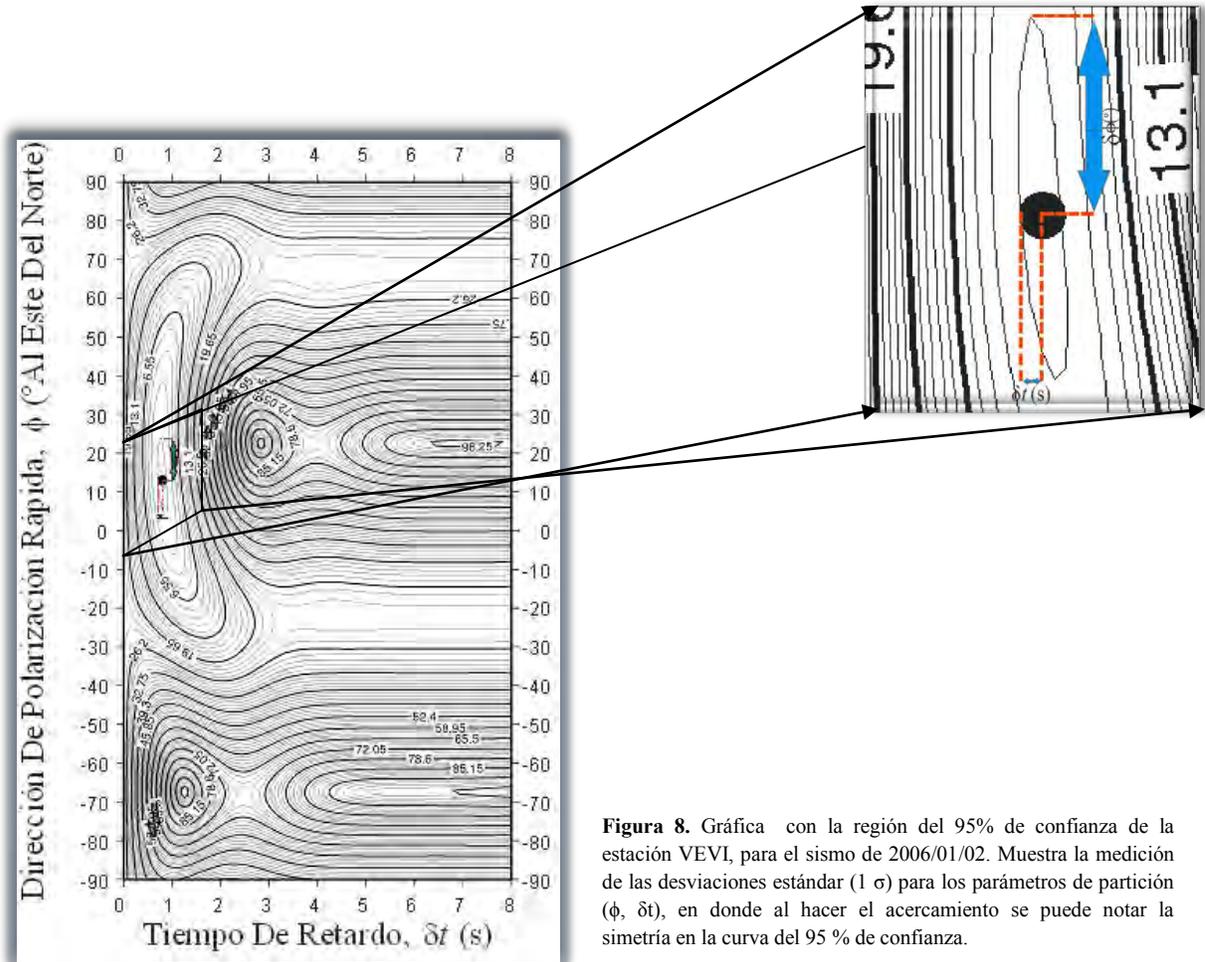


Figura 8. Gráfica con la región del 95% de confianza de la estación VEVI, para el sismo de 2006/01/02. Muestra la medición de las desviaciones estándar (1σ) para los parámetros de partición (ϕ , δt), en donde al hacer el acercamiento se puede notar la simetría en la curva del 95 % de confianza.

4. DATOS Y PROCEDIMIENTO.

Para este estudio se usaron sismos con magnitudes mayores a 6.0 y una profundidad mayor a 100 km, así mismo fueron utilizadas ondas de corte de tipo *SKS*, *SKKS* y *PKS* a distancias epicentrales desde 84.6° hasta 132° para cuantificar la anisotropía por debajo de estaciones del Experimento MesoAmericano de Subducción (MASE), las cuales se encuentran localizadas por encima de la placa subducida de Cocos. Este arreglo de banda ancha constó de 100 estaciones espaciadas aproximadamente cada 5 km ubicadas entre los estados de Guerrero y Veracruz, se extendió desde Acapulco en la costa del Pacífico a Tempoal, cerca del Golfo de México en el norte, pasando por la Ciudad de México [Pérez-Campos et al., 2008]. El experimento fue realizado conjuntamente por El instituto de

4. DATOS Y PROCEDIMIENTO.

Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, el Seismological Laboratory del California Institute of Technology y el Center for Embedded Network Sensing de la Universidad de California. Los datos fueron analizados para un periodo comprendido entre 2004 y 2007.

Utilizamos los sismos con las fechas: 2002/09/08, 2006/01/27 y 2010/02/18 (año/mes/día), de la base de datos del Servicio Sismológico Nacional (SSN), con la finalidad de ver si nuestras mediciones de parámetros de partición en el arreglo temporal coincidían con los parámetros de partición medidos en las estaciones permanentes.

Fueron estudiados un total de 63 eventos, de los cuales 3 corresponden al SSN. Después de revisar los sismogramas de los 61 eventos correspondientes a MASE, sólo 9 sismos nos resultaron útiles, debido a que los 52 restantes tuvieron un coeficiente de señal a ruido muy pobre. En la tabla 1 se muestran los datos de los sismos que se utilizaron y en la figura 9 se agrega el trayecto de las fases desde los distintos epicentros hasta el perfil MASE, tomando como referencia la estación que se encuentra más al sur (ACAP) y la que se encuentra más al norte (TEMP).

Se usaron sensores de velocidad Güralp CMG-3T de banda ancha y tres componentes. El ancho de banda de estos instrumentos va desde 120 s a 50 Hz. En todos los casos los datos fueron registrados a 20 muestras por segundo. Por la frecuencia Nyquist, esto implica que sólo se pueden resolver señales de hasta 10 Hz. En la mayoría de los casos estas ondas fueron filtradas con una esquina pasa bajas en 1 Hz debido a que las ondas *SKS* concentran la mayor parte de su energía en periodos de 5 s a 15 s (0.06 Hz a 0.2 Hz).

Tabla 1. Parámetros de fuente de los sismos usados para medir la anisotropía del manto superior con datos del arreglo MASE.

FECHA	TIEMPO DE ORIGEN	LAT.	LONG.	PROFUNDIDAD	MAG.	UBICACION
A/M/D	H:M:S	(°N)	(°E)	(km)		
2005/02/05	12:23:16	5.35	123.20	501	7.1	Mar de Celebes
2005/02/08	14:48:21	-14.24	167.27	206	6.8	Vanuatu
2005/03/02	10:42:10	-6.55	129.88	191	7.1	Mar de Banda
2005/03/19	17:34:46	-21.89	-179.54	599	6.3	Región de Fiji
2005/03/30	17:41:57	-22.35	-179.76	589	6.2	Islas del sur de Fiji
2006/01/02	22:13:40	-19.88	-178.23	579	7.1	Región de Fiji
2006/01/27	16:58:49	-5.44	128.10	341	7.7	Mar de Banda
2006/02/02	12:48:44	-17.67	-178.37	596	6.6	Región de Fiji
2006/08/07	22:18:55	-15.87	167.76	150	6.7	Vanuatu

4. DATOS Y PROCEDIMIENTO.

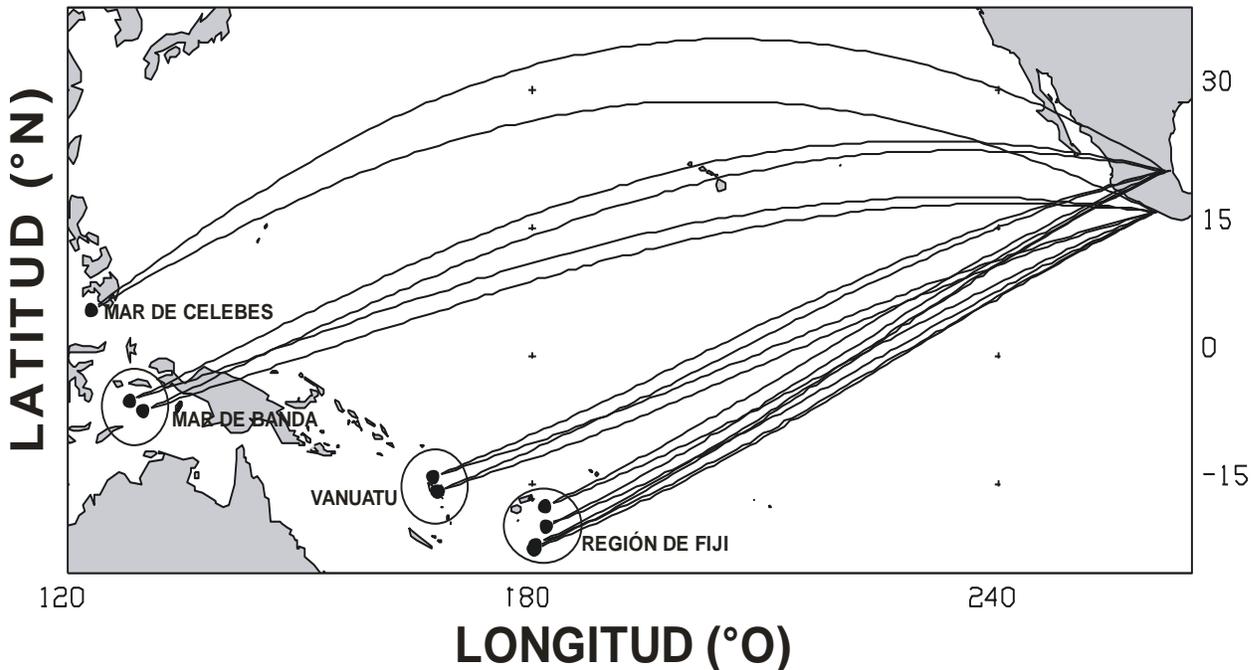


Figura 9. Mapa donde se muestran las trayectorias seguidas por las fases desde los epicentros hasta las estaciones ACAP y TEMP, las cuales forman parte del perfil MASE. Los tres círculos muestran los sismos ocurridos en lugares muy cercanos.

Para los eventos del Servicio Sismológico Nacional agregamos una lista aparte que se encuentra en la tabla 2.

Tabla 2. Parámetros de fuente de los sismos usados para medir la anisotropía del manto superior con datos del SSN.

FECHA	TIEMPO DE ORIGEN	LAT.	LONG.	PROFUNDIDAD	MAG.	UBICACION
A/M/D	H:M:S	(°N)	(°E)	(km)		
2002/09/08	12:23:16	-3.24	142.89	33	7.6	Cerca de la Costa Norte de Nueva Guinea, PNG
2006/01/27	16:58:49	-5.44	128.10	341	7.7	Mar de Banda
2010/02/18	10:42:10	42.58	130.54	574	6.9	Región fronteriza entre China-Rusia-Corea del Norte

Para el sismo de 2002/09/08 se ocuparon las fases *SKS* y *SKKS* con la finalidad de comprobar con los datos de Long [2009].

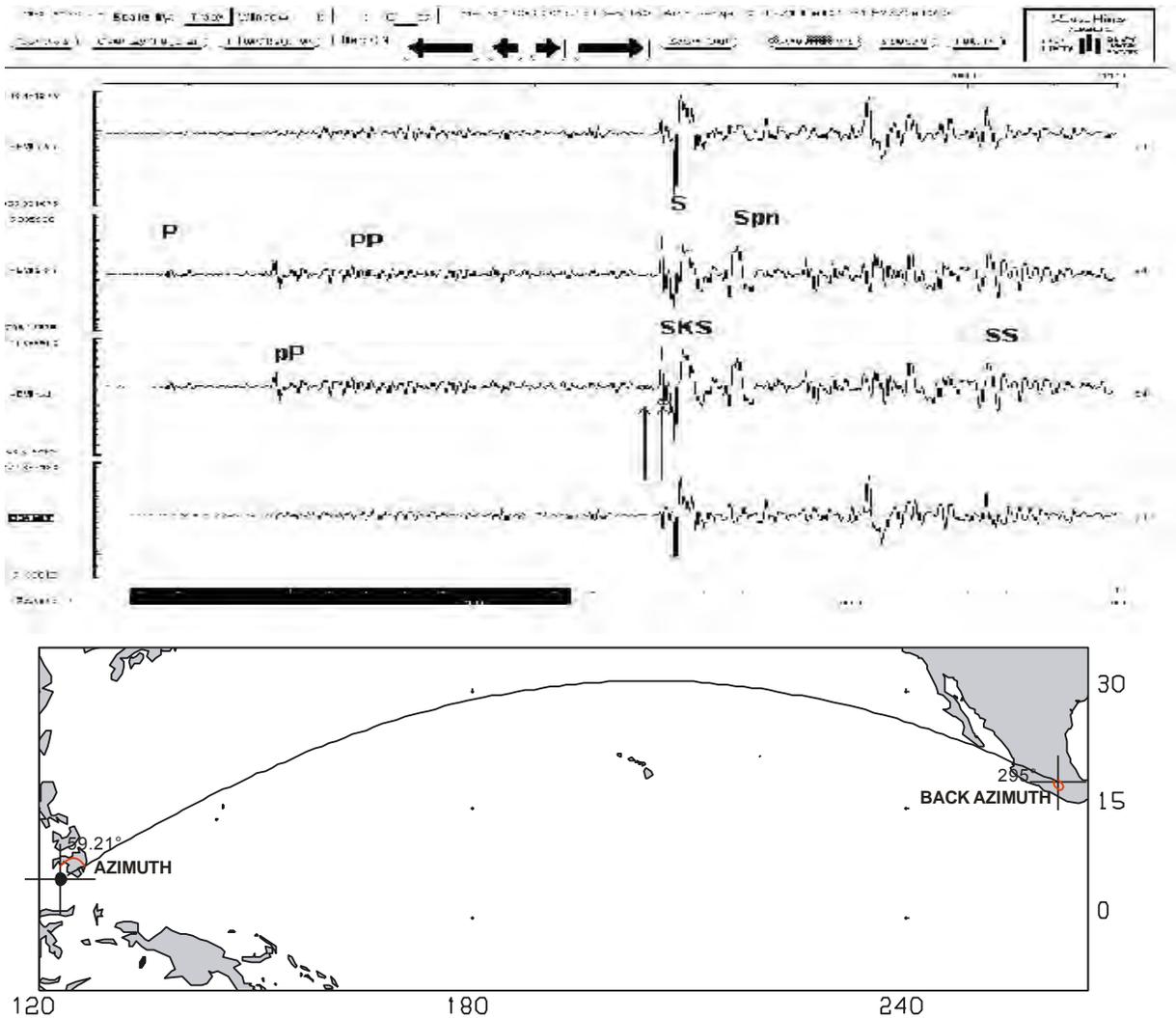
En seguida se muestran los pasos realizados para la obtención de resultados:

1. Se trabajó con las fases *SK(K)S* y *PKS* en las componentes Norte- Sur y Este-Oeste.
2. Se cortaron ventanas con duración variable entre los 10 y los 42 s. El tamaño (o duración) de la ventana se determinó con base en el periodo de la fase observada y también en el periodo del ruido microsísmico (~7 s). También se aplicaron filtros Butterworth pasa altas con frecuencias de esquina entre 0.01 y 0.02 Hz y pasa bajas con frecuencias de esquina de 1, 0.5, 0.1 y 0.02 Hz, tratando de

4. DATOS Y PROCEDIMIENTO.

escoger el pasa banda más ancho posible. Las frecuencias de esquina usadas en cada caso dependieron del nivel de calidad, señal y ruido de los registros, (ver la figura 10).

- a) Sismograma de las componentes horizontales del sismo de 2006/01/02 para la estación VEVI.



- b) Mapa correspondiente al azimuth y al back azimuth del sismo de 2005/02/05 para la estación PUIX.

Figura 10. a) Se muestran las componentes horizontales (norte y este), las cuales son rotadas utilizando el back azimuth ϕ_b con el fin de obtener las componentes radial y transversal. Aunque este procedimiento no es utilizado en el método de *Silver y Chan* [1991], estas componentes sólo fueron usadas para comprobar si la onda de corte se encontraba en la componente transversal. En este ejemplo se observa la onda *SKS* en ésta componente, lo cual puede indicar que existe anisotropía por debajo de la estación. Los círculos en la componente radial indican la ventana que se cortó. Se usó un filtro pasa bajas de 1 Hz. **b)** Mapa que muestra el azimuth (izquierda), el cual se obtiene poniendo un sistema coordenado en el lado de la fuente y midiendo el ángulo que se forma entre la componente norte y la inclinación con la que sale la onda, de igual manera se muestra el back azimuth (derecha) en la estación PUIX, que se encuentra a una distancia epicentral de 131.763° . El back azimuth se encuentra poniendo el sistema coordenado del lado del receptor, formando un ángulo desde la componente Norte hasta la llegada del sismo.

4. DATOS Y PROCEDIMIENTO.

3. Para obtener las componentes rápida y lenta fue necesario rotar las componentes horizontales Norte-Sur y Este-Oeste, para esto se hizo una búsqueda en el espacio de posibles soluciones variando ϕ entre -90° y 90° , rotando los ejes coordenados en incrementos de 1° . De igual manera, los sismogramas fueron desplazados en el tiempo, es decir, también se exploró el espacio de tiempos para valores entre 0 y 8 s con incrementos de 0.05 s. Se calcularon los valores característicos para todas las posibles combinaciones de ϕ y δt . En presencia de ruido se busca la matriz que sea más cercana a ser singular, para ello se busca el eigenvalor mínimo, λ_2^{min} , de todas las combinaciones de $(\phi, \delta t)$ dentro del espacio de posibles soluciones. De esta manera vemos, que el valor de los parámetros de partición asociados a λ_2^{min} caracteriza la anisotropía debido a la alta correlación cruzada dentro del espacio dado por las formas de onda rápida y lenta [Van Benthem et al., 2008]. En este paso se obtuvieron las gráficas con las curvas de nivel y la región con el 95 % de confianza. Se hizo un chequeo rápido para corroborar que la curva del 95 % cerrara y que al cerrar no callera en los valles (para un ejemplo sobre las gráficas con la región del 95 % de confianza ver la figura 11).

4. DATOS Y PROCEDIMIENTO.

- Una vez que se obtuvieron las componentes rápida y lenta, con ayuda del ángulo ϕ que se obtuvo en el paso anterior se comprobó si los valores obtenidos de los parámetros de anisotropía eran confiables, para esto se verificó que las componentes rápida y lenta tuvieran aproximadamente la misma forma y que la onda rápida llegara antes que la lenta (para un ejemplo ver la figura 12). Por inspección visual se confirmó que el δt proporcionado por el programa correspondiera con el δt medido al momento de comparar la llegada de las dos ondas.

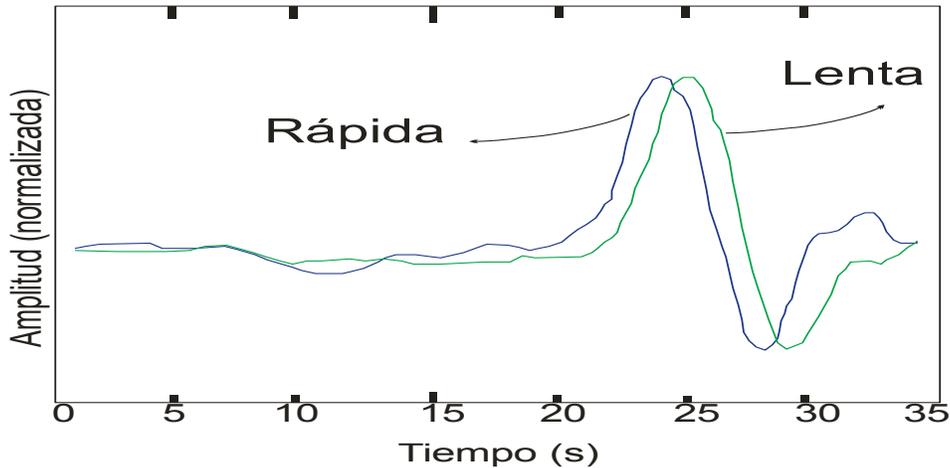


Figura 12. Muestra de las ondas rápida y lenta para la estación VEVI del sismo de 2006/01/02 obtenidas al aplicar los valores de los parámetros de partición. Podemos ver que la onda rápida llega primero que la onda lenta y que ambas tienen la misma forma.

- De igual manera se volvieron a rotar las componentes horizontales con el mismo ángulo ϕ , pero esta vez también fueron desplazadas un cierto δt , esto con la finalidad de obtener las componentes radial y transversal corregidas. Se verificó que al aplicar a los registros originales los valores obtenidos de los parámetros de anisotropía, la onda *SKS* desapareciera de la componente transversal o al menos disminuyera su amplitud, lo mismo se hizo para la componente radial observando un aumento en la amplitud, esto se hizo comparando las componentes transversal y transversal corregida, para el primer caso, y las componentes radial y radial corregida, para el segundo caso (ver la figura 13).

4. DATOS Y PROCEDIMIENTO.

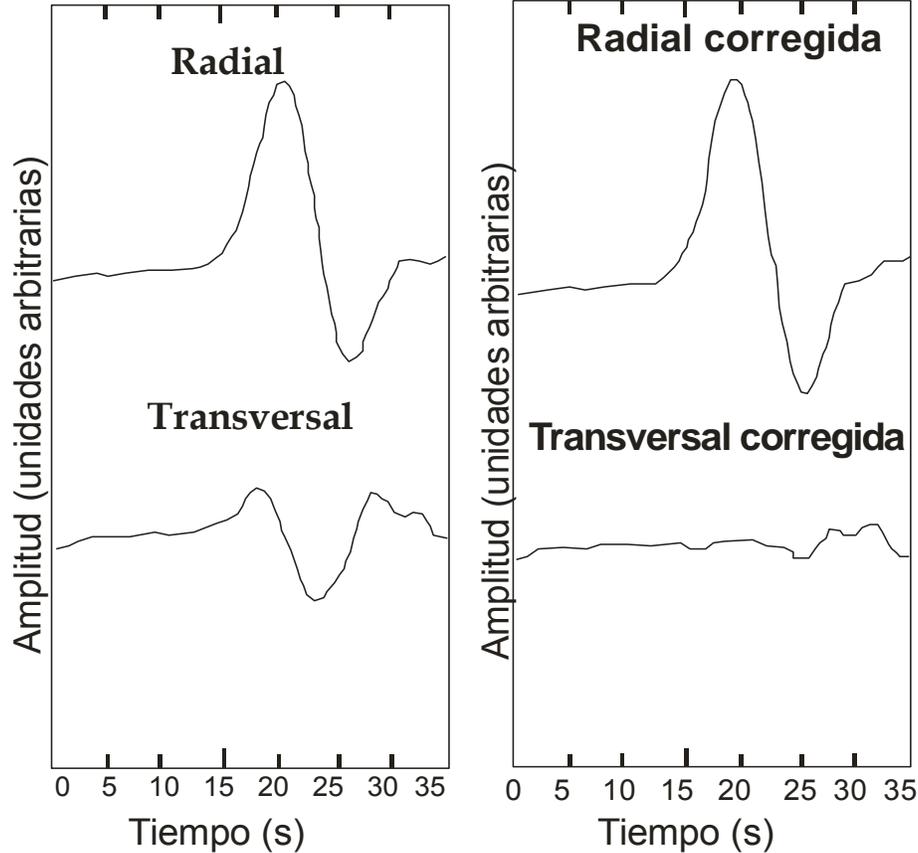


Figura 13. (Izquierda) componente radial y transversal del sismo del 02 de enero del 2006, registrada en la estación VEVI. La distancia epicentral es de 85.84° . (Derecha) componentes transversal y radial corregidas, se puede ver como la radial corregida tiene mayor amplitud que la radial sin corregir y que la onda SKS desaparece de la transversal corregida.

6. En caso de que exista anisotropía, la gráfica del movimiento de partículas, componente transversal en función de la radial mostrará una polarización elíptica (figura 14⁷, izquierda). Con los valores de medidos de ϕ y δt se pudo aplicar una corrección a las componentes radial y transversal que permitió eliminar la anisotropía. En este caso el movimiento de las partículas tendrá una polarización lineal (figura 14, derecha).

⁷ Las gráficas fueron realizadas en Origin 8.

4. DATOS Y PROCEDIMIENTO.

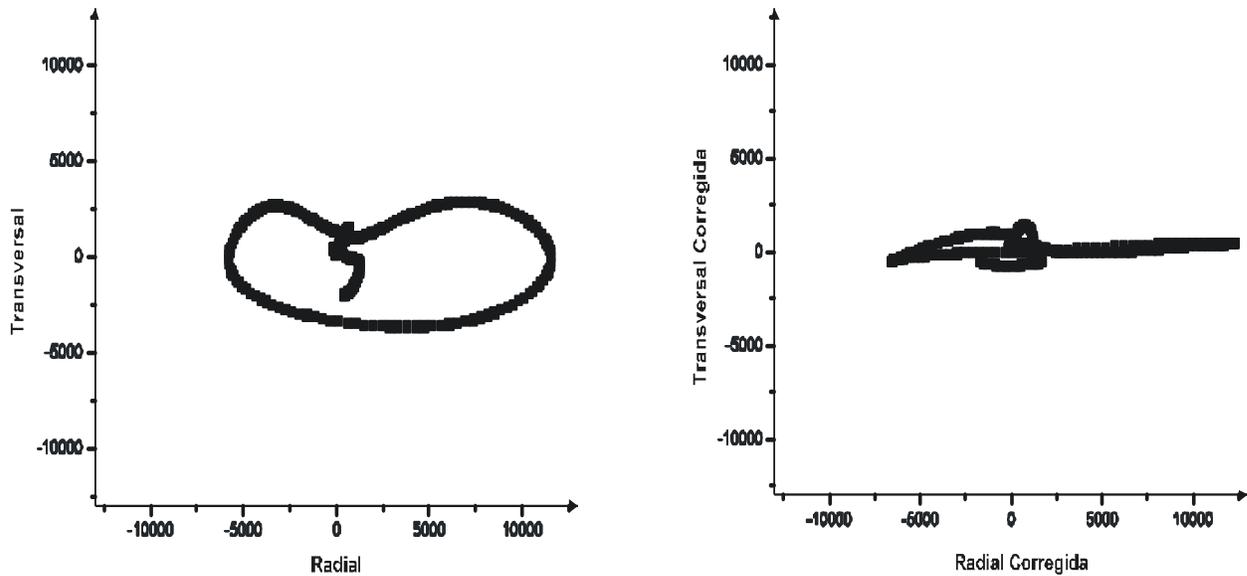


Figura 14. (Izquierda) gráfica del movimiento de partículas en un medio anisótropo (antes de la corrección), se muestran las componentes radial contra la transversal, ambas sin corregir. (Derecha) gráfica del movimiento de partículas en un medio isótropo (después de la corrección), se muestran las componentes radial corregida contra la transversal corregida. Esto es para la estación VEVI del sismo del 2006/01/02.

Se utilizaron las gráficas con la curva de confianza al 95% de cada estación que registró los nueve sismos, esto con la finalidad de ver cuáles de estas curvas se traslapaban para después poder hacer los apilados correspondientes a cada estación y obtener el valor promedio.

Para promediar las mediciones individuales de cada estación se utilizó el método de *Wolfe y Silver* [1998]. La superficie de error asociada a la gráfica de contorno de cada medición individual es normalizada por su eigenvalor mínimo, λ_2^{min} . Son sumadas las superficies de error normalizadas a partir de todas las mediciones realizadas en la estación. De esta forma el mejor parámetro de partición esta dado por el valor mínimo de la suma y se obtiene un nuevo intervalo del 95 % de confianza. Como las propiedades del ruido varían para diferentes terremotos, los eventos apilados con una polarización similar mejoran el resultado final [*Wolfe y Silver, 1998; Van Benthem et al., 2008*]. Por lo tanto el tamaño de la región del 95 % de confianza para los valores promedios es menor que el de las mediciones individuales.

Con base en el método anteriormente descrito se obtuvieron los apilados para cada estación generando una nueva curva al 95%, la cual, en general muestra un área menor a la obtenida en las mediciones individuales, que era el resultado esperado. De las 100 estaciones de las que consta el arreglo sólo en 86 se obtuvieron mediciones de anisotropía (ver figura 15).

4. DATOS Y PROCEDIMIENTO.

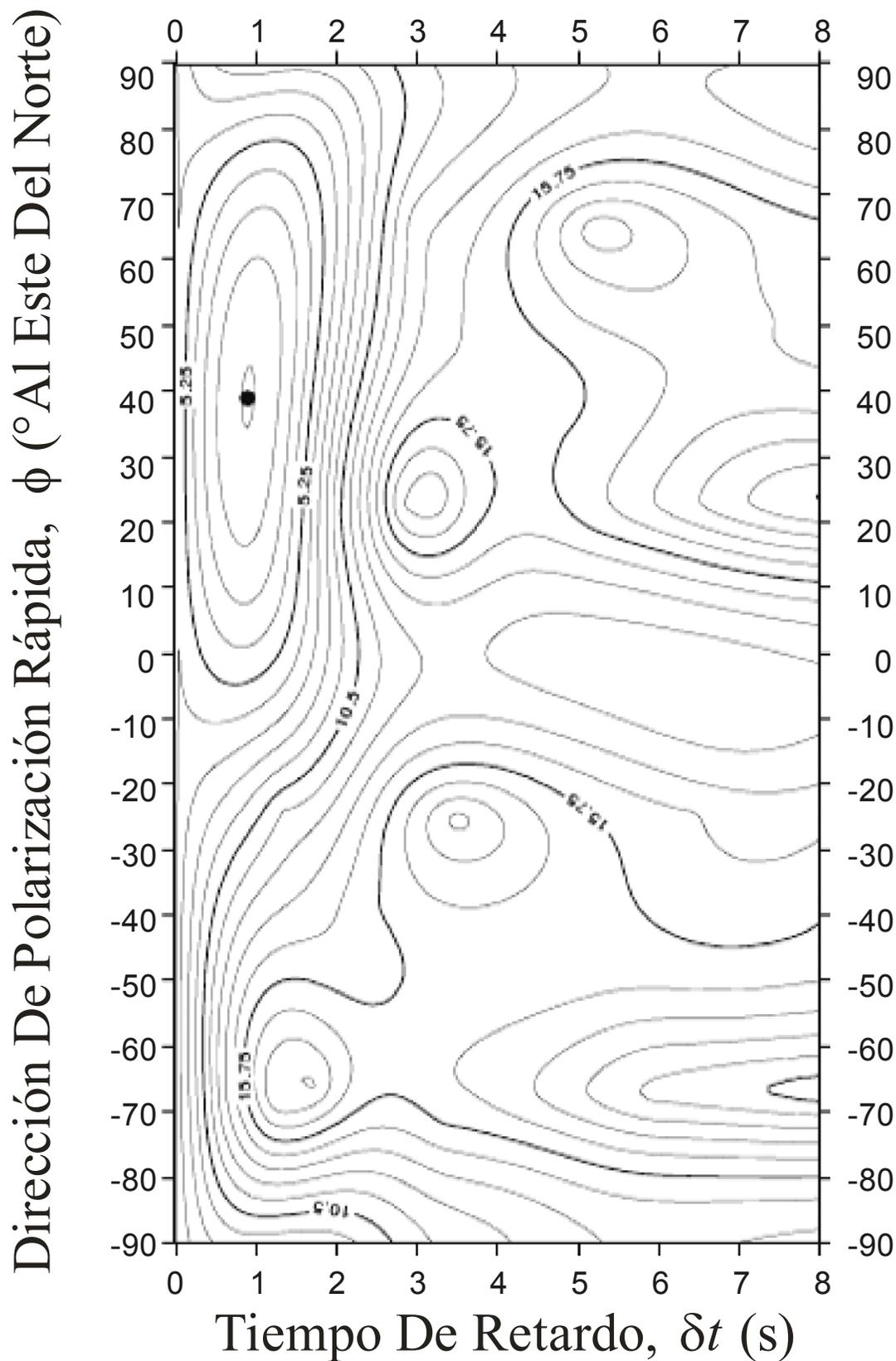


Figura 15. Sismo del 2006/01/02 ocurrido en la Región de Fiji y registrado en la estación VEVI, la gráfica muestra el valor mínimo en el espacio de $(\phi, \delta t)$, el primer contorno alrededor de los parámetros preferentes de partición (punto negro) es el valor promedio del intervalo de confianza al 95%. EL valor encontrado para $(\phi, \delta t) = (39^{\circ}, 0.90 \text{ s})$.

4. DATOS Y PROCEDIMIENTO.

Se realizaron dos gráficas que muestran los valores de ϕ y δt en función del ϕ_b en la estación VEVI, para los siete diferentes sismos con los que se pudieron medir. Las figuras 16a y 16b muestran estas dos gráficas, los círculos negros representan mediciones constreñidas y las barras que los acompañan son sus incertidumbres de 1σ . Estas últimas fueron tomadas de las gráficas de contorno individual, como se muestra en la figura 11, aunque éstas no son necesariamente simétricas. Estas figuras nos permiten ver las consistencias para distintos sismos en la misma estación. Las mediciones nulas para δt no pueden ser graficadas. Así mismo se muestra que las mediciones individuales de $(\phi, \delta t)$ son consistentes entre ellas, así como sus barras de error se superponen al menos parcialmente. También se puede ver que los resultados son consistentes como una función del ϕ_b sobre un rango de $\sim 50^\circ$, en este ejemplo.

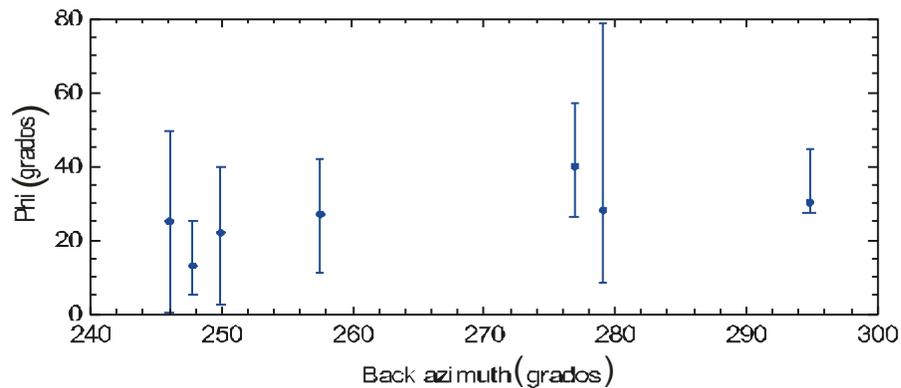


Figura 16a. Dependencia de la dirección de polarización rápida con el back azimuth. Las mediciones individuales para ϕ son consistentes con sus barras de error.

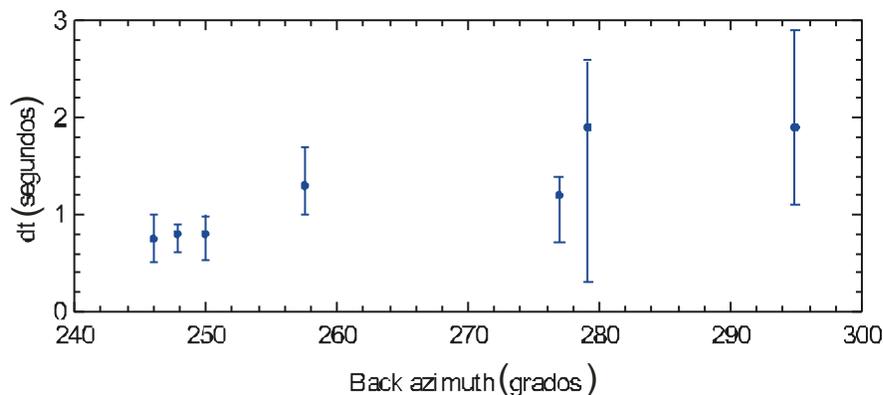


Figura 16b. Dependencia del tiempo de retardo con el back azimuth. Las mediciones individuales para δt son consistentes con sus barras de error.

5 RESULTADOS

5. RESULTADOS.

En la tabla 3 se presentan las mediciones individuales para cada evento en las diferentes estaciones (ver apéndice A2). Los parámetros son la dirección de polarización rápida ϕ y el tiempo de retardo δt con sus correspondientes incertidumbres para una desviación estándar (1σ). También se proporcionan la fecha de los eventos, el back azimuth y la fase usada (SKS, SKKS y PKS). En general se trabajó con las ondas *SKS* pero a ciertas distancia se registran mejor las ondas *SKKS* y *PKS*, por lo que también se presentan en este trabajo. La distribución utilizada en el back azimuth se limitó a fuentes localizadas al oeste de México ya que se usaron sismos en el Pacífico occidental y en Indonesia (ver figura 9) puesto que éstos se encuentran a las distancias adecuadas para el presente trabajo. En la tabla 1 y 3 se observa que cuatro de estos sismos corresponden a la Región de Fiji, por lo tanto el back azimuth fue aproximadamente el mismo ($\sim 248^\circ$), por lo que en las cuatro mediciones se trabajó con las ondas SKS, de igual manera los sismos más profundos se obtuvieron para esta región. Para la región de Vanuatu se obtuvieron igualmente dos sismos con el mismo comportamiento en el back azimuth ($\sim 257^\circ$) y utilizando las ondas SKS. Contamos con dos sismos correspondientes al mar de Banda con un back azimuth muy parecido ($\sim 277^\circ$), pero en este caso las fases utilizadas fueron diferentes (SKKS y PKS). Sólo se obtuvo un sismo para el mar de Celebes, el cual presenta un back azimuth ($\sim 295^\circ$) bastante diferente a los de Fiji y Vanuatu, para este sismo se trabajó con la fase SKKS. Las secciones centro y norte de MASE fueron las últimas en ser instaladas por lo tanto se cuenta con menos registros en estas estaciones.

Las observaciones sobre la orientación de la dirección rápida de polarización abarca prácticamente todo el espacio de posibles soluciones, de -90° a 90° . La menor incertidumbre $1 \sigma_\phi$ para la dirección de polarización rápida es de 6° y la mayor es de 100° . La incertidumbre promedio es 41° . El menor retardo de tiempo es 0.30 s, mientras que el más grande es de 3.55 s. El segundo retardo de tiempo más grande es 2.45 s. El promedio de retardo de tiempo es 1.30s. La menor incertidumbre $1 \sigma_{\delta t}$ para el retardo de tiempo es 0.15 s, mientras que el más grande es de 4.45 s, este último valor corresponde a la estación ELPO. La segunda incertidumbre $1 \sigma_{\delta t}$ más grande es 3.10 s. El promedio en la incertidumbre es 0.9 s.

Las estaciones con mayor número de datos son: XOLA,RIVI, ACAH, ZURI, PLLI, XALI y TONA con 9 sismos registrados, ninguna de éstas presenta mediciones nulas; para QUEM, CEME, EL40, MAZA, PETA, UICA, PLAT, HUIT, ZACA, BUCU, PALM, CASA,AMAC y PUIX se obtuvieron 8 sismos, para el caso de PETA, UICA, HUIT y PUIX se presenta un nulo. Las estaciones: TOMA, TONI TEPE CIRE, MULU, COAC, TONN, SNLU, ECID, CIRI Y TEMP sólo registraron un sismo, observamos que TONI, SNLU, ECID, CIRI y TEMP registraron el sismo de 2006/08/07; TEPE, COAC y TONN registraron el de 2006/01/02, mientras que CIRE y MULU tienen el de 2006/01/27, finalmente la estación TOMA registro el sismo de 2005/03/02. Para las estaciones que registraron sólo dos sismos tenemos: CUNO, VLAD, CHIC, ELBA, PEMU y OCOL,

5 RESULTADOS

ninguno presenta mediciones nulas. Finalmente se obtuvieron cinco estaciones con una sola medición, pero ésta fue nula, las estaciones son: TLAL, CHIO, TIAG, IXCA y TIBL, éstas se encuentran al final del arreglo, empezando de sur a norte, todas registraron el evento de 2006/08/07, a excepción de IXCA que registro el evento de 2006/01/02 (ver figuras 19 y 20).

Además de las estaciones ya mencionadas con valores nulos también están: ACAP, MIXC, SALU, SUPA, MIMO, SABI, NOGA, AGBE, VENA y TIAN reportando un valor nulo, mientras que ESTA, ARBO, VEGU y ATOT reportan dos mediciones nulas, finalmente SAPA tiene tres mediciones nulas de un total de cuatro reportadas.

A continuación mencionaremos las estaciones restantes y el por qué no fueron tomadas en cuenta en este trabajo.

PABL en los nueve sismos alguna de sus componentes no sirvió, es decir no presentaban señal del evento; APOT, XOCH y PTCU no registraron ocho sismos y hubo otro en el que alguna de las componentes fallo; CUCE, PACH,ELPA y CANT no registraron siete sismos, en otro hubo mucho ruido y en un último registro alguna de las componentes no sirvió; TOSU no registró cinco sismos y en otros cuatro se presento mucho ruido, TONO no registró ninguno de los nueve sismos, HUEJ, AMAR y PLSA no registraron ocho sismos y en otro hubo mucho ruido; RODE no registró siete y hubo dos con ruido y SAFR no registró 5 sismos, en tres hubo ruido y en el último alguna de las componentes falló.

La tabla 4 presenta los valores promedio de ϕ y δt obtenidos para cada estación, ambos con sus correspondientes incertidumbres 1σ , así como las coordenadas de las estaciones y el número total de particiones claras y mediciones nulas (ver apéndice A3). En este caso la menor incertidumbre σ_{ϕ} para la dirección de polarización rápida es 4° , mientras que el mayor es de 79° . La incertidumbre promedio para σ_{ϕ} es de 19° . El menor retardo en el tiempo es de 0.35 s y el mayor es de 2.20 s. El promedio en el tiempo de retardo es 0.90 s. La menor incertidumbre $\sigma_{\delta t}$ es de 0.10 s, mientras que la mayor es de 2.30 s. El promedio en la incertidumbre es 0.41 s. El promedio de los parámetros de partición son mostrados en la figura 17, la cual muestra todo el arreglo en mapa, tanto de la parte sur como de la parte norte. La figura 18 muestra el mapa del acercamiento sólo de la parte norte, mostrando con barras de diferentes colores el número de mediciones obtenidas en cada estación. La figura 19 muestra de igual forma el mapa del acercamiento correspondiente a la parte sur. La figura 20 muestra un mapa más extenso de la república mexicana con el fin de comparar las orientaciones de la polarización rápida entre las estaciones permanentes del SSN y MASE.

5 RESULTADOS

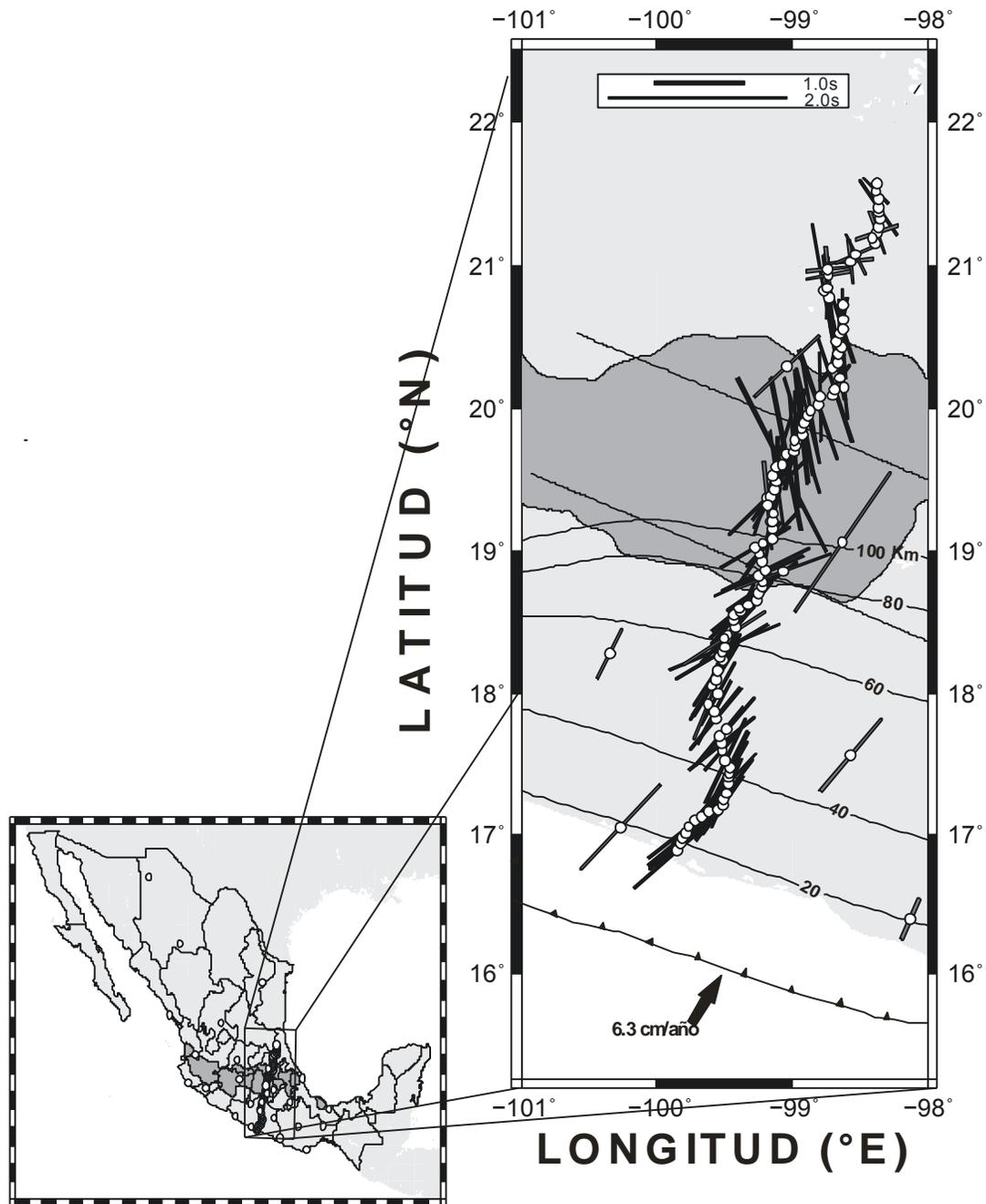


Figura 17. Mediciones promedio de ϕ y δt para las estaciones del arreglo MASE y para algunas estaciones del SSN⁸ representadas con barras de color gris, con excepción de las cruces que son parte del mismo arreglo. El tamaño de las barras es proporcional a δt , como se indica en el recuadro, y la inclinación de las barras indica el valor de ϕ . Las mediciones nulas son representadas por una cruz, con sus dos brazos apuntando en las direcciones de polarización rápida permitidas. La flecha negra indica la dirección del movimiento relativo entre la placa de América del Norte y la placa de Cocos con su respectiva velocidad⁹ la cual se da en cm por año. La parte sombreada con un tono más fuerte indica el Eje Volcánico Transversal (EVT). La línea con triángulos representa la trinchera mesoamericana. Las líneas subparalelas a la trinchera son las cotas de isopropfundidad de la placa subducida [Pardo y Suárez, 1995]. Las dos rectas paralelas definen la región donde la placa de Cocos se subduce con un ángulo de $\sim 75^\circ$ [Husker y Davis, 2005].

⁸ Mediciones de Van Benthem [2005], Van Benthem y Valenzuela [2007], Rojo Garibaldi et al. [2011] y G. Ponce y R. W. Valenzuela (Universidad Nacional Autónoma de México, datos sin publicar, 2011).

⁹ La velocidad fue calculada con el modelo PVEL de DeMets et al [2010].

5 RESULTADOS

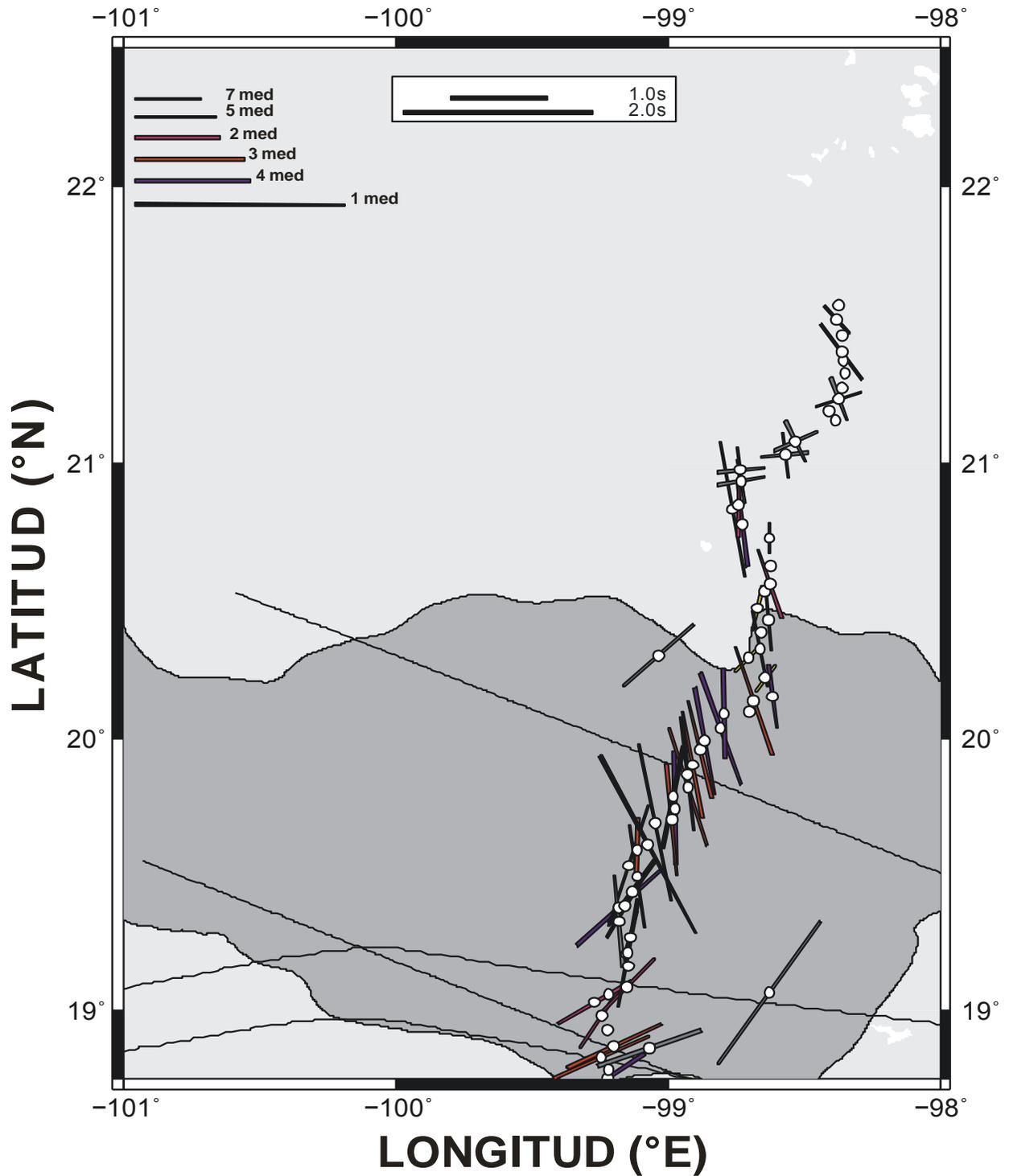


Figura 18. Mediciones promedio de ϕ y δt para las estaciones de la parte norte, la cual comprende desde la estación TONI hasta la estación TEMP y para algunas estaciones del SSN representadas con barras de color gris, con excepción de las cruces, que son parte del arreglo MASE. El tamaño de las barras es proporcional a δt , como se indica en el recuadro y la inclinación de las barras indica el valor de ϕ . Las mediciones nulas son representadas por una cruz, con sus dos brazos apuntando en las direcciones de polarización rápida permitidas. Los puntos que no presentan ninguna línea es porque no se obtuvieron mediciones en éstas. La parte sombreada con un tono más fuerte indica el Eje Volcánico Transversal (EVT). Las barras de colores indican el número de mediciones obtenidas en cada estación.

5 RESULTADOS

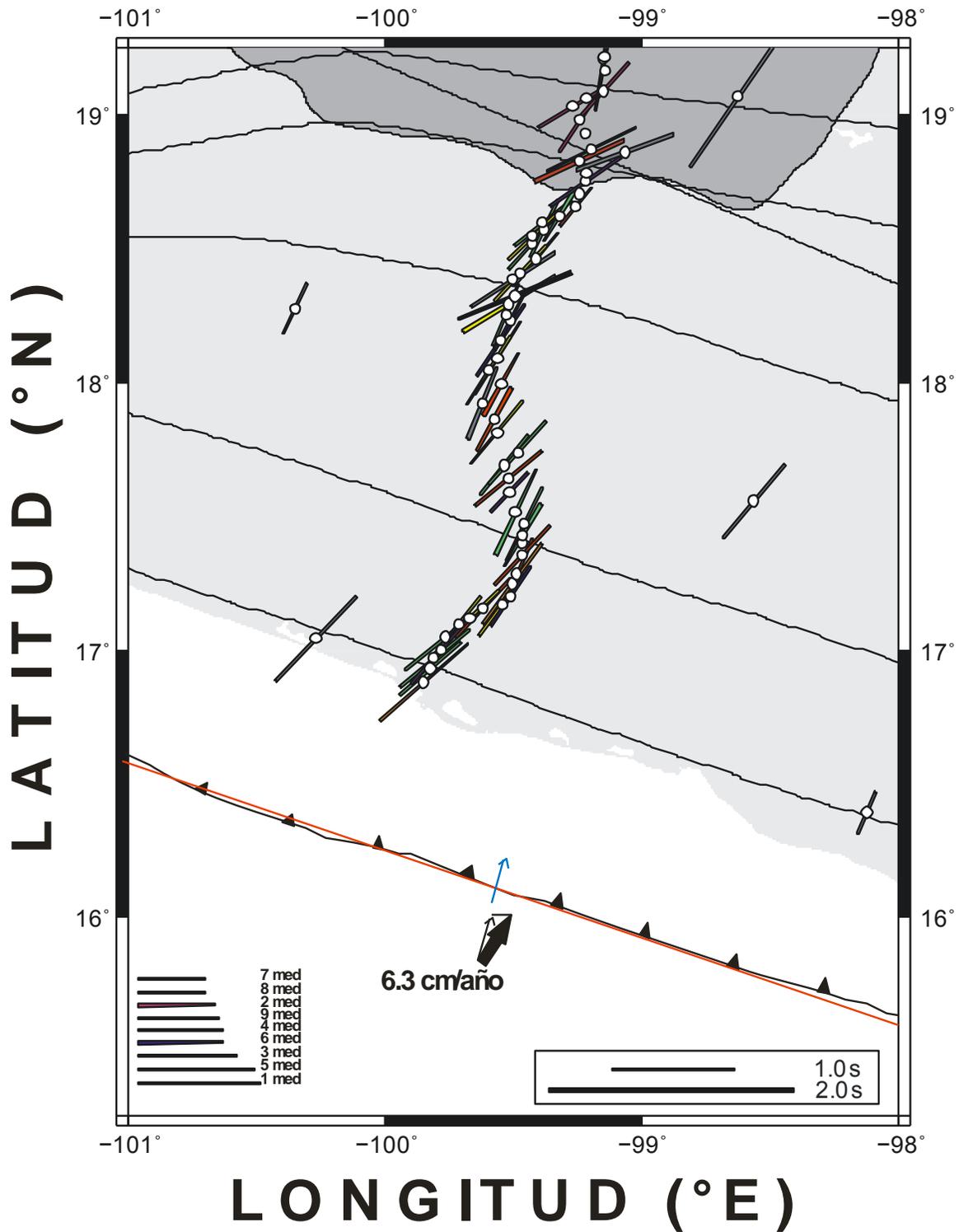


Figura 19. Mediciones promedio de ϕ y δt para las estaciones de la parte sur, la cual comprende desde la estación ACAP hasta la estación CHIC y para algunas estaciones del SSN representadas con barras de color gris. El tamaño de las barras es proporcional a δt , como se indica en el recuadro y la inclinación de las barras indica el valor de ϕ . Las mediciones nulas son representadas por una cruz, con sus dos brazos apuntando en las direcciones de polarización rápida permitidas. Los puntos que no presentan ninguna línea son porque no se obtuvieron mediciones en éstas. La flecha negra indica la dirección del movimiento relativo entre la placa de América del Norte y la placa de Cocos con su respectiva velocidad la cual se da en cm por año. La línea con triángulos representa la trinchera mesoamericana. Las barras de colores indican el número de mediciones obtenidas en cada estación. La línea roja es paralela a la geometría de la trinchera y la flecha negra delgada y la azul son perpendiculares a la línea roja. Entre las flechas que se encuentran juntas la diferencia es de 15° .

5 RESULTADOS

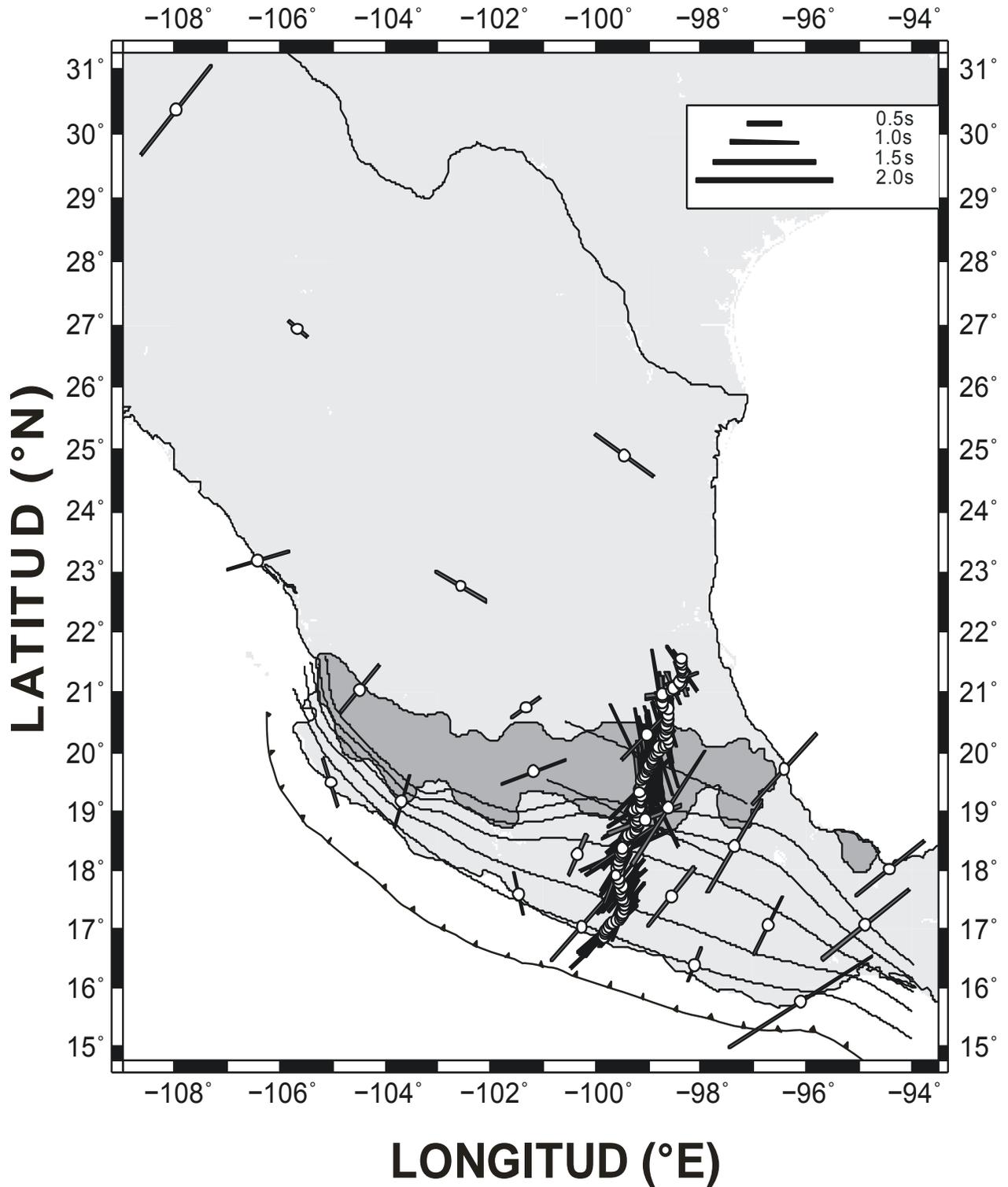
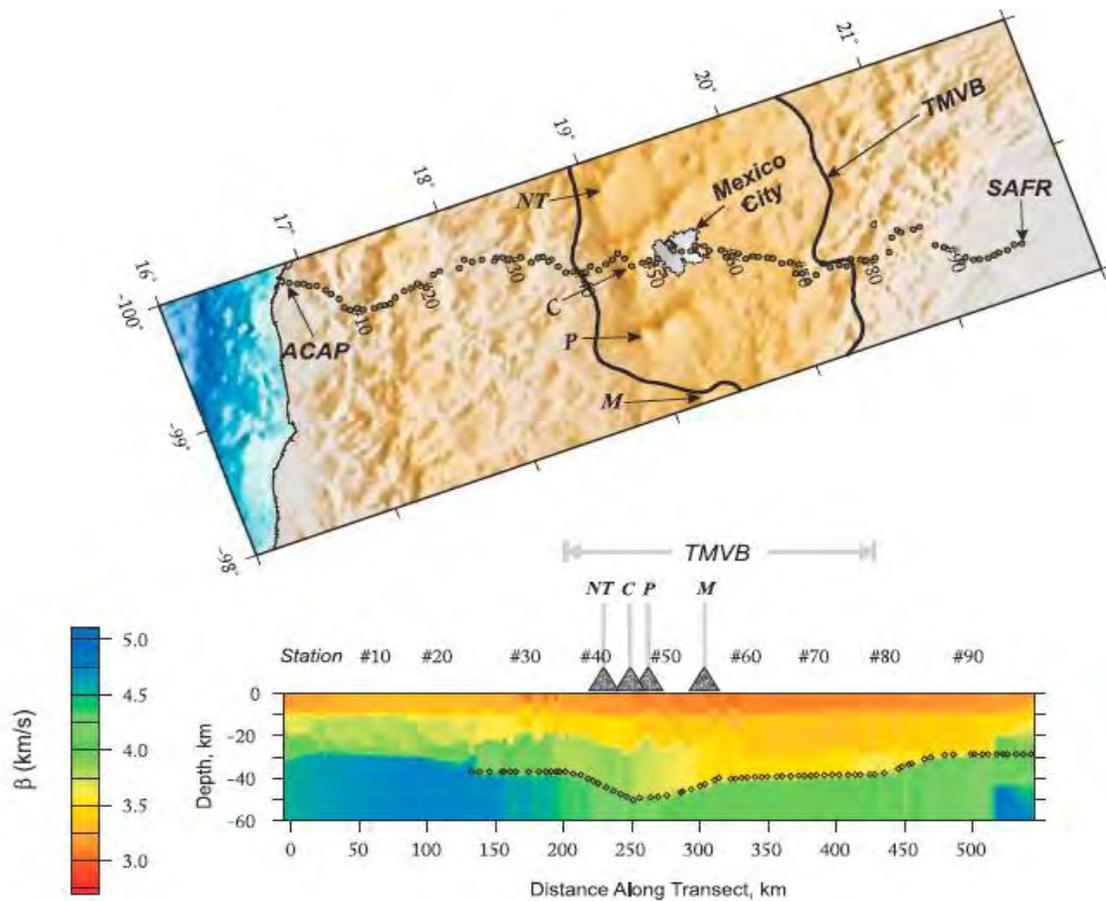


Figura 20. Mediciones promedio de ϕ y δt para las estaciones del arreglo MASE, incluyendo las estaciones del SSN en gran parte de la república, las cuales son representadas con barras de color gris. El tamaño de las barras es proporcional a δt , como se indica en el recuadro y la inclinación de las barras indica el valor de ϕ . Las mediciones nulas son representadas por una cruz, con sus dos brazos apuntando en las direcciones de polarización rápida permitidas. Los puntos que no presentan ninguna línea son porque no se obtuvieron mediciones en éstas. La línea con triángulos representa la trinchera mesoamericana.

5 RESULTADOS

Al dividir el arreglo en dos partes, sur y norte, se encontró que el promedio de ϕ en la parte sur es de N41°E y en la parte norte es de N8°O. El promedio de σ_ϕ en la parte sur es de 13° y en la norte es de 25°. El δt promedio en la parte sur es de 0.90 s al igual que en la parte norte. El promedio en la incertidumbre de $\sigma_{\delta t}$ es de 0.21 s en la parte sur y de 0.61 s en la parte norte.

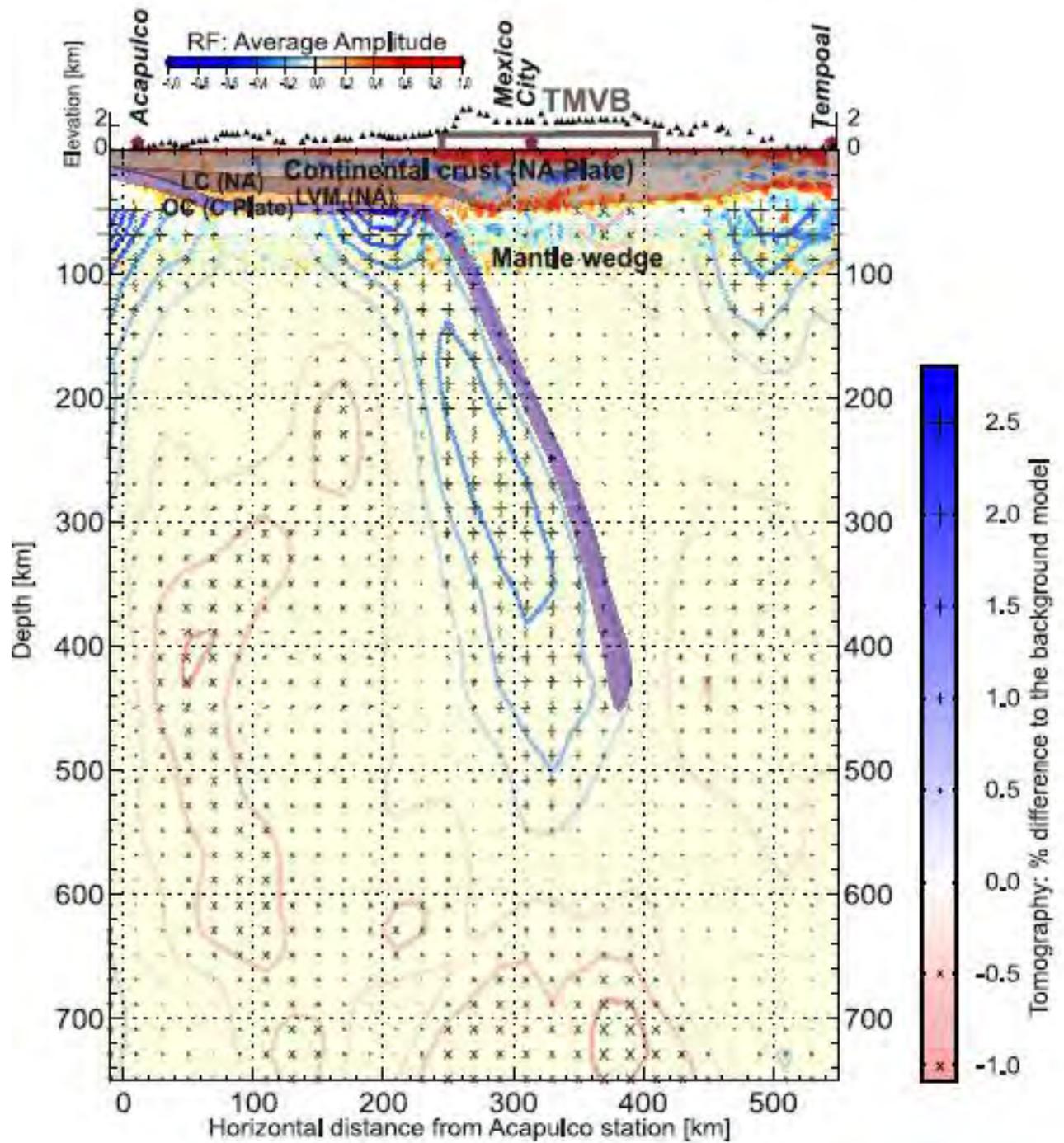
Tomando en cuenta que la corteza aporta un $\delta t = 0.3$ s [Silver y Chan, 1991; Silver, 1996], aplicándolo al δt promedio de la parte sur (i.e, 0.9 s – 0.3 s = 0.6 s), considerando el 4% de anisotropía y que 1 s es proporcional a 115 km de espesor del estrato, para los 0.6 s se obtiene un valor promedio de ~69 km de espesor para el estrato anisótropo. Si se toma en cuenta que la litósfera tiene un grosor promedio de ~100 km entonces este valor se encuentra dentro de la astenósfera. Con esto se puede sugerir que, para los parámetros de partición encontrados, la anisotropía es causada por flujo astenosférico (ver figura 21¹⁰).



a) Modelo de velocidades

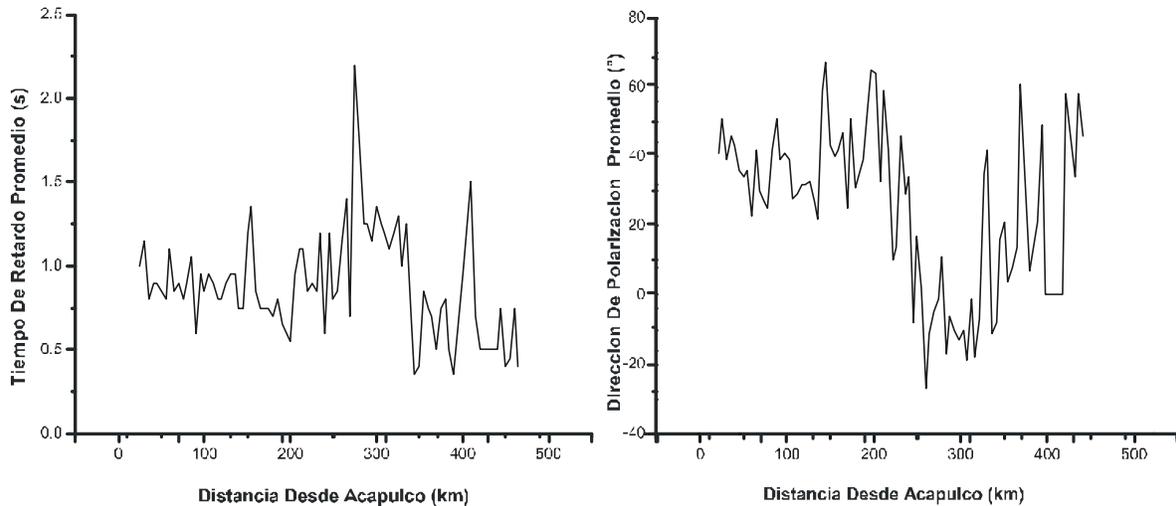
¹⁰ Figura 21 a) y b) tomadas de Iglesias et al. [2010] y Pérez-Campos et al. [2008], respectivamente.

5 RESULTADOS



- b) Tomografía de la Placa de Cocos. Muestra una zona de baja velocidad entre la base de la corteza y la parte superior de la placa subducida.

5 RESULTADOS



c) Gráficas de distancia horizontal desde Acapulco contra el tiempo de retardo y la dirección de polarización rápida promedio. Tomados de la tabla 4.

Figura 21. a) Modelo de velocidades de la onda S calculadas para el arreglo MASE desde ACAP (Acapulco) hasta SAFR (San Francisco). La zona de velocidad baja en el TMV puede estar relacionada con la presencia de la cuña del manto. b) Muestra una tomografía e imagen de Funciones Receptor para la parte de la placa que se subducen sub-horizontal y la que se subduce de una forma más vertical con un ángulo de $\sim 75^\circ$ a una profundidad de 80 km, esto a partir de unos 250 km desde la trinchera. La zona que separa la corteza oceánica del Moho continental se estima que es de menos de ~ 10 km de grosor. LVM = Velocidad baja en el manto, LC = base de la corteza, OC = corteza oceánica, NA = América del Norte y C = Cocos. c) Estas gráficas muestran como varían los valores tanto para δt como para ϕ conforme nos alejamos de la trinchera. Los valores para δt aumentan conforme nos alejamos de la trinchera (izquierda). Para ϕ tenemos un comportamiento negativo más hacia la parte norte (derecha). Haciendo una comparación entre las figuras a), b) y c) tenemos que el estrato anisótropo va variando conforme avanzamos en el arreglo, pero se obtiene un grosor promedio de ~ 69 km.

En la parte sur el valor de ϕ es positivo, presentando una orientación noreste-suroeste, esto desde la estación ACAP hasta la estación CHIC, mientras que en la parte norte (TONI-TEMP) se presentan en su mayoría valores negativos con una orientación norte-sur y nornoroeste-sursureste, presentándose también algunos valores positivos que definen dos regiones con un comportamiento parecido al que se tiene en la parte sur.

Desde TONI hasta PTRP los valores de ϕ no están bien determinados a excepción de CUIG, para las estaciones que van desde COAC hasta SAPA ϕ es consistente, presentando un valor de δt relativamente grande, para la estación de COAC el δt es muy grande, no está bien definido ya que sólo cuenta con una sola medición de ϕ pero consistente. Las estaciones VEGU y ATOT tienen una orientación NE-SO similar a la parte sur del perfil y que es consistente con la estación DHIG. Para las estaciones de SABI hasta OCOL ϕ es consistente con la tendencia regional para el segmento norte del perfil, es decir unos grados al oeste del norte. En las estaciones de TLAL a TIBL sólo obtuvimos una medición y todas fueron nulas pero fueron consistentes con la tendencia de unos grados al oeste del norte. Para CIRI y TEMP, las dos estaciones más al norte tienen un ϕ orientado ligeramente más hacia el NO-SE, aunque con una incertidumbre grande. Quizás estas dos estaciones indiquen una transición al régimen observado en el norte y noreste del país (es decir LNIG, ZAIG y HPIG). En cuanto al promedio de las mediciones realizadas con

5 RESULTADOS

particiones efectivas en la parte sur el valor obtenido fue de 5, y en la parte norte el valor fue de 2.

Con respecto a las mediciones obtenidas para los sismos correspondientes a las estaciones del SSN, en la tabla 5 se muestran los datos obtenidos para las estaciones de LINARES y DEMACU, mientras en la tabla 6 se muestra únicamente la estación DEMACU para el sismo de 2006/01/27 ya que en este caso la fase utilizada fue *PKS*, esto con el fin de corroborar los datos obtenidos para la estación de MASE del mismo sismo cercana a ésta estación.

Tabla 5. Datos obtenidos con fases *SKS* para las estaciones de LINARES Y DEMACU.

ESTACION	FECHA A/M/D	ϕ_b (°)	FASE	ϕ (°)	σ_ϕ (°)	δt (s)	$\sigma_{\delta t}$ (s)
LNIG	2010/02/18	325.19	<i>SKS</i>	-56	10	1.04	0.44
DHIG	2010/02/18	324.92	<i>SKS</i>	41	-	-	-

Para la estación de DEMACU (DHIG) se obtuvo un valor nulo que es representado con líneas en las tres columnas que le siguen al valor de ϕ , que es de 41°

Tabla 6. Datos obtenidos con la fase *PKS* para la estación DEMACU.

ESTACION	FECHA A/M/D	ϕ_b (°)	FASE	ϕ (°)	σ_ϕ (°)	δt (s)	$\sigma_{\delta t}$ (s)
DHIG	2006/01/27	281.52	<i>PKS</i>	-83	14	0.90	0.60

En este caso la estación DEMACU no muestra un valor nulo, pero el valor de ϕ es muy diferente al que se obtuvo para el sismo de 2010/02/18 con la fase *SKS*.

Por último se muestra la tabla 7, la cual contiene las mediciones realizadas para el sismo de 2002/09/08 utilizando las fases *SKS* y *SKKS* para un total de 14 estaciones con un back azimuth y distancia parecidos a los utilizados por Long [2009] cuando trato de muestrear la zona D''. Esto con la finalidad de comprobar sus resultados, los cuales serán explicados más adelante.

6 DISCUSION

Tabla 7. Datos de las fases *SKS* y *SKKS* para el sismo del 2002/09/08 Cerca de la Costa Norte de Nueva Guinea, con estaciones del SSN.

Estación	Latitud	Longitud	Back acimut [°]	Distancia [°]	SKS φ [°]	SKS σ_{ϕ} [°]	SKS δt [s]	SKS $\sigma_{\delta t}$ [s]	SKKS φ [°]	SKKS σ_{ϕ} [°]	SKKS δt [s]	SKKS $\sigma_{\delta t}$ [s]
CAIG	17.05	-100.27	275.16	116.6	65	60	0.85	2.55	-2	-	-	-
CJIG	19.50	-105.04	274.60	111.9	85	-	-	-	-1	-	-	-
CUIG	19.33	-99.18	276.72	117.4	-17	25	1.55	1.45	41	29	2.75	1.05
LVIG	19.72	-96.42	278.04	119.9	88	-	-	-	76	-	-	-
MAIG	23.19	-106.42	275.49	110.3	58	54	1.10	5.90	81	-	-	-
MOIG	19.68	-101.19	276.12	115.5	5	-	-	-	5	-	-	-
OXIG	17.08	-96.72	276.40	120.0	75	48	1.20	1.00	-81	-	-	-
PLIG	18.39	-99.50	276.11	117.2	27	70	0.45	2.15	26	19	2.00	0.70
PNIG	16.39	-98.13	275.53	118.7	18	40	1.70	0.90	9	19	1.50	1.40
PPIG	19.07	-98.63	276.79	117.9	8	-	-	-	22	-	-	-
TUIG	18.03	-94.42	277.83	122.0	83	-	-	-	22	-	-	-
YAIG	18.86	-99.07	276.52	117.5	34	68	0.90	2.30	62	40	2.90	1.10
ZAIG	22.77	-102.57	276.98	113.8	-71	71	1.40	2.30	7	-	-	-
ZIIG	17.61	-101.46	275.02	115.4	24	-	-	-	-89	87	2.35	2.05

Las coordenadas para este sismo son: latitud de -3.24, longitud de 142.89 y profundidad de 33 Km.

Todas estas estaciones tienen un back azimuth y distancias epicentrales muy parecidas a las utilizadas por *Long* [2009]. Hay en especial tres estaciones en las que el back azimuth es el mismo: TUIG, YAIG y PPIG. Los valores para TUIG son nulos en ambas fases y no son consistentes con los obtenidos por ella. Los valores para YAIG son consistentes en lo que respecta a la fase *SKKS* pues en ambos el valor de ϕ es 62° ya que para *SKS* ella presenta valores nulos. La estación PPIG presenta valores nulos al igual que *Long* [2009] para la fase *SKS*, mientras que para la fase *SKKS* *Long* [2009] presenta valores de 64° para ϕ y de 2.6 s para δt , con esto podemos ver que nuestras mediciones en esta estación no son consistentes con las obtenidas por *Long* [2009].

6. DISCUSIÓN.

La placa de Cocos está subducida debajo de la parte central de México con un grosor de 40 km correspondiente a 15Ma [*Husker y Davis*, 2009]. Gracias al arreglo MASE se reporto que la placa de Cocos subducida debajo de la placa de América del Norte es horizontal para los primeros 250 km a partir de la trinchera, seguido repentinamente por una inmersión en el manto hasta una profundidad de 450 km, la placa de Cocos se subduce en el manto con un ángulo constante. Se piensa que el truncamiento de la placa a la profundidad de ~ 500 km a una distancia de 400 km de la trinchera puede ser debido a la propagación este-oeste de la misma placa. Las imágenes tomográficas tomadas a la placa subducida sugieren que ésta se subduce de una manera más inclinada a una profundidad de

6.1 PARTE SUR DEL ARREGLO

80 km con un ángulo de inclinación de $\sim 75^\circ$ [Pérez-Campos *et al.*, 2008; Husker y Davis, 2009].

6.1 PARTE SUR DEL ARREGLO.

Para poder comparar la orientación de la polarización de los ejes rápidos de anisotropía (41° en promedio para la parte sur) se calcularon la dirección y las velocidades relativas entre las placas de Cocos-América del Norte, éstas fueron obtenidas para cinco modelos diferentes con coordenadas de 16° de latitud y -99.45° de longitud sobre el límite de la placa (se escogió de esta manera debido a que el arreglo está muy cercano a interceptar la fosa): $V = 6.2$ cm/año y con una dirección $\beta = 34.8^\circ$ para NUVEL-1 [DeMets *et al.*, 1990], $V = 5.89$ cm/año y $\beta = 34.8^\circ$ para NUVEL-1A [DeMets *et al.*, 1994], $V = 6.3$ cm/año y $\beta = 34.09^\circ$ para un tercer modelo en el que los polos de rotación y las velocidades angulares para las distintas placas fueron calculados para 0.78 Ma [DeMets, 1997], $V = 6.8$ cm/año y $\beta = 32.25^\circ$ para MORVEL y $V = 6.3$ cm/año y $\beta = 31.69^\circ$ para PVEL [DeMets *et al.*, 2010]. Por ser PVEL el modelo más reciente y además calcular específicamente los movimientos de las placas de Cocos, Juan de Fuca y Rivera con respecto a la placa de América del Norte, la velocidad y dirección que tomamos en cuenta para este escrito son las proporcionadas por éste modelo (ver apéndice A4).

Por inspección visual y haciendo un aproximado se trazo una línea recta paralela a la geometría de la trinchera a fin de obtener una componente perpendicular del lado de la región de estudio, dando un valor de $N17^\circ E$. Comparando este valor con el calculado para la dirección del movimiento relativo entre las placas de Cocos y América del Norte $\sim 32^\circ$, la diferencia entre ellas es de $N15^\circ E$, puesto que ésta no es demasiada, se hizo la comparación de las direcciones de polarización rápida con los $N17^\circ E$. Con esto se comparó la perpendicularidad entre las direcciones rápidas y la trinchera. Para la parte sur se calculo una diferencia de $N24^\circ E$ entre el valor de la polarización rápida promedio $N41^\circ E$ y los $N17^\circ E$. Así mismo para la parte norte la diferencia fue de $N25^\circ O$, con un valor promedio de $N8^\circ O$. Haciendo una comparación entre la diferencia que hay en la parte norte y la parte sur se tiene un valor de 49° (ver figuras 18 y 19).

Nuevamente se analizaron por separado los resultados obtenidos debido a la manera en la que se subduce la placa. Se observó que en la parte sur del arreglo los δt son en su mayoría menores a 1.0 s. La dirección de polarización rápida es aproximadamente perpendicular a la trinchera Mesoamericana y concuerda con el movimiento relativo entre las placas de Cocos y América del Norte. Anteriormente Stubbailo y Davis [2007] y Stubbailo *et al.* [2008, 2009, 2010] hicieron mediciones de anisotropía de la onda SKS usando también los datos del arreglo MASE. La dirección rápida promedio que encontraron se orienta noreste-suroeste y es perpendicular a la trinchera para todo el arreglo sin que la placa subducida en el norte con gran inclinación cambie su orientación. Los resultados vertidos en el presente trabajo concuerdan con los de Stubbailo y colaboradores en la parte sur del arreglo. De la misma manera resultan ser consistentes con las realizadas para las

6.1 PARTE SUR DEL ARREGLO

estaciones del SSN (ver figura 20) [*Van Benthem*, 2005; *Van Benthem y Valenzuela*, 2007; *Rojo Garibaldi et al.*, 2011; G. Ponce y R. W. Valenzuela (Universidad Nacional Autónoma de México, datos sin publicar, 2011)] y con el comportamiento que se propone para un LPO de olivino tipo-A, es decir para olivino seco, en este caso es el eje a del olivino el que es paralelo a la dirección del flujo y como ϕ es paralelo al eje a , entonces ϕ es paralelo a la dirección del flujo del manto. Interpretamos que la anisotropía se encuentra en el manto superior por debajo de la placa subducida ya que la corteza continental de la placa de América del Norte y la corteza oceánica de la placa de Cocos subducida subhorizontalmente alcanzan una profundidad de ~ 50 km [*Pérez-Campos et al.*, 2008]. Es importante mencionar que para esta parte de la región no existe cuña del manto.

Se han documentado variaciones en el comportamiento de la partición en diferentes zonas de subducción [*León et al.*, 2009]. Una dirección de polarización rápida de la fase S paralela a la trinchera, la cual se ha explicado por flujo astenosférico paralelo a la trinchera, ha sido observada en el ante arco de América del Sur [*Russo y Silver*, 1994], Kamchatka [*Peyton et al.*, 2001], Ryukyu [*Long y Van der Hilst*, 2006], Izu-Bonin [*Anglin y Fouch*, 2005], Marianas [*Fouch y Fischer*, 1998], América Central [*Abt y Fischer*, 2008; *Hoernle et al.*, 2008]. *Long y Silver* [2008] observaron que en la gran mayoría de zonas de subducción las mediciones con SKS revelan que el eje rápido se orienta paralelo a la trinchera (ver figuras 22a y 22b¹¹). Una excepción notable y muy bien estudiada es la zona de subducción de Cascadia donde el eje rápido es perpendicular a la trinchera [*Currie et al.*, 2004; *Long y Silver*, 2008, 2009a]. Otros ejemplos son el arco de Rivera en Jalisco [*Soto et al.*, 2009], un segmento de la zona de subducción en América del Sur [*Polet et al.*, 2000] y la placa de Cocos en el Istmo de Tehuantepec [*Bernal Díaz et al.*, 2008]. A esta lista se agregan los resultados con el experimento MASE en el estado de Guerrero.

Para explicar las mediciones de ϕ paralelas a la trinchera, *Long y Silver* [2008, 2009a] sugieren que el calentamiento provocado por cizallamiento formo un estrato delgado con viscosidad baja (propuesto por *Phipps Morgan et al.* [2007]) que desacoplo la placa subducida de la astenósfera y permitió el movimiento del sistema trinchera-placa para inducir flujo paralelo a la trinchera (ver figura 23b). En el caso de Cascadia, donde los valores de ϕ se orientan perpendiculares a la trinchera, ellos argumentan que por ser una zona de subducción joven y caliente el canal astenosférico no está bien desarrollado. Esto a su vez produce un flujo de esquina bidimensional en el cual la placa subducida arrastra al manto que se encuentra por debajo (ver figura 23a¹²). La placa de Cocos que se subduce por debajo del estado de Guerrero también es joven y caliente, por lo tanto se propone que la situación es similar a la subducción en Cascadia. La placa de Cocos en la trinchera tiene una edad de aproximadamente 15 Ma frente a Acapulco [*Pardo y Suárez*, 1995; *Husker y Davis*, 2009]. Por otra parte la isoterma de los 600°C se alcanza a profundidades de 100 km o menos [*Manea et al.*, 2005, 2006; *Husker y Davis*, 2009].

¹¹ Figura 22 tomada de *Long y Silver* [2008].

¹² Figura 23 tomada de *Long y Silver* [2009].

6.1 PARTE SUR DEL ARREGLO

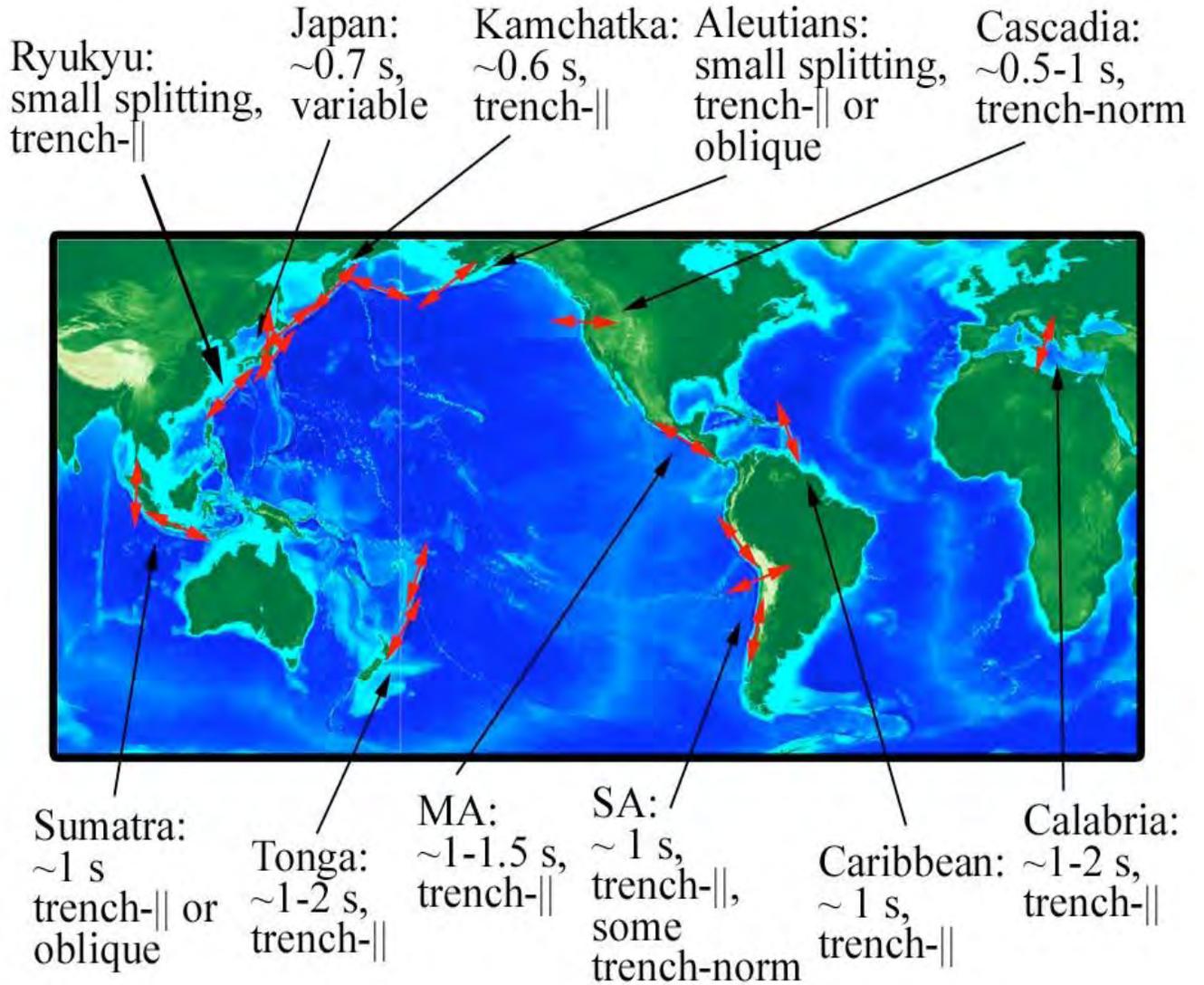


Figura 23a. Resumen de las observaciones de partición de las ondas de corte en la sub-placa. Se muestra un promedio de las direcciones rápidas para diferentes regiones [Long y Silver, 2008].

6.1 PARTE SUR DEL ARREGLO

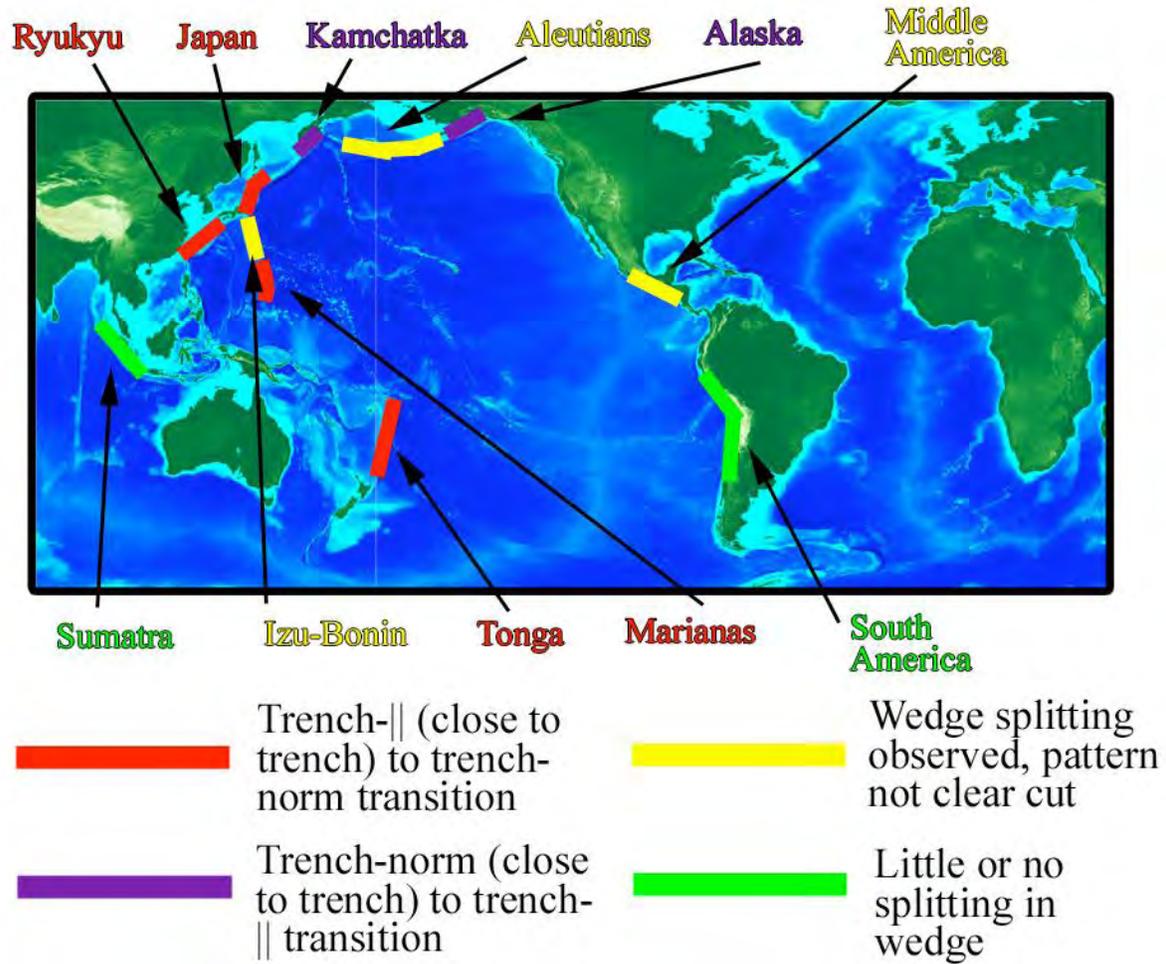


Figura 22b. Resumen de patrones de partición globales en la cuña [Long y Silver, 2008].

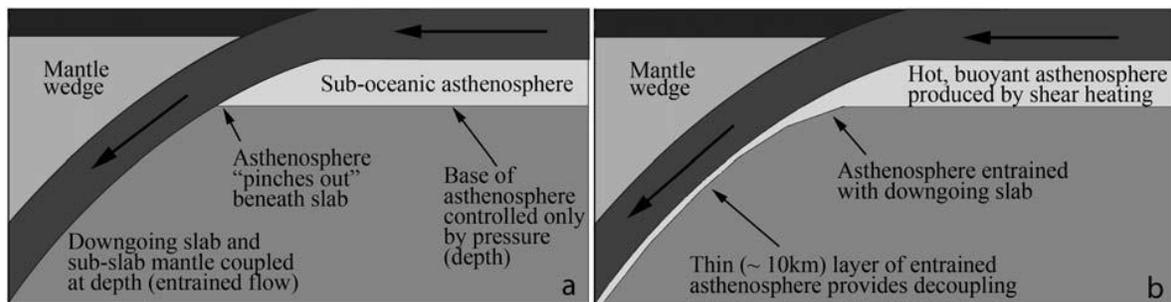


Figura 23. Dibujo de dos escenarios para el destino de la astenósfera en zonas de subducción. **a)** Una astenósfera que es controlada solamente por la presión (profundidad); si el grado de profundidad de la astenósfera es controlada sólo por la presión, entonces la astenósfera se agarra debajo de la placa subducida y no hay mecanismo para el desacople de la subplaca a una profundidad subastenosférica. **b)** Una astenósfera flotante y caliente que es formada debido al calentamiento por cizalla; un estrato delgado de este tipo de astenósfera es arrastrado debajo de la placa subducida. Este mecanismo requiere que la astenósfera sea físicamente distinta del ambiente del manto que la rodea [Long y Silver, 2009a].

6.2 PARTE NORTE DEL ARREGLO.

La placa de Cocos al igual que la zona de subducción de Cascadia presenta poca sismicidad a profundidades mayores. *Jackson et al.* [2008] notaron que los sismos en las litósferas deshidratadas de placas oceánicas ocurren a temperaturas menores a los 600°C, de acuerdo con la tomografía realizada a la placa de Cocos, ésta alcanza estas temperaturas a niveles poco profundos. La combinación de una placa caliente joven y truncada a profundidad puede explicar la falta de sismicidad a mayor profundidad debido a altas temperaturas y baja flotabilidad negativa de la placa de Cocos en Guerrero [*Husker y Davis*, 2009]. De igual manera la zona de subducción de Cascadia en el noroeste de Estados Unidos es caracterizada por una escases de sismicidad por debajo de ~80 km, lo que lo diferencia de la mayoría de las zonas de subducción en todo el mundo [*Long y Silver*, 2009b].

Tanto Cascadia como la parte norte y el extremo sur de la trinchera Mesoamericana tienen la característica de ser una zona de subducción con litósfera muy joven. La litósfera que entra en estas zonas de subducción tiene una edad entre 5 y 10 Ma, y representa los ejemplos más extremos de subducción de litósfera joven en la Tierra actual [*Long y Silver*, 2009b]. La subducción de la placa de Cocos debajo del sur de México y América Central es un sistema de subducción, en el que la edad de la litósfera subducida varía desde un poco más de 5 Ma hacia el noroeste a más de 20 Ma para la región debajo de Guatemala, el Salvador, y el noroeste de Nicaragua; la edad del piso oceánico entonces decrece de nuevo hacia el sureste, con una edad de ~10 Ma debajo del sur de Costa Rica [*Long y Silver*, 2009b].

6.2 PARTE NORTE DEL ARREGLO.

Para los resultados obtenidos en esta parte del arreglo se observa que la dirección de polarización rápida se orienta con direcciones N-S y NNO-SSE y es aproximadamente perpendicular a la trinchera. Considerando las trayectorias que siguen las ondas para llegar hasta las estaciones se sabe que muestrean la cuña del manto. Sin embargo como no existe sismicidad profunda dentro de la placa de Cocos subducida en esta región es imposible cuantificar la contribución relativa al δt entre el manto por debajo y por encima (cuña) de la placa subducida. Cabe destacar que como aquí la placa se subduce con un ángulo muy grande, la contribución relativa de la cuña del manto debe ser mayor que en otras zonas con ángulos de subducción menores.

La anisotropía en la parte de la cuña del manto es difícil de interpretar por dos razones: primero los parámetros de partición observados en la cuña son variables [*Long y Silver*, 2008]. Por ejemplo, muchas zonas de subducción exhiben una transición de ϕ paralelo a la trinchera cerca de la trinchera a ϕ perpendicular a la trinchera más lejos de ésta (ejemplo: Ryukyu, Marianas y Tonga), pero unas pocas exhiben el patrón opuesto (ejemplo: Kamchatka). Por otra parte, el δt también varía dramáticamente entre regiones.

6.2 PARTE NORTE DEL ARREGLO.

Algunas cuñas son casi isotropas (Indonesia y el sur de América) mientras otros exhiben δt grandes, mayores a 1.0 s (Ryukyu y Tonga). Segundo, las condiciones de la cuña incrementan la probabilidad de un cambio del LPO al tipo-B [Long y Silver, 2008]. Adicionalmente, Long y Silver [2008] sugieren que el flujo del manto en la cuña está controlado por la competencia entre dos campos de flujo: el flujo de esquina en 2-D, el cual es controlado por la viscosidad entre la placa que se está subduciendo y el manto que lo cubre, y por el flujo de retorno en 3-D, que es inducido por migración de la trinchera. Es común interpretar la anisotropía en la cuña del manto empleando el olivino tipo B puesto que ahí existe un alto contenido de agua, bajas temperaturas y esfuerzos grandes. Para la cuña del manto debajo del experimento MASE se produce la subducción de una placa joven y caliente [Pardo y Suárez, 1995; Manea et al., 2005, 2006; Husker y Davis, 2009]. Por lo tanto en el presente trabajo se propone que existe olivino tipo A o similar dentro de la cuña del manto ya que existen altas temperaturas [Karato et al., 2008]. Al ser la dirección rápida aproximadamente perpendicular a la trinchera las observaciones son consistentes con flujo "entrained" 2-D por debajo de la placa subducida y con flujo de esquina bidimensional dentro de la cuña del manto, aunque es imposible determinar la contribución relativa al δt en estas dos regiones. Long y Silver [2008] encontraron que para la mayoría de zonas de subducción donde se puede cuantificar independientemente las direcciones rápidas en la cuña y por debajo de la placa subducida, éstas son similares. A manera de comparación debe notarse que para la placa de Cocos en el Istmo de Tehuantepec (arreglo VEOX y SSN) la dirección rápida obtenida con mediciones de SKS es aproximadamente perpendicular a la trinchera [Bernal Díaz et al., 2008]. De igual manera, mediciones para la cuña del manto empleando ondas S locales de sismos dentro de la placa subducida arrojan direcciones rápidas aproximadamente perpendiculares a la trinchera las cuales fueron interpretadas como flujo de esquina bidimensional [León Soto et al., 2011].

Considerando lo inclinado de la placa que se subduce, así como la profundidad que alcanza (~500 km), es posible que para ciertas trayectorias las ondas SKS recorran una distancia considerable dentro de la placa subducida. Por lo tanto otra posible interpretación de los resultados sería que parte de la anisotropía encontrada en esta región puede deberse a una contribución de la placa subducida. Hammond et al. [2006] obtuvieron direcciones rápidas oblicuas a la trinchera con datos de partición SKS en la zona de subducción Sumatra/Indonesia y lo atribuyeron a anisotropía dentro de la placa subducida.

Es posible también que para la parte norte del arreglo exista una dependencia "back-acimutal" en la orientación de los ejes rápidos. Las orientaciones reportadas en la tabla 4 y en las figuras 18, 19 y 20 son controladas predominantemente por ondas provenientes de Fiji y Vanuatu con acimuts inversos de 248° y 257° , respectivamente. Estas ondas atraviesan la placa en la región donde alcanza profundidades de hasta ~500 km. La figura 24 (izquierda) muestra los ejes rápidos obtenidos con mediciones de SKKS para el sismo del 2005/03/02 en el Mar de Banda con un back azimuth de $\sim 277^\circ$. Existen datos en seis estaciones en el norte del arreglo los cuales dan orientaciones del eje rápido entre $N20^\circ E$ y $N67^\circ E$. Su orientación promedio es de $N43^\circ E$. Estos valores son consistentes con los

6.2 PARTE NORTE DEL ARREGLO.

obtenidos para la parte sur del arreglo (figura 19) tanto para este mismo sismo como para los valores promediados (figura 17). Las ondas provenientes de Banda registradas en estas estaciones no atraviesan la placa subducida. Desafortunadamente se cuenta con menos mediciones empleando sismos en Indonesia que en Fiji y Vanuatu y son, en general de menor calidad debido a su mayor distancia.

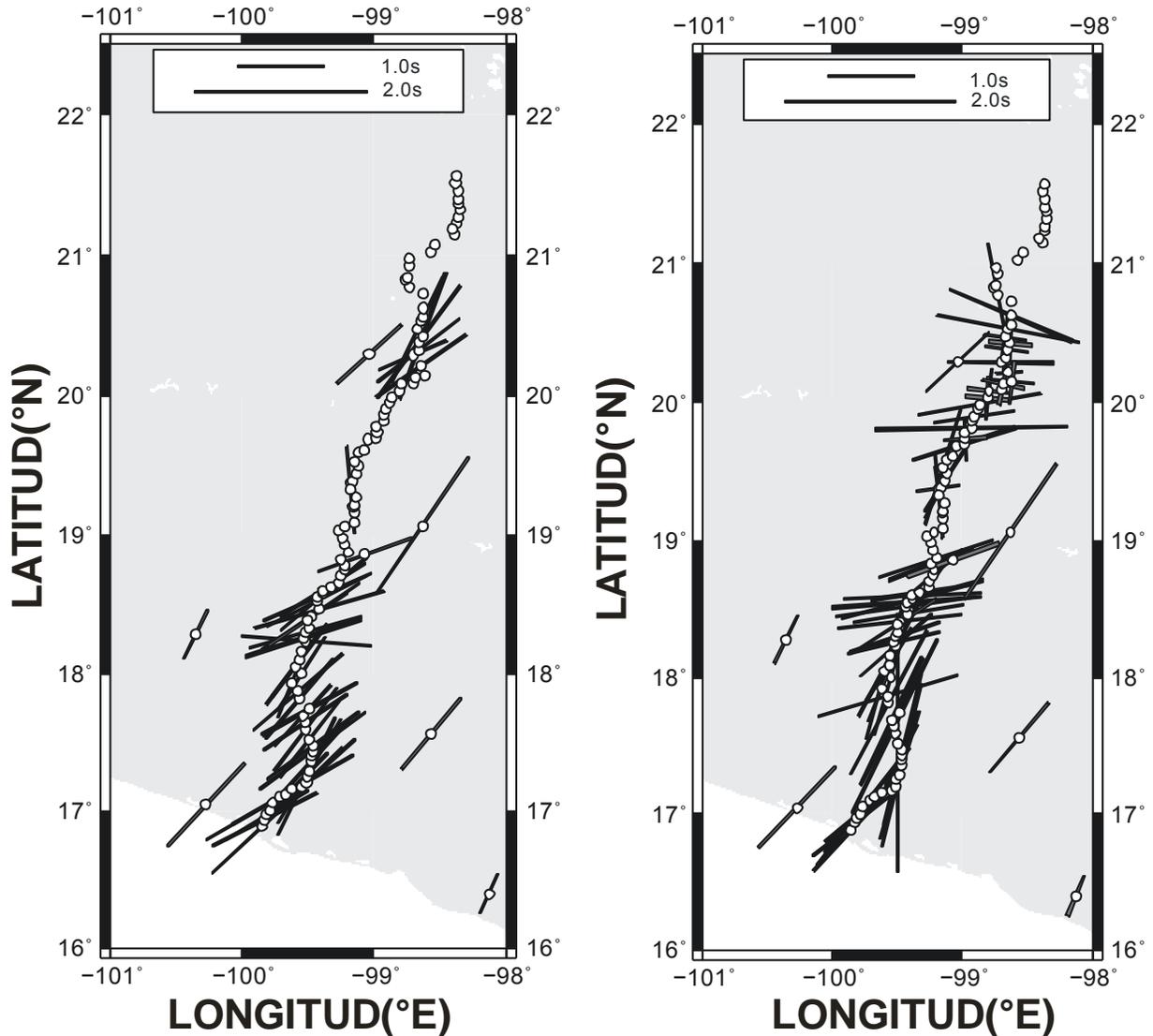


Figura 24. Mapas obtenidos para las fases *SKKS* (izquierda) del sismo de 2005/03/02, donde vemos que no se presenta ninguna medición nula y a comparación de la fase *PKS* (derecha) del sismo de 2006/01/27 tenemos menos resultados. El tamaño de las barras es proporcional a δt , como se indica en el recuadro, y la inclinación de las barras indica el valor de ϕ . Las mediciones nulas son representadas por una cruz, con sus dos brazos apuntando en las direcciones de polarización rápida permitidas.

6.3 ESTACIONES DEL SSN.

6.3 ESTACIONES DEL SSN.

Long [2009] trabajo con ondas *SKS* y *SKKS* con un rango de distancias epicentrales de 108° a 120° , ya que a este rango de distancias pueden ser identificadas simultáneamente ambas fases. Este estudio fue realizado en el oeste de México y California para muestrear la base del manto, también llamado D'' , ya que, aunque estas ondas son interpretadas como señal de anisotropía en el manto superior, también pueden ser sensitivas a anisotropía acimutal en D'' . Encontró discrepancias entre estas dos fases para la parte del océano Pacífico oriental. Obtuvo direcciones de polarización rápida entre rangos de 42° a 65° y tiempos de retardo de 1 s a 3.1 s. De los 15 pares *SKS-SKKS* estudiados en nueve estaciones distintas, 12 involucran registros de mediciones nulas o casi nulas para las fases *SKS*, y ya que no hay mucha diferencia entre las direcciones de propagación de estas dos fases ($\sim 5^\circ$) *Long* atribuye sus resultados a anisotropía en la zona D'' .

En lo que respecta a las comparaciones entre nuestras mediciones y las realizadas por *Long* [2009], fue una idea que surgió al ver que se contaba con estaciones que tenían un back azimuth muy parecido a los que ella presentaba en su trabajo, sólo se hizo la comparación con el sismo del 2002/09/08 ya que presentaba distancias epicentrales parecidas. Sólo siete estaciones: CJIG, CUIG, LVIG, PLIG, PNIG, YAIG y ZIIG fueron consistentes con las observaciones de *Long* [2009].

LVIG tiene observaciones consistentes con las de *Long* [2009] pero las ondas rápida y lenta no están muy claras ya que el δt que da el programa no concuerda con el que obtuvimos al hacer el cálculo revisando los registros y esto es porque la forma de la onda resulto ser algo compleja. Para PLIG los resultados aunque son consistentes, la dirección rápida no es muy parecida. PNIG puede ser un caso parecido al de PHL presentado por *Long* [2009] ya que hay mediciones tanto para *SKS* y *SKKS* y en ambos el δt es muy parecido, en esta parte ella propone que las dos ondas pueden estar viendo la misma región anómala (D''), en este caso no podemos asegurar nada ya que sólo trabajamos con un solo evento y nuestros registros no fueron de muy buena calidad. ZIIG tiene una situación parecida a la PLIG.

En lo que respecta a las estaciones: CAIG, MAIG, MOIG, OXIG, PPIG, TUIG y ZAIG, resultaron no ser consistentes, nuevamente aclaramos que nuestros registros no fueron de muy buena calidad, por lo que fue un poco difícil eliminar el ruido. No podemos concluir ni aportar mucho en esta parte del trabajo, pero cabe mencionar el hecho de que, aunque fueron pocas las estaciones que coincidieron con los resultados de *Long* [2009] es interesante encontrar resultados parecidos para distintas regiones de estudio.

7. CONCLUSIONES

7. CONCLUSIONES.

Las estaciones ubicadas debajo de la Placa de Cocos en el arreglo MASE para la parte sur tienen direcciones rápidas orientadas predominantemente NE-SO, siendo de esta manera aproximadamente perpendiculares a la trinchera, y concordantes con el movimiento relativo entre las placas de Cocos y América del Norte. Por lo tanto es interpretado como flujo “entrained” 2-D. Esto es consistente con lo observado en Cascadia, que es también una placa joven y caliente. Para la parte norte las direcciones de polarización rápida presentan orientaciones N-S y NNO-SSE, por lo que resultan ser aproximadamente perpendiculares a la trinchera. De igual forma es interpretado como flujo “entrained” 2-D más flujo de esquina 2-D.

Dado que nuestra región de estudio es una zona de subducción, la anisotropía es causada por deformación actual del manto, en donde de igual forma, se encuentra involucrado el flujo astenosférico. Por el tipo de comportamiento que presentan las direcciones rápidas, en ambas partes del arreglo se puede concluir que el olivino predominante es el tipo-A.

APENDICE

A1: Desarrollo de las ecuaciones para el método de *Silver y Chan* [1991]

En un medio homogéneo e isótropo una onda cortante que llega a una superficie en un tiempo T_0 después de recorrer una trayectoria de longitud L puede ser representada en una función vectorial.

$$u(\omega) = \mathbf{A}w(\omega)\exp[-i\omega T_0] \quad (\text{A1})$$

donde \mathbf{A} es un vector complejo que representa la amplitud, y $w(\omega)$ es la función de onda u ondícula que resulta de multiplicar la transformada de Fourier de la función temporal de fuente, el operador de atenuación y la respuesta del instrumento. Podemos escribir al vector \mathbf{A} como $\mathbf{A} = A\mathbf{p}$ donde A es una escalar complejo y \mathbf{p} es un vector unitario real que apunta en la dirección del desplazamiento y que está contenido en el plano ortogonal a la dirección de propagación \mathbf{b} . Si se incorpora a \mathbf{A} en la definición de $w(\omega)$ podemos reescribir (A1) de la siguiente manera

$$u(\omega) = w(\omega)\exp[-i\omega T_0]\hat{\mathbf{p}} \quad (\text{A2})$$

En este método se ignoran los cambios de fase en la componente radial producidos en la superficie libre. Esta es una buena aproximación para ángulos de llegada cercanos a la vertical.

Se modela la partición debido a la anisotropía como la operación geométrica de proyectar $\hat{\mathbf{p}}$ sobre las direcciones de polarización rápida y lenta ($\hat{\mathbf{f}}$ y $\hat{\mathbf{s}}$) y desplazar estas dos componentes un tiempo $\delta t/2$ antes y $-\delta t/2$ después, respectivamente para un tensor de elasticidad C_{ijkl} , $\hat{\mathbf{f}}$ y $\hat{\mathbf{s}}$ son los eigenvectores casi de corte de la matriz de polarización \mathbf{V} definida por la Ecuación (11).

Una vez obtenida la Ecuación (12) tenemos que $\delta\beta_{1,2} = \beta_{1,2} - \beta_0$, y β_0 es la velocidad de corte isótropa definida como $\delta\beta_1 + \delta\beta_2 = 0$. El proceso de producir una onda de corte particionada $\mathbf{u}_s(\omega)$ se puede representar como la aplicación del operador de partición.

$$\exp[i\omega\delta t/2]\hat{\mathbf{f}}\hat{\mathbf{f}} + \exp[-i\omega\delta t/2]\hat{\mathbf{s}}\hat{\mathbf{s}} \quad (\text{A3})$$

A una señal de la forma (A2) con la forma de onda particionada resultante

$$\mathbf{u}_s(\omega) = w(\omega) \exp[-i\omega T_0] (\phi, \delta t) \cdot \hat{\mathbf{p}} \quad (\text{A4})$$

donde ϕ es el ángulo entre $\hat{\mathbf{f}}$ y $\hat{\mathbf{p}}$. Si se define el tensor

$$\delta T = \delta t/2(\hat{\mathbf{f}}\hat{\mathbf{f}} - \hat{\mathbf{s}}\hat{\mathbf{s}}) \quad (\text{A5})$$

Entonces puede ser escrito más compactamente como

$$= \exp[i\omega\delta T(\phi, \delta t)] \quad (\text{A6})$$

en analogía con el caso isotrópico (A2).

Los dos parámetros que pueden ser medidos son δt y ϕ . Una forma sencilla o directa de hacer esto es tratar de corregir la anisotropía y escoger el par que este más cercano a regresar la ecuación (A4) a la forma (A2) al revertir las operaciones geométricas, es decir, buscando el operador inverso $^{-1}$. De la ecuación (A5) podemos ver que éste operador es unitario entonces el inverso es simplemente el complejo conjugado * . Suponiendo que se conoce el plano de polarización de la onda cortante, $^{-1}$ puede encontrarse calculando la matriz bidimensional de covarianza en el dominio del tiempo para el movimiento de partículas en este plano, ya que sus eigenvalores se pueden usar como una medida de linealidad [Vidale, 1986].

A2: Mediciones individuales de los parámetros de partición para las distintas fases utilizadas.

Tabla 3. Medición de los parámetros de partición individuales en cada estación.

ESTACION	DATOS A/M/D	ϕ_b (°)	FASE	ϕ (°)	σ_ϕ (°)	δt (s)	$\sigma_{\delta t}$ (s)
ACAP	2005/02/05	293.94	SKKS	42	25	2.30	1.20
	*2005/02/08	257.32	SKS	85	-	-	-
	2005/03/02	276.02	SKKS	47	29	1.55	0.45
	2006/01/02	247.78	SKS	26	28	0.90	0.40
	2006/01/27	278.12	PKS	43	24	1.30	0.60
QUEM	*2005/02/05	294.00	SKKS	60	27	1.75	0.75
	2005/02/08	257.33	SKS	33	26	1.10	0.60
	*2005/03/02	276.08	SKKS	63	26	1.35	0.35
	2005/03/30	245.94	SKS	57	47	0.75	0.45
	2006/01/02	247.78	SKS	21	31	0.85	0.75
	2006/01/27	278.17	PKS	52	24	1.25	0.65
	2006/02/02	249.90	SKS	32	28	0.85	0.40
	2006/08/07	255.63	SKS	51	31	1.10	0.50
CEME	2005/02/05	294.04	SKKS	48	43	1.50	0.90
	2005/02/08	257.34	SKS	-4	56	2.00	2.20
	2005/03/02	276.11	SKKS	59	18	1.10	0.30
	2005/03/19	246.31	SKS	44	61	0.80	3.00
	2005/03/30	245.95	SKS	50	34	0.95	0.35
	2006/01/27	278.21	PKS	44	43	1.10	1.10
	2006/02/02	249.91	SKS	29	33	0.80	0.40
	2006/08/07	255.64	SKS	38	34	0.85	0.45
EL30	2006/01/02	247.79	SKS	36	28	0.95	0.65
	2006/01/27	278.25	PKS	50	37	1.05	0.75
	2006/02/02	249.91	SKS	25	29	0.70	0.50
	2006/08/07	255.65	SKS	25	27	1.15	0.65
EL40	2005/02/05	294.14	SKKS	56	59	1.05	1.25
	2005/02/08	257.36	SKS	48	14	1.50	0.40
	2005/03/19	246.32	SKS	39	21	1.05	0.55
	2005/03/30	245.96	SKS	37	41	0.85	0.55
	*2006/01/02	247.79	SKS	3	28	0.75	0.45
	2006/01/27	278.30	PKS	38	22	1.75	0.55
	2006/02/02	249.91	SKS	51	60	0.85	0.65
	2006/08/07	255.66	SKS	51	20	1.30	0.60
XALT	*2005/02/05	294.21	SKKS	40	20	2.45	1.55
	2005/02/08	257.38	SKS	61	21	1.85	1.15
	*2005/03/02	276.26	SKKS	60	18	1.95	0.45
	2005/03/19	246.34	SKS	24	34	0.90	0.50
	2005/03/30	245.97	SKS	36	25	0.80	0.30
	2006/01/02	247.81	SKS	27	34	0.55	0.55
	2006/08/07	255.68	SKS	44	48	1.00	0.70
PLAY	*2005/02/05	294.26	SKKS	35	12	1.90	0.60

	2005/02/08	257.40	SKS	54	29	1.05	0.65
	*2005/03/02	276.29	SKKS	60	31	1.40	0.20
	2005/03/19	246.35	SKS	46	21	0.95	0.55
	2005/03/30	247.79	SKS	46	28	0.95	0.45
	2006/01/02	245.98	SKS	16	30	0.70	0.30
	2006/08/07	255.70	SKS	49	41	0.95	1.15
XOLA	2005/02/05	294.32	SKKS	54	32	1.30	0.80
	2005/02/08	257.42	SKS	41	26	1.00	0.50
	2005/03/02	276.35	SKKS	44	22	1.15	0.45
	2005/03/19	246.36	SKS	24	36	0.65	0.35
	2005/03/30	246.00	SKS	16	32	0.70	0.30
	2006/01/02	247.83	SKS	46	55	0.80	0.70
	2006/01/27	278.46	PKS	46	32	0.50	1.20
	2006/02/02	249.95	SKS	9	43	0.75	0.45
	2006/08/07	255.72	SKS	45	32	0.85	0.45
TICO	*2005/02/05	294.38	SKKS	44	32	1.70	0.80
	2005/02/08	257.44	SKS	35	23	1.15	0.45
	2005/03/02	276.39	SKKS	46	20	1.30	0.40
	2005/03/19	246.39	SKS	38	25	0.65	0.35
	2005/03/30	247.79	SKS	21	26	0.75	0.25
	2006/01/02	247.86	SKS	21	26	0.85	0.35
	2006/08/07	255.74	SKS	19	18	1.20	0.50
CARR	2005/02/05	294.43	SKKS	43	27	1.85	1.05
	2005/02/08	257.45	SKS	38	25	1.25	0.45
	*2005/03/02	276.43	SKKS	48	21	1.50	0.50
	2005/03/19	246.39	SKS	32	26	0.70	0.20
	2005/03/30	246.03	SKS	15	28	0.75	0.25
	*2006/08/07	255.75	SKS	15	18	1.55	0.45
OCOT	2005/02/05	294.47	SKKS	22	29	1.90	1.40
	2005/02/08	257.46	SKS	36	17	1.40	0.40
	2005/03/02	276.47	SKKS	26	20	1.50	0.60
	2005/03/19	246.39	SKS	25	24	0.90	0.40
	*2005/03/30	246.03	SKS	-2	36	0.60	0.20
RIVI	*2005/02/05	294.52	SKKS	37	18	1.20	0.60
	*2005/02/08	257.47	SKS	58	11	1.55	0.45
	*2005/03/02	276.51	SKKS	31	21	1.40	0.30
	2005/03/19	247.79	SKS	28	28	0.80	0.40
	2005/03/30	267.04	SKS	22	43	0.70	0.40
	2006/01/02	247.87	SKS	55	14	0.75	0.15
	2006/01/27	278.63	PKS	17	15	1.55	0.95
	2006/02/02	249.99	SKS	14	30	0.85	0.55
	2006/08/07	255.77	SKS	16	33	1.05	0.55
ACAH	2005/02/05	294.59	SKKS	41	34	1.90	1.30
	2005/02/08	257.48	SKS	23	27	1.05	0.55
	2005/03/02	247.79	SKKS	42	21	1.30	1.20
	2005/03/19	246.40	SKS	57	68	0.50	0.50
	2005/03/30	246.04	SKS	30	27	0.70	0.30
	2006/01/02	247.87	SKS	11	42	0.60	0.70
	*2006/01/27	278.70	PKS	13	11	1.95	0.75
	2006/02/02	249.99	SKS	45	44	1.05	0.65
	2006/08/07	255.78	SKS	39	45	0.80	0.50

MAZA	2005/02/05	294.65	SKKS	48	52	1.45	1.55
	2005/02/08	257.49	SKS	12	35	1.30	1.00
	*2005/03/02	276.64	SKKS	54	19	1.50	0.30
	2005/03/19	246.40	SKS	21	42	0.80	0.50
	2006/01/02	247.86	SKS	-17	52	0.90	0.70
	2006/01/27	278.77	PKS	27	50	0.80	0.90
	2006/02/02	249.98	SKS	20	31	0.85	0.45
	2006/08/07	255.79	SKS	46	34	1.05	0.55
PETA	*2005/02/05	294.69	SKKS	68	-	-	-
	2005/02/08	257.50	SKS	35	17	1.20	0.50
	*2005/03/02	276.68	SKKS	54	16	1.30	0.20
	2005/03/19	246.40	SKS	28	35	0.95	0.65
	2006/01/02	247.86	SKS	6	41	0.70	0.60
	2006/01/27	278.81	PKS	14	27	1.80	1.40
	2006/02/02	249.98	SKS	30	18	0.90	0.30
	2006/08/07	255.80	SKS	50	30	1.15	0.45
UICA	*2005/02/05	294.70	SKKS	25	-	-	-
	*2005/02/08	257.50	SKS	30	11	1.30	0.30
	2005/03/02	276.70	SKKS	38	20	1.10	0.40
	2005/03/19	246.39	SKS	25	35	1.00	0.70
	2006/01/02	247.85	SKS	5	23	0.85	0.25
	2006/01/27	278.84	PKS	0	64	3.00	2.70
	2006/02/02	249.97	SKS	31	21	1.25	0.55
	2006/08/07	255.79	SKS	38	25	1.20	0.40
ELPO	2005/02/05	294.75	SKKS	31	87	3.55	4.45
	2005/02/08	257.50	SKS	38	17	1.25	0.45
	2005/03/02	276.76	SKKS	37	43	1.20	0.80
	2005/03/30	246.85	SKS	-5	44	0.60	0.30
ZURI	2005/02/05	294.79	SKKS	54	35	1.60	1.10
	2005/02/08	257.51	SKS	35	16	1.20	0.30
	2005/03/02	276.80	SKKS	56	16	1.15	0.25
	2005/03/19	246.38	SKS	14	56	0.65	1.15
	2005/03/30	246.02	SKS	28	29	0.60	0.20
	2006/01/02	247.83	SKS	37	24	0.75	0.25
	2006/01/27	278.94	PKS	26	38	2.25	0.40
	2006/02/02	249.95	SKS	32	23	0.75	0.25
2006/08/07	255.80	SKS	50	27	1.15	0.55	
PLAT	2005/02/05	294.82	SKKS	34	85	2.25	1.85
	2005/02/08	257.51	SKS	30	18	1.20	0.30
	2005/03/02	276.84	SKKS	42	25	0.95	0.25
	2005/03/30	246.01	SKS	29	26	0.65	0.25
	2006/01/02	247.82	SKS	34	22	0.75	0.35
	2006/01/27	278.97	PKS	26	28	1.60	0.80
	2006/02/02	249.94	SKS	24	24	0.85	0.35
	2006/08/07	255.81	SKS	45	38	1.00	0.50
HUIT	*2005/02/05	294.89	SKKS	26	-	-	-
	2005/02/08	257.53	SKS	42	17	1.15	0.35
	*2005/03/02	276.90	SKKS	61	16	1.25	0.25
	2005/03/30	246.02	SKS	50	28	0.80	0.20
	2006/01/02	247.84	SKS	20	23	0.90	0.50
	*2006/01/27	279.04	PKS	28	7	1.90	0.50

	2006/02/02	249.95	SKS	38	21	1.00	0.40
	2006/08/07	255.83	SKS	38	20	1.10	0.40
VEVI	2005/02/05	294.90	SKKS	30	15	1.90	1.00
	2005/02/08	257.52	SKS	27	16	1.30	0.40
	2005/03/02	276.93	SKKS	40	18	1.20	0.50
	2005/03/30	246.00	SKS	25	25	0.75	0.25
	2006/01/02	247.81	SKS	13	12	0.80	0.20
	2006/01/27	279.09	PKS	28	50	1.90	1.60
	2006/02/02	249.92	SKS	22	20	0.80	0.30
PLLI	2005/02/05	294.93	SKKS	30	23	1.90	1.60
	*2005/02/08	257.52	SKS	35	12	1.40	0.30
	*2005/03/02	276.97	SKKS	49	18	1.35	0.25
	*2005/03/19	246.35	SKS	25	25	1.60	0.60
	2005/03/30	245.99	SKS	20	21	0.70	0.30
	2006/01/02	247.80	SKS	11	25	0.75	0.25
	*2006/01/27	279.11	PKS	73	22	1.70	1.00
	2006/02/02	249.91	SKS	23	25	0.70	0.30
	2006/08/07	255.82	SKS	36	33	1.40	0.90
XALI	*2005/02/05	295.06	SKKS	50	11	1.65	0.45
	2005/02/08	257.54	SKS	36	19	1.05	0.35
	2005/03/02	277.09	SKKS	32	57	1.00	0.90
	2005/03/19	246.36	SKS	45	32	0.75	0.45
	*2005/03/30	246.00	SKS	41	10	0.95	0.15
	2006/01/02	247.80	SKS	11	17	0.80	0.25
	2006/01/27	279.24	PKS	16	71	1.40	1.50
	2006/02/02	297.91	SKS	30	22	0.80	0.30
	2006/08/07	255.84	SKS	43	26	0.95	0.45
MAXE	2005/03/02	277.12	SKKS	36	42	1.10	0.80
	2005/03/19	246.34	SKS	34	15	1.00	0.30
	2005/03/30	245.98	SKS	29	15	0.85	0.25
	2006/01/02	247.78	SKS	20	17	0.75	0.25
	2006/01/27	279.26	PKS	15	32	1.65	1.35
	2006/02/02	249.89	SKS	22	13	0.90	0.20
	2006/08/07	255.83	SKS	75	29	0.95	0.45
TONA	2005/02/05	295.13	SKKS	29	37	2.35	2.45
	*2005/02/08	257.55	SKS	51	14	1.40	0.20
	2005/03/02	277.17	SKKS	38	49	1.05	0.75
	2005/03/19	246.35	SKS	19	20	0.90	0.40
	2005/03/30	245.99	SKS	36	16	0.95	0.35
	2006/01/02	247.79	SKS	44	17	0.95	0.45
	2006/01/27	279.32	PKS	32	62	1.00	0.70
	2006/02/02	249.90	SKS	28	16	0.85	0.35
	*2006/08/07	255.85	SKS	85	41	1.35	0.35
SAGR	2005/03/19	246.35	SKS	24	19	0.90	0.50
	2005/03/30	245.99	SKS	25	16	0.95	0.25
	2006/01/02	247.79	SKS	30	10	0.90	0.30
	2006/01/27	279.38	PKS	28	12	1.60	0.80
	2006/02/02	249.90	SKS	27	21	0.80	0.40
	2006/08/07	255.86	SKS	19	46	1.05	0.55
SATA	*2005/03/02	277.31	SKKS	-86	37	1.50	1.00
	2005/03/19	246.36	SKS	27	14	0.80	0.20

	2005/03/30	246.00	SKS	28	18	0.75	0.35
	2006/01/02	247.80	SKS	26	15	0.75	0.15
	*2006/01/27	279.46	PKS	49	36	1.10	0.50
	2006/02/02	249.91	SKS	27	23	0.75	0.35
ZACA	*2005/02/05	295.28	SKKS	65	19	1.10	0.30
	*2005/02/08	257.58	SKS	34	13	1.25	0.25
	*2005/03/02	277.32	SKKS	72	24	1.40	0.50
	2005/03/19	246.35	SKS	22	14	0.90	0.30
	2005/03/30	246.00	SKS	21	18	0.75	0.35
	2006/01/02	247.79	SKS	15	23	0.75	0.15
	*2006/01/27	279.48	PKS	77	28	1.10	0.80
	2006/02/02	249.90	SKS	29	17	0.75	0.15
TEPO	2005/02/05	295.32	SKKS	49	22	1.55	0.55
	2005/02/08	257.59	SKS	42	15	1.30	0.30
	2005/03/02	277.36	SKS	74	17	1.35	0.25
	*2006/01/02	247.79	SKS	13	19	0.70	0.20
	2006/01/27	279.52	PKS	71	34	1.10	0.90
	*2006/02/02	249.90	SKS	25	10	0.80	0.20
	2006/08/07	255.89	SKS	58	21	1.20	0.40
TOMA	2005/03/02	277.39	SKKS	67	34	1.35	0.45
CIEN	*2005/03/02	295.44	SKKS	56	26	1.35	0.35
	2005/03/19	246.37	SKS	24	47	0.50	0.80
	2005/03/30	246.01	SKS	60	100	1.10	1.00
	2006/01/02	247.80	SKS	-5	64	0.80	0.60
	2006/01/27	279.64	PKS	83	32	1.45	0.95
	2006/02/02	249.91	SKS	40	38	0.90	0.70
	2006/08/07	255.92	SKS	26	26	0.75	0.25
BUCU	*2005/02/05	277.48	SKKS	74	23	1.90	1.30
	*2005/03/02	277.55	SKKS	74	32	1.55	0.55
	2005/03/19	246.39	SKS	42	45	0.65	0.55
	2005/03/30	246.03	SKS	20	24	0.60	0.20
	2006/01/02	247.82	SKS	52	22	1.10	0.60
	2006/01/27	279.71	PKS	81	38	1.30	1.10
	2006/02/02	297982	SKS	35	17	0.75	0.25
	2006/08/07	255.94	SKS	38	22	0.65	0.15
PALM	*2005/02/05	295.56	SKKS	85	25	2.00	0.50
	2005/03/02	277.59	SKKS	63	28	1.30	0.60
	2005/03/19	246.38	SKS	28	29	0.60	0.30
	2005/03/30	246.02	SKS	39	49	0.40	0.30
	2006/01/02	247.81	SKS	-12	70	0.85	0.40
	*2006/01/27	279.76	PKS	82	20	1.65	1.15
	2006/02/02	249.92	SKS	30	58	0.65	0.35
	2006/08/07	255.94	SKS	36	19	0.80	0.30
SAFE	*2005/02/05	295.59	SKKS	67	21	1.40	0.40
	2005/03/02	277.62	SKKS	66	34	1.35	0.85
	2005/03/19	246.38	SKS	41	25	0.70	0.30
	2005/03/30	246.03	SKS	34	39	0.50	0.50
	2006/01/02	247.81	SKS	-6	71	0.70	0.50
	*2006/01/27	279.78	PKS	86	18	1.75	1.25
	2006/02/02	249.92	SKS	42	13	0.70	0.20

CASA	2005/02/05	295.64	SKKS	88	45	1.75	1.15
	2005/03/02	277.65	SKKS	49	23	1.30	0.60
	2005/03/19	246.40	SKS	17	26	0.60	0.30
	2005/03/30	246.04	SKS	18	31	0.60	0.30
	2006/01/02	247.82	SKS	59	16	1.40	0.80
	2006/01/27	279.83	PKS	75	23	1.70	1.40
	2006/02/02	249.93	SKS	21	19	0.65	0.25
	2006/08/07	255.96	SKS	33	20	0.90	0.40
AMAC	*2005/02/05	295.66	SKKS	-73	67	1.75	1.45
	*2005/03/02	277.67	SKKS	58	27	1.15	0.55
	2005/03/19	246.39	SKS	31	33	0.60	0.30
	2005/03/30	246.04	SKS	32	24	0.70	0.30
	*2006/01/02	247.82	SKS	-4	74	0.65	0.85
	*2006/01/27	279.85	PKS	88	21	1.60	1.60
	2006/02/02	249.93	SKS	28	29	0.55	0.45
	2006/08/07	255.97	SKS	36	19	0.85	0.30
PUIX	*2005/02/05	295.72	SKKS	23	-	-	-
	2005/03/02	277.72	SKKS	78	49	0.30	1.30
	2005/03/19	246.41	SKS	30	51	0.45	0.65
	2005/03/30	246.06	SKS	14	18	0.65	0.35
	2006/01/02	247.84	SKS	57	76	0.70	0.70
	2006/01/27	279.90	PKS	81	27	1.15	1.85
	2006/02/02	249.95	SKS	31	20	0.60	0.30
	2006/08/07	255.99	SKS	31	23	0.80	0.25
SJVH	2006/01/02	247.86	SKS	57	28	0.75	0.55
	2006/01/27	279.96	PKS	35	60	0.60	1.70
	2006/02/02	249.97	SKS	35	27	0.60	0.30
ATLA	2006/01/02	247.87	SKS	49	43	0.65	0.55
	2006/01/27	280.06	PKS	49	39	0.90	0.90
	2006/02/02	249.97	SKS	52	65	0.70	1.50
	2006/08/07	256.04	SKS	65	24	1.50	1.00
TEMI	2006/01/27	280.12	PKS	69	43	1.05	0.65
	2006/02/02	249.96	SKS	64	80	0.65	2.45
	2006/08/07	256.04	SKS	58	31	1.25	0.95
JIUT	2006/01/02	247.87	SKS	8	53	0.40	0.90
	2006/01/27	280.18	PKS	72	26	1.40	0.80
	2006/02/02	249.97	SKS	55	45	0.65	0.65
CUNO	2006/01/02	247.85	SKS	47	40	0.80	0.50
	2006/08/07	256.06	SKS	36	31	1.15	0.65
VLAD	2006/01/02	247.84	SKS	44	65	0.65	0.95
	2006/02/02	249.94	SKS	59	80	0.75	1.45
CHIC	2006/01/02	247.88	SKS	21	54	0.55	1.65
	2006/08/07	256.10	SKS	54	68	1.15	0.95
TONI	2006/08/07	256.12	SKS	10	41	1.20	0.50
TEPE	2006/01/02	247.87	SKS	14	34	0.60	0.40
MIXC	2006/01/02	247.85	SKS	-1	56	0.35	1.85
	*2006/01/27	280.64	PKS	82	-	-	-
	2006/02/02	249.95	SKS	47	89	1.90	1.80
	2006/08/07	256.13	SKS	58	38	1.30	0.60
CIRE	2006/01/27	280.66	PKS	29	73	0.80	1.00
MULU	2006/01/27	280.71	PKS	34	44	0.85	1.05

ESTA	*2006/01/02	247.87	SKS	-24	-	-	-
	2006/02/02	249.97	SKS	-12	23	1.45	1.55
	^2006/08/07	256.17	SKS	10	-	0.85	-
ARBO	*2006/01/02	247.86	SKS	-27	-	-	-
	2006/01/27	280.79	PKS	17	60	1.40	2.30
	*2006/02/02	249.95	SKS	-33	-	-	-
PTRP	2006/01/02	247.87	SKS	-18	48	1.25	1.05
	2006/02/02	249.96	SKS	6	67	0.60	3.10
	2006/08/07	256.19	SKS	15	44	0.65	0.55
COAC	2006/01/02	247.88	SKS	-27	18	2.20	1.20
TONN	2006/01/02	247.89	SKS	-11	30	1.75	1.65
TECA	2006/01/02	247.91	SKS	-27	36	1.70	1.40
	2006/02/02	250.00	SKS	-3	22	1.20	0.90
	*2006/01/27	281.02	PKS	72	42	1.25	1.15
SALU	2006/01/02	247.91	SKS	-19	17	1.55	1.25
	*2006/01/27	281.06	PKS	-3	-	-	-
	2006/02/02	250.00	SKS	-6	24	1.15	0.75
	2006/08/07	256.25	SKS	8	19	1.35	0.65
SNLU	2006/08/07	256.25	SKS	11	23	1.15	0.65
TIZA	*2006/01/27	281.16	PKS	89	86	2.25	2.25
	2006/02/02	250.01	SKS	-15	13	1.15	0.65
	2006/08/07	256.28	SKS	-6	29	1.35	0.65
ECID	2006/08/07	256.28	SKS	-6	46	1.25	1.05
PSIQ	*2006/01/27	281.24	PKS	82	74	0.95	1.15
	2006/02/02	250.02	SKS	-14	9	1.30	0.70
	2006/08/07	256.29	SKS	23	35	0.70	1.10
KM67	2006/01/02	247.93	SKS	-19	34	1.15	0.85
	2006/02/02	250.02	SKS	-18	13	1.15	0.65
	2006/08/07	256.31	SKS	-10	10	1.50	0.70
SAPE	2006/01/02	247.94	SKS	-21	13	1.55	0.65
	*2006/01/27	281.34	PKS	80	81	1.45	2.25
	2006/02/02	250.03	SKS	-17	15	1.05	0.65
	2006/08/07	256.32	SKS	-9	6	1.30	0.40
SUPA	2006/01/02	247.96	SKS	-24	13	1.85	0.95
	*2006/01/27	281.41	PKS	-85	-	-	-
	2006/02/02	250.05	SKS	-16	48	1.05	0.85
	*2006/08/07	256.34	SKS	-2	21	0.80	0.40
PASU	2006/01/02	247.96	SKS	-11	12	1.40	0.70
	*2006/01/27	281.46	PKS	7	-	-	-
	2006/02/02	250.05	SKS	-2	17	1.00	0.50
	2006/08/07	256.36	SKS	6	29	0.90	0.60
MIMO	2006/01/02	248.00	SKS	-21	25	1.35	1.05
	*2006/01/27	281.56	PKS	12	-	-	-
	2006/02/02	250.08	SKS	-15	51	1.15	1.15
SAPA	*2005/03/19	246.63	SKS	-13	-	-	-
	*2005/03/30	246.28	SKS	-23	-	-	-
	*2006/01/27	281.61	PKS	6	-	-	-
	2006/02/02	250.11	SKS	-7	76	0.70	2.00
VEGU	*2005/03/02	279.40	SKKS	55	35	1.25	0.65
	*2005/03/19	246.62	SKS	-17	-	-	-

	*2005/03/30	246.27	SKS	-16	-	-	-
	2006/01/02	248.01	SKS	-6	36	1.05	0.75
	2006/01/27	281.66	PKS	85	66	0.30	2.00
	2006/02/02	250.10	SKS	-6	81	0.80	1.30
	2006/08/07	256.42	SKS	20	58	0.65	0.85
ATOT	2005/03/02	279.44	SKKS	67	35	0.85	0.60
	*2005/03/19	246.60	SKS	58	-	-	-
	*2005/03/30	246.25	SKS	-27	-	-	-
	2006/01/02	247.99	SKS	13	54	0.35	1.05
	2006/01/27	281.69	PKS	-89	19	1.25	1.75
	2006/02/02	250.07	SKS	-11	67	0.85	1.25
	2006/08/07	256.41	SKS	18	37	0.65	0.45
SABI	*2005/03/02	279.49	SKKS	52	32	1.20	0.60
	*2005/03/19	246.62	SKS	-29	-	-	-
	*2005/03/30	246.27	SKS	-29	11	1.35	0.85
	2006/02/02	250.08	SKS	-11	63	0.85	0.90
	*2006/08/07	256.43	SKS	27	27	0.75	0.35
NOGA	*2005/03/02	279.54	SKKS	36	36	1.60	0.90
	2005/03/30	246.27	SKS	-16	16	0.95	0.65
	2006/01/02	248.00	SKS	-3	59	0.50	0.70
	*2006/01/27	281.80	PKS	9	-	-	-
	2006/02/02	250.08	SKS	7	64	0.60	1.70
	*2006/08/07	256.44	SKS	37	40	0.75	0.55
AGBE	*2005/03/02	279.59	SKKS	20	35	1.55	1.05
	2005/03/19	246.63	SKS	-13	69	0.80	0.80
	2005/03/30	246.28	SKS	-14	22	0.85	0.55
	2006/01/02	248.01	SKS	-14	62	0.95	0.75
	*2006/01/27	281.85	PKS	5	-	-	-
	2006/02/02	250.09	SKS	-7	77	0.75	2.15
	2006/08/07	256.46	SKS	9	29	0.85	0.55
VENA	*2005/03/02	279.61	SKKS	26	41	1.35	0.95
	2005/03/19	246.61	SKS	9	51	0.40	0.60
	2005/03/30	246.27	SKS	-11	88	0.55	2.35
	2006/01/02	247.99	SKS	0	49	0.70	0.50
	*2006/01/27	281.87	PKS	8	-	-	-
	2006/02/02	250.07	SKS	2	34	0.75	0.55
	2006/08/07	256.45	SKS	4	49	0.95	1.05
SAME	2005/03/19	246.62	SKS	-7	55	0.70	0.60
	2005/03/30	246.28	SKS	-11	18	0.80	0.50
	2006/01/02	248.00	SKS	-4	60	0.60	0.60
	2006/01/27	281.94	PKS	-79	8	1.70	0.90
	2006/02/02	250.08	SKS	1	26	0.75	0.45
	2006/08/07	256.47	SKS	11	47	0.80	0.60
ELBA	2005/03/19	246.63	SKS	-13	19	0.85	0.45
	2005/03/30	246.28	SKS	-16	18	0.75	0.45
MOJO	2005/03/19	246.63	SKS	-8	76	0.75	0.85
	2005/03/30	246.28	SKS	5	56	0.55	0.55
	2006/01/02	248.00	SKS	-5	34	0.90	0.70
	*2006/01/27	282.03	PKS	-67	17	1.55	1.25
	2006/02/02	250.09	SKS	9	21	0.55	0.35
	2006/08/07	256.49	SKS	41	47	0.60	0.70

TIAN	2005/03/19	246.63	SKS	-19	86	0.60	2.60
	*2005/03/30	246.28	SKS	63	-	-	-
	2006/02/02	250.08	SKS	42	61	0.45	0.95
MOLA	2006/01/02	247.96	SKS	8	52	0.45	1.15
	2006/01/27	282.12	PKS	-11	81	1.20	2.20
	2006/02/02	250.04	SKS	3	46	0.70	0.60
	2006/08/07	256.48	SKS	0	53	1.15	1.05
PEMU	2006/02/02	250.02	SKS	-14	70	1.40	1.80
	2006/08/07	256.48	SKS	-9	33	1.50	1.00
OCOL	2006/02/02	250.03	SKS	-6	56	0.90	1.40
	2006/08/07	256.49	SKS	13	69	0.65	2.05
TLAL	2006/08/07	256.50	SKS	-10	-	-	-
CHIO	2006/08/07	256.51	SKS	-6	-	-	-
TIAG	2006/08/07	256.57	SKS	-6	-	-	-
IXCA	2006/01/02	248.02	SKS	-25	-	-	-
TIBL	2006/08/07	256.67	SKS	-19	-	-	-
CIRI	2006/08/07	256.70	SKS	-35	58	0.75	0.55
TEMP	2006/08/07	256.71	SKS	-42	46	0.40	0.30

Datos de los sismos y fases usadas para las mediciones individuales de parámetros de partición en cada estación. ϕ_b es el back azimuth. El parámetro ϕ es la dirección de polarización rápida (medida al este del norte), δt es el retraso en el tiempo, y σ_ϕ y $\sigma_{\delta t}$ son las incertidumbres 1σ . Las mediciones nulas son representadas con valores distintos de cero para ϕ y líneas en las siguientes tres columnas. Por lo tanto cualquiera de las tres siguientes situaciones pueden ocurrir, para el camino particular del terremoto a la estación se consideran: $\phi \approx \phi_b$, $\phi \approx \phi_b \pm 90^\circ$, o $\delta t \approx 0s$. El valor reportado se considera la interpretación más plausible de los datos. Los sismos que contienen el símbolo de * corresponde a los datos que no fueron incluidos en los apilados. Por otro lado el símbolo de ^ en la estación ESTA es para indicar que la curva del 95% de confianza no cerró.

A3: PROMEDIO DE LAS MEDICIONES REALIZADAS EN CADA ESTACIÓN

Tabla 4. Promedio de parámetros de partición medidos en cada estación.

ESTACION	LAT. [°N]	LONG. [°E]	ϕ [°]	σ_{ϕ} [°]	δt (s)	$\sigma_{\delta t}$ (s)	-----N-----	
							Part.	Nul.
ACAP	16.88	-99.85	49	8	1.30	0.20	4	1
QUEM	16.94	-99.82	49	8	0.90	0.20	6	0
CEME	16.97	-99.81	50	5	1.00	0.10	8	0
EL30	17.00	-99.78	41	9	1.00	0.20	4	0
EL40	17.05	-99.76	51	6	1.15	0.25	7	0
XALT	17.10	-99.71	39	11	0.80	0.20	5	0
PLAY	17.12	-99.67	46	14	0.90	0.20	5	0
XOLA	17.16	-99.62	43	7	0.90	0.10	9	0
TICO	17.17	-99.54	36	11	0.85	0.25	6	0
CARR	17.21	-99.51	34	14	0.80	0.20	4	0
OCOT	17.25	-99.51	36	5	1.10	0.20	4	0
RIVI	17.29	-99.49	23	7	0.85	0.25	6	0
ACAH	17.36	-99.47	42	6	0.90	0.10	8	0
MAZA	17.44	-99.46	30	9	0.80	0.20	7	0
PETA	17.48	-99.46	27	8	0.90	0.20	6	1
UICA	17.52	-99.49	25	8	1.05	0.15	6	1
ELPO	17.59	-99.51	42	18	0.60	0.20	4	0
ZURI	17.65	-99.52	51	7	0.95	0.10	9	0
PLAT	17.69	-99.54	39	6	0.85	0.15	8	0
HUIT	17.74	-99.48	41	10	0.95	0.15	5	1
VEVI	17.82	-99.56	39	6	0.90	0.10	7	0
PLLI	17.87	-99.57	28	11	0.80	0.20	5	0
XALI	18.00	-99.55	29	8	0.80	0.10	7	0
MAXE	18.05	-99.59	32	7	0.90	0.10	7	0
TONA	18.09	-99.56	32	7	0.95	0.15	7	0
SAGR	18.16	-99.55	33	5	0.95	0.10	6	0
SATA	18.24	-99.51	27	9	0.75	0.10	4	0
ZACA	18.26	-99.53	22	8	0.75	0.10	4	0
TEPO	18.30	-99.52	59	10	1.20	0.10	5	0
TOMA	18.33	-99.49	67	34	1.35	0.45	1	0
CIEN	18.41	-99.47	43	8	0.85	0.15	6	0
BUCU	18.46	-99.41	40	7	0.75	0.10	6	0
PALM	18.52	-99.43	42	8	0.75	0.10	6	0
SAFE	18.55	-99.42	47	10	0.75	0.15	5	0
CASA	18.58	-99.38	25	14	0.70	0.10	4	0
AMAC	18.60	-99.39	51	9	0.80	0.10	8	0
PUIX	18.63	-99.32	31	14	0.65	0.15	7	1
SJVH	18.66	-99.26	39	13	0.55	0.10	3	0
ATLA	18.75	-99.22	55	8	0.95	0.25	4	0

TEMI	18.83	-99.24	65	8	1.10	0.40	3	0
JIUT	18.87	-99.20	64	7	1.10	0.40	3	0
CUNO	18.98	-99.24	33	28	0.85	0.45	2	0
VLAD	19.03	-99.27	59	79	0.90	1.00	2	0
CHIC	19.09	-99.15	42	59	0.85	0.75	2	0
TONI	19.21	-99.15	10	41	1.20	0.50	1	0
TEPE	19.27	-99.14	14	34	0.60	0.40	1	0
MIXC	19.38	-99.18	46	9	1.20	0.30	3	1
CIRE	19.39	-99.16	29	73	0.80	1.00	1	0
MULU	19.44	-99.13	34	44	0.85	1.05	1	0
ESTA	19.49	-99.11	-8	33	1.15	0.95	2	1
ARBO	19.53	-99.14	17	60	1.40	2.30	1	2
PTRP	19.59	-99.11	2	30	0.70	0.50	3	0
COAC	19.61	-99.07	-27	18	2.20	1.20	1	0
TONN	19.69	-99.04	-11	30	1.75	1.65	1	0
TECA	19.70	-98.98	-5	15	1.25	0.65	2	0
SALU	19.74	-98.97	-1	13	1.25	0.45	3	1
SNLU	19.78	-98.98	11	23	1.15	0.65	1	0
TIZA	19.82	-98.92	-17	12	1.35	0.45	2	0
ECID	19.87	-98.93	-6	46	1.25	1.05	1	0
PSIQ	19.90	-98.91	-10	15	1.20	0.70	2	0
KM67	19.96	-98.88	-13	12	1.10	0.60	3	0
SAPE	19.99	-98.86	-10	6	1.20	0.20	3	0
SUPA	29.03	-98.81	-19	14	1.30	0.60	2	1
PASU	20.09	-98.79	-1	9	1.00	0.40	3	1
MIMO	20.14	-98.68	-18	16	1.25	0.75	2	1
SAPA	20.15	-98.61	-7	76	0.70	2.00	1	3
VEGU	20.22	-98.64	35	20	0.35	0.25	4	2
ATOT	20.29	-98.70	42	23	0.40	0.20	5	2
SABI	20.32	-98.66	-11	63	0.85	0.90	1	1
NOGA	20.39	-98.66	-8	16	0.75	0.45	3	1
AGBE	20.43	-98.63	-5	16	0.70	0.40	5	1
VENA	20.47	-98.67	12	21	0.50	0.30	5	1
SAME	20.53	-98.64	-3	4	0.75	0.10	6	0
ELBA	20.56	-98.62	-18	8	0.80	0.20	2	0
MOJO	20.63	-98.62	10	14	0.50	0.30	5	0
TIAN	20.73	-98.63	-1	61	0.35	0.95	2	1
MOLA	20.78	-98.72	-7	7	0.95	0.25	4	0
PEMU	20.83	-98.76	-10	21	1.50	1.00	2	0
OCOL	20.85	-98.74	1	49	0.70	1.10	2	0
TLAL	20.93	-98.73	80	-	-	-	0	1
CHIO	20.98	-98.73	84	-	-	-	0	1
TIAG	21.03	-98.57	-6	-	-	-	0	1
IXCA	21.08	-98.53	-25	-	-	-	0	1

TIBL	21.23	-98.37	-19	-	-	-	0	1
CIRI	21.40	-98.36	-35	58	0.75	0.55	1	0
TEMP	21.52	-98.38	-42	46	0.40	0.30	1	0

El parámetro ϕ es la dirección de polarización rápida (medida al este del norte), δt es el tiempo de retardo, σ_ϕ y $\sigma_{\delta t}$ son las 1σ incertidumbres. Las estaciones que presentan líneas en las tres columnas siguientes a la de ϕ indican medición nula. Para las estaciones: TOMA, TONI, TEPE, CIRE, MULU, COAC, TONN, SNLU, ECID, SABI, CIRI y TEMP no se utilizó el método de apilamiento de *Wolfe y Silver* [1998] pues sólo se contó con una medición. Para el caso de las estaciones con mediciones nulas el valor de ϕ tiene una dirección igual a ϕ_b o al $\phi_b + 90^\circ$.

A4: Cálculo de las direcciones y velocidades relativas de las placas de Cocos y América del Norte.

Para calcular la velocidad relativa y la dirección de las placas, fue necesario conocer los polos de rotación y la velocidad angular de éstas, los cuales se calculan usando las anomalías magnéticas y las zonas de fractura. Estos vectores de rotación fueron tomados de los artículos. A continuación se anexa la tabla 8¹³ que proporciona los signos utilizados para resolver las ecuaciones involucradas en los cálculos.

Tabla 8. Símbolos usados en el cálculo que involucra polos de rotación.

SÍMBOLO	SIGNIFICADO	CONVENCIÓN DE SIGNO
λ_p	Latitud del polo de rotación P	} °N positivo } °S negativo } °O negativo } °E positivo
λ_x	Latitud del punto X sobre el límite de placas	
ϕ_p	Longitud del polo de rotación P	
ϕ_x	Longitud del punto X sobre el límite de placas	
v	Velocidad en el punto X sobre el límite de placas	
v	Amplitud de velocidad	A favor de las manecillas del reloj
β	Azimuth de la velocidad con respecto al norte N	
R	Radio de la Tierra	
ω	Velocidad angular alrededor del polo de rotación	

Primero se tomaron los valores: λ_p , λ_x , ϕ_p y ϕ_x . Para ω el valor es :

$$\omega = \frac{\pi}{180} \times 7.6 \times 10^{-7} \text{ radianes/año} \quad (19)$$

Los valores obtenidos en estos dos pasos son sustituidos en las siguientes ecuaciones:

$$a = \cos^{-1}[\sin \lambda_x \sin \lambda_p + \cos \lambda_x \cos \lambda_p \cos(\phi_p - \phi_x)] \quad (20)$$

$$C = \sin^{-1}\left[\frac{\cos \lambda_p \sin(\phi_p - \phi_x)}{\sin a}\right] \quad (21)$$

$$v = \omega R \sin a \quad (22)$$

¹³ Tabla tomada de Fowler [1990].

$$\beta = 90 + C \quad (23)$$

En la figura 22 se muestra un sistema coordenado que recopila los valores obtenidos de la velocidad relativa entre las placas de Cocos y América del Norte.

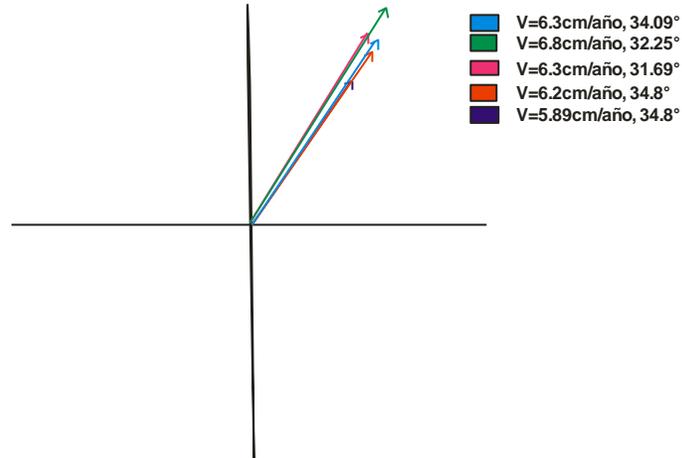


Figura 22. Sistema coordenado en donde se muestran por medio de vectores la dirección β y velocidad relativa V entre las placas de América del Norte y Cocos. Los cuadros de color indican el valor de cada flecha.

BIBLIOGRAFÍA.

Abt, D. L., K. M. Fischer, G. A. Abers, M. Protti, V. González, and W. Strauch, Constraints on upper mantle anisotropy surrounding the Cocos slab from *SK(K)S* splitting, *J. Geophys. Res.*, Vol. 115, B06316, doi: 10.1029/2009JB006710, 2010.

Abt, D. L., K. M. Fischer, G. A. Abers, W. Strauch, J. M. Protti, and V. González, Shear wave anisotropy beneath Nicaragua and Costa Rica: Implications for flow in the mantle wedge, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol. 10, Q05S15, doi: 10.1029/2009GC002375, 2009.

Abt, D. L. and K. M. Fischer, Resolving three-dimensional anisotropic structure with shear wave splitting tomography, *Geophys. J. Int.*, Vol. 173, 859-886, 2008.

Anderson, M. L., G. Zandt, E. Triep, M. Fouch and S. Beck, Anisotropy and mantle flow in the Chile-Argentina subduction zone from shear wave splitting analysis, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, L23608, doi: 10.1029/2004GL020906, 2004.

Anglin, D. K., and Fouch, M. J, Seismic anisotropy in the Izu-Bonin subduction system, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, L09307, doi: 10.1029/2005GL022714, 2005.

Babuska, V., and M. Cara. *Seismic Anisotropy in the Earth*, 217 pp., Kluwer Acad., Norwell, Mass., 1991.

Barruol, G., P. G. Silver and A. Vauchez, Seismic anisotropy in the eastern United States: Deep structure of a complex continental plate, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, 8329-8348, 1997.

Bates, D. M., and D. G Watts, Nonlinear regression analysis and its applications, *John Wiley*, New York, 1988.

Bentham, S. A. C. van, Anisotropy and flow in the upper mantle under Mexico, M. Sc. Thesis, 41 pp., Utrecht University, Utrecht, The Netherlands, 2005.

Bentham, S. A. C. van, and R. W. Valenzuela, Upper mantle shear wave anisotropy for stations in Mexico and its relationship to subduction at the Middle America Trench (abstract), *Eos Trans. AGU*. Vol. 88 (23), Jt. Assem. Suppl., Abstract S51C-07, 2007.

Bentham, S. A. C. van, R. W. Valenzuela, M. Obrebski, and R. R. Castro, Measurements of upper mantle shear wave anisotropy from stations around the southern Gulf of California, *Geofis. Int.*, Vol. 47, 127-143, 2008.

Bernal Díaz, A., R. Valenzuela Wong, X. Pérez Campos, A. Iglesias, and R. W Clayton, Anisotropía de la onda *SKS* en el manto superior debajo del arreglo VEOX (abstract), *Geos Boletín Informativo de la UGM*, Vol. 28, 199-200, 2008.

- Christensen, N. I, The magnitude, symmetry and origin of upper mantle anisotropy based on fabric analyses of ultramafic tectonics, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. 76, 89-112, 1984.
- Currie, C. A, J. F. Cassidy, R. D. Hyndman, and M. G. Bostock, Shear wave anisotropy beneath the Cascadia subduction zone and western North America craton. *Geophys. J. Int.*, Vol. 157, 341-353, 2004.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, pág 425-78, 1990.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale and estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, 2191-2194, 1994.
- DeMets, C., and Douglas S. Wilson, Relative motions of the Pacific, Rivera, North America, and Cocos plates since 0.78 Ma, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, No. B2, 2789-2086, 1997.
- DeMets, C., R. G. Gordon, and D. F. Argus, Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, Vol. 181, 1-80, 2010.
- Fischer, K. M., E. M. Parmentier, A. R. Stine and E. R. Wolf, Modeling anisotropy and plate-driven flow in the Tonga subduction zone back arc, *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, 16, 181-16, 191, 2000.
- Fouch, M. J., K. M. Fischer, E. M. Parmentier, M. E. Wysession and T. J. Clarke, Shear wave splitting, continental keels, and patterns of mantle flow, *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, 6255-6275, 2000.
- Fouch, M. J., and Fischer, K. M, Shear wave anisotropy in the Mariana subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 25, 1221-1224, 1998.
- Forsyth, D. W, The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper-mantle, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, Vol. 43, 103-162, 1975.
- Hall, C. E., K. M. Fischer, E. M. Parmentier and D. K. Blackman, The influence of plate motions on three-dimensional back mantle flow and shear wave splitting, *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, 28, 009-28, 033, 2000.
- Hammond, J. O., S. Kaneshima, J. Wookey, H. Inoue, T. Yamashina, and P. Harjadi, Shear-wave splitting beneath Indonesia: Evidence for slab anisotropy, *Eos. Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., (Abstract) MR23A-07, 2006.

Hoernle, K. et al., Arc-parallel flow in the mantle wedge beneath Costa Rica and Nicaragua, *Nature*, Vol. 451, 1094-1098, 2008.

Husker Allen and Paul Davis, Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City, *J. Geophys. Res.*, Vol. 114, B04306, doi: 10.1029/2008JB006039, 2009.

Iglesias, A., R. W. Clayton, X. Pérez-Campos, S. K. Singh, J. F. Pacheco, D. Garcia, and C. Valdés-González, S wave velocity structure below central Mexico using high-resolution surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, Vol.115, B06307, doi:10.1029/2009JB006332, 2010..

Jackson, J., D. McKenzie, K. Priestley, and B. Emmerson, New views on the structure and rheology of the lithosphere, *J. Geol. Soc.*, Vol. 165, 453-465, 2008.

Jenkins, G. M., and D. G. Watts, Spectral analysis and its applications, *Holden-Day*, San Francisco, Calif., 1968.

Jung, H., W. Mo and Harry W. Green, Upper mantle seismic anisotropy resulting from pressure-induced split transition in olivine. *Nature Geoscience*, Vol. 2, pág 73-77, 2009.

Jung, H., and S. I. Karato, Water-induced fabric transitions in olivine, *Science*, Vol. 293, 1460- 1463, 2001.

Jung, H., Z. Jiang, I. Katayama, T. Hiraga, and S. Karato, Effects of water and stress on the lattice preferred orientation in olivine, *Tectono-physics*, Vol. 421, doi: 10.1016/j.tecto.2006.02.011, 2006.

Karato, S. I., H. Jung, I. Katayama, and P. Skemer, Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: New insights from laboratory studies, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 36, 59-95, 2008.

Kelly H. Liu, NA-SWS-1.1: A uniform database of teleseismic shear wave splitting measurements for North America, *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, Vol. 10, Q05011, doi: 10.1029/ 2009GC002440, 2009.

León Soto, G., A. González López, R. Valenzuela Wong, X. Pérez-Campos, A. Iglesias Mendoza, and R. W. Clayton, Anisotropía sísmica de ondas S locales en el Istmo de Tehuantepec, (abstract). *Geos Boletín informativo de la UGM*, Vol. 31(1), 117, 2011.

Levin, V., Menke, W. and Park, J, Shear wave splitting in the Appalachians and the Urals: a case for multilayered anisotropy, *J. Geophys. Res.*, Vol. 104, 17975-17993, 1999.

Long, M. D and R. D. van der Hilst, Upper mantle anisotropy beneath Japan from shear wave splitting, *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. 151, 206-222, 2005.

- Long, M. D and R. D. van der Hilst, Estimating Shear Wave Splitting Parameters from Broadband Recordings in Japan: A Comparison of Three Methods, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 4, 1346-1358, 2005.
- Long, M. D and R. D. van der Hilst, Shear wave splitting from local events beneath the Ryukyu arc: trench-parallel anisotropy in the mantle wedge, *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. 155, 300-312, 2006.
- Long, M. D., and P. G. Silver, The subduction zone flow field from seismic anisotropy: A global view, *Science*, Vol. 319, 315-318, 2008.
- Long, M. D., and P. G. Silver, Shear wave splitting and mantle anisotropy: Measurements, Interpretations, and New Directions, *Geophys*, Vol. 30, 407-461, 2009.
- Long, M. D., and P. G. Silver, Mantle flow in subduction systems: The subslab flow field and implications for mantle dynamics, *J. Geophys. Res.*, Vol. 114, B10312, doi: 10.1029/2008JB006200, 2009.
- Long, M. D, Going with the mantle flow, *Nat. Geosci.*, Vol. 2, 10-11, 2009.
- Long, M. D., Frequency-dependent shear wave splitting and heterogeneous anisotropic structure beneath the Gulf of California region, *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. 182, 59-72, 2010.
- McNamara. D. E., T.J. Owens. P. G. Silver and F. T. Wu, Shear wave anisotropy beneath the Tibetan plateau, *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, 13, 655-13, 665, 1994.
- McKenzie, D., Finite deformation during fluid flow, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. 58, 687-715, 1979.
- Montagner, J. P. and T. Tanimoto, Global anisotropy in the upper mantle inferred from the regionalization of phase velocities, *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, 4797-4819, 1990.
- Nicolas, A., and N. I. Christensen, Formation of anisotropy in upper mantle peridotites: A review, *in composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System, Geodyn. Ser.*, Vol. 16, edited by K. Fuchs and C. Froidevaux, 111-123, AGU, Washington, D. C., 1987.
- Nicolas, A., and J. P. Poirier, *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*, 444 pp., John Wiley, New York, 1976.
- Obrebski, M. J., Estudio de la anisotropía sísmica y su relación con la tectónica de Baja California, Ph. D thesis, 221 pp., Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, México, 2007.

Obrebski, M., R. R. Castro, R. W. Valenzuela, S. van Benthem, and C. J. Rebolgar, Shear wave splitting observations at the regions of northern Baja California and southern Basin and Range in México. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 33, L05302, doi: 10.1029/2005GL024720, 2006.

Özalaybey, S. and M. K. Savage, Shear wave splitting beneath western United States in relation to plate tectonics, *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, 18, 135-18, 149, 1995.

Park, J., and V. Levin, Seismic anisotropy: Tracing plate dynamics in the mantle, *Science*, Vol. 296, 485-489, 2002.

Pardo, M. y G. Suárez, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, 12,357-12,373, 1995.

Pérez-Campos, X., Y. K. A. Husker, P. M. Davis, R. W. Clayton, A. Iglesias, J. F. Pacheco, S. K. Singh, V. C. Manea, and M. Gurnis, Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophysical Research Letter*, Vol. 35, L18303, doi: 10.1029/2008GL035127, 2008.

Peyton, V., Levin, V., Park, J., Brandom, M., Lees, J., Gordeev, E., and Ozerov, A, Mantle flow at slab edge: seismic anisotropy in the Kamchatka region, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, 379-382, 2001.

Phipps, J., J. Hasenclever, M. Hort, L. Rüpke, and E. M. Parmentier, On subducting slab entrainment of buoyant asthenosphere, *Terra Nova*, Vol. 19, 167– 173, 2007.

Polet, J., Silver, P. G., Beck, S., Wallace, T., Zandt, G., Ruppert, S., Kind, R., and Rudloff, A, Shear wave anisotropy beneath the Andes from BANJO, SEDA, and PISCO experiments, *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, 6287-6304, 2000.

Raitt, R. G. G. Francis and G. B. Morris, Anisotropy of the Pacific upper mantle, *J. Geophys. Res.*, Vol. 74, 3095-3109, 1969.

Ribe, N. M., Seismic anisotropy and mantle flow, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, 4213-4223, 1989.

Ribe, N. M., On the relation between seismic anisotropy and finite strain, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, 8737-8747, 1992.

Ribe, N. M., and Y. Yu, A theory for plastic deformation and textural evolution of olivine polycrystals, *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, 8325-8335, 1991.

Russo, R. M., and Silver, P. G, Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy, *Science*, Vol. 263, 1105-1111, 1994.

Savage, M. K., Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? , *Rev. Geophys.*, Vol. 37, 65-106, 1999.

Silver, P. G., Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 24, 385-432, 1996.

Silver, P. G., and W. W. Chan, Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy, *Nature*, Vol. 335, 34-39, 1988.

Silver, P. G., and W. W. Chan, Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, 429-16, 454, 1991.

Silver, P. G. and S. Kaneshima, Constraints on mantle anisotropy beneath Precambrian North America from a transportable teleseismic experiment, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 20, 1127-1130, 1993.

Soto, G. León., J. F. Ni, S. P. Grand, E. Sandvol, R. W. Valenzuela, M. Guzmán Speziale, J. M. Gómez González and T. Domínguez Reyes, Mantle flow in the Rivera-Cocos subduction zone, *Geophys. J. Int.*, Vol. 179, 1004-1012, 2009.

Stein, S., and M. Wysession, *An introduction to Seismology, earthquakes, and Earth structure*, 498 pp., Blackwell Publishing, Malden, Massachusetts, 2003.

Stubailo, I., and Davis, P, Shear wave splitting measurements and interpretation beneath Acapulco – Tampico transect in Mexico (abstract), *Eos Trans. AGU*. Vol. 88 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract T51B-0539, 2007.

Stubailo, I., Beghein, C., and Davis, P, Rayleigh wave dispersion on the Acapulco – Tampico transect in Mexico (abstract), *Eos Trans. AGU*. Vol. 89 (53), Fall Meet. Suppl., Abstract T13D-1993, 2008.

Stubailo, I., Beghein, C., and Davis, P, Rayleigh wave dispersion and tomography of the Mexico slab region (abstract), *Eos Trans. AGU*. Vol. 90 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract S43D-04, 2009.

Stubailo, I., Beghein, C., and Davis, P, Azimuthal anisotropy in Mexico from Rayleigh wave phase velocity maps and shear wave splitting (abstract), Abstract DI42A-05 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13-17 Dec., 2010.

Stubailo, I., Beghein, C., and Davis, P, Structure and anisotropy of the Mexico subduction zone based on Rayleigh wave analysis and implications for the geometry of the Trans-Mexican Volcanic Belt (Abstract), *Eos Trans. AGU*. Vol. 88 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract DI31A-2154, 2011.

Vauchez, A. and G. Barruol, Shear-wave splitting in the Appalachians and the Pyrenees: Importance of the inherited tectonic fabric of the lithosphere, *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. 95, 127-138, 1996.

Vinnik, L. P., V. Farra, and B. Romanowicz, Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of *SKS* at Geoscope and NARS broadband stations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 79, 1542-1558, 1989a.

Vinnik, L. P., R. Kind, G. L. Kosarev, and L. I. Makeyeva, Azimuthal anisotropy in the lithosphere from observations of long-period *S*-wave, *Geophys. J. Int.*, Vol. 99, 549-559, 1989b.

Vinnik, L. P., Makeyeva, L. I., Milev, A. and Usenko, A. Y, Global patterns of Azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle, *Geophys. J. Int.*, Vol. 111, 433-447, 1992.

Wolfe. C. J. and P. G. Silver, Seismic anisotropy of oceanic upper mantle: Shear wave splitting methodologies and observations, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, 749-771, 1998.

Wysession, M. E., K. M. Fischer, T. J. Clarke, G. I. Aleqabi, M. J. Fouch, P. J. Shore, R. W. Valenzuela, A. Li and J. M. Zaslow, 1996. Slicing into the Earth. *Eos Trans. AGU*, Vol. 77, 477, 480-482, 1996.

Yang, X., Fischer, K. M., Abers, A. G., Seismic anisotropy beneath the Shumagin Islands segment of the Aleutian-Alaska subduction zone, *Journal of Geoph. Res.*, Vol. 100, 18165-18177, 1995.

Zhang, S. and S.-i. Karato, Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear, *Nature*, Vol. 375, 774-777, 1995.

