



UNIVERSIDAD DE ORIENTE
NÚCLEO DE SUCRE
ESCUELA DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA

EVALUACIÓN DE ANISOTROPÍA SÍSMICA PARA ONDAS
CORPÓREAS EN LA ZONA NORTE DE LA REGIÓN NORORIENTAL DE
VENEZUELA
(Modalidad: Investigación)

MARÍA GABRIELA FIGUERAS BELMONTE

TRABAJO DE GRADO PRESENTADO COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OPTAR AL TÍTULO DE LICENCIADA EN FÍSICA

CUMANÁ, 2010

ÍNDICE

DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTOS	ii
LISTA DE TABLAS	iii
LISTA DE FIGURAS	iv
RESUMEN	vii
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 1	8
MARCO TEÓRICO	8
1.1 Ondas corpóreas P y S	8
1.2 Homogeneidad e Inhomogeneidad	9
1.3 Isotropía y Anisotropía	10
1.4 Tensor de esfuerzo	10
1.5 Tensor de deformación	12
1.6 Tensor de elasticidad	13
1.7 Ecuación de movimiento	14
1.8 Vector lentitud s y Parámetro del rayo p	15
1.9 Ley de Snell	17
1.10 Curvas “Camino-Tiempo”	19
1.11 Causas y tipos de Anisotropía sísmica	20
1.12 Antecedentes de estudios de Anisotropía sísmica	21
CAPÍTULO 2	24
METODOLOGÍA	24
2.1 Datos utilizados	24
2.2 Construcción de las Curvas Camino-Tiempo	29
2.3 Cálculo de los Parámetros de rayos y velocidades de las ondas	32
2.4 Precisión en los cálculos	33

CAPÍTULO 3	34
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	34
3.1 Curvas Camino-Tiempo	34
3.2 Parámetros de rayos y velocidades de las ondas	38
3.3 Perfiles y Diagramas de rosas (p vs. ϕ) y (c vs. ϕ)	41
3.4 Diagrama de rosas (c vs. ϕ) y ejes principales de esfuerzo	49
CONCLUSIONES.....	52
BIBLIOGRAFÍA.....	53
Hoja de Metadatos	59

DEDICATORIA

A mi familia que siempre me apoyó y ayudó a alcanzar esta meta.

A los familiares que ya perdí pero sigo teniéndolos presente.

AGRADECIMIENTOS

A Dios Nuestro Señor por ser el único que hizo posible todo lo que me propuse.

A mi familia (mamá, papá, hermanos, tíos, primos).

Al profesor Luis Daniel Beauperthuy por toda la asesoría brindada para este trabajo y por ser tan paciente.

Al profesor Ramón López Planes por las correcciones que hizo a lo largo del desarrollo de este trabajo.

Al profesor Luis Araque Lamedada por la ayuda y todas las sugerencias que me dio en el desarrollo del proyecto y la tesis.

A mis compañeros del Departamento de Física.

Al personal que labora en el Departamento de Física.

Al personal que labora en el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (CSUDO):

Profesores Francisco Bonive, Américo Montilla y Jorge Rojas por todos sus consejos, recomendaciones y ayuda prestada.

Al Técnico Jhonny González por los mapas que le solicité y que tan amablemente se tomó el tiempo para realizar.

En general, a todo el personal del CSUDO que siempre me recibieron con un trato ameno cada vez que estaba allí.

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Estaciones sismológicas utilizadas en este estudio.....	26
Tabla 2. Una muestra de parte de la tabla de datos asociados a los eventos sísmicos utilizados en este trabajo.	30
Tabla 3. Valores de X, T y ϕ para el rango de distancia epicentral 0-40 km. ...	34
Tabla 3. Continuación.....	35
Tabla 4. Valores de X, T y ϕ para el rango de distancia epicentral 40-162 km.	36
Tabla 5. Parámetros y velocidades calculadas.....	38
Tabla 5. Continuación.....	39
Tabla 6. Parámetros de rayos y velocidades P y S.	40

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Algunos tipos de fallas.....	2
Figura 2. Mapa de Venezuela donde se muestra el sistema de fallas principales y la dirección de movimiento de las placas.....	3
Figura 3. Geometría de una falla transcurrente.....	5
Figura 4. Movimiento de onda P y S.....	8
Figura 5. Frentes de onda y rayos propagándose en un medio homogéneo y no homogéneo.....	9
Figura 6. Proyecciones en la superficie terrestre de frentes de ondas propagándose en un medio anisotrópico.....	10
Figura 7. Elemento diferencial de área del sólido orientado según el eje x_2	11
Figura 8. Rayos sísmicos en la aproximación de superficie plana, cuando la velocidad aumenta con la profundidad.....	16
Figura 9. Vectores lentitud incidente, reflejado y transmitido en una interfase entre dos estratos.....	18
Figura 10. Curva camino-tiempo.....	20
Figura 11. Mapa geográfico de la zona nororiental de Venezuela donde se muestra la sismicidad de la región en los años 1995-2008.....	25
Figura 12. Mapa geográfico de la zona nororiental de Venezuela donde se señalan las ubicaciones de las estaciones sismológicas utilizadas en este estudio (FUNVISIS Y CSUDO).....	27
Figura 13. Mapa geográfico de la zona nororiental de Venezuela donde se muestra la ubicación de la región estudiada (el rectángulo ubicado en las coordenadas: LON: -65° a -63° W y LAT: 10° a $11^\circ 10'$ E, delimita el área de epicentros seleccionados).....	28

Figura 14. Dos ventanas de azimut contiguas de 30° cada una y con 5° de paso entre una y la siguiente.....	31
Figura 15. Parámetro del rayo en $\theta = 90^\circ$	32
Figura 16. Ejemplos de curvas camino-tiempo para la ventana de azimut 155-185°: onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).	37
Figura 17. Ejemplos de curvas camino-tiempo para la ventana de azimut 0-30°.	37
Figura 18. Perfil p vs. ϕ ($X < 40$ km): onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).	42
Figura 19. Superposición del perfil p vs. ϕ de la onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules)	42
Figura 20. Perfil c vs. ϕ ($X < 40$ km): onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).	43
Figura 21. Superposición del perfil c vs. ϕ de la onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).	43
Figura 22. Diagrama de rosas p vs. ϕ ($X < 40$ km): onda P (cruces negras) y onda S (cruces azules).....	44
Figura 23. Diagrama de rosas c vs. ϕ	44
Figura 24. Perfil p vs. ϕ ($40 < X < 162$ km): onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).....	46
Figura 25. Superposición del perfil p vs. ϕ de la onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules)	46
Figura 26. Perfil c vs. ϕ ($40 < X < 162$ km): onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).....	47
Figura 27. Superposición del perfil c vs. ϕ de la onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).	47
Figura 28. Diagrama de rosas p vs. ϕ ($40 < X < 162$ km): onda P (cruces negras) y onda S (cruces azules).....	48

Figura 29. Diagrama de rosas c vs. ϕ	48
Figura 30. Silueta del mapa del estado Sucre mostrando los ejes principales de esfuerzo	50
Figura 31. Silueta del mapa del estado Sucre mostrando las velocidades de la onda P (cruces negras) y S (cruces azules) en el diagrama de rosas.....	51

RESUMEN

Se emplearon 5231 fases de ondas P y 4147 fases de ondas S producidas por 1908 eventos sísmicos que fueron reportados en los boletines correspondientes a los años 1995-2008 del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (CSUDO) con el objeto de detectar anisotropía sísmica en la corteza de la zona norte de la región nororiental de Venezuela. Para ello se graficaron las curvas camino-tiempo tanto para las fases P como las fases S por ventanas de azimut contiguas de 30° cada una y con 5° de paso entre una y la siguiente. A cada gráfica se le calculó su pendiente identificada como el parámetro del rayo, del cual se obtuvo la velocidad c de las ondas P y S. Se obtuvieron las gráficas (p vs. ϕ) y (c vs. ϕ) en coordenadas cartesianas y polares. Las velocidades calculadas promediaron los valores 5,5 km/s para la onda P y 3,3 km/s para la onda S aumentando con la profundidad. De las gráficas se dedujo que hasta la profundidad de 5 km la corteza presenta anisotropía, aparentemente controlada por el campo de esfuerzos del área. Entre 5 y 35 km de profundidad no se evidenció anisotropía, sino más bien inhomogeneidades caracterizadas por variaciones en las velocidades al Norte y Sur del estado Sucre.

Palabras o frases clave: Anisotropía sísmica, corteza, parámetro del rayo.

INTRODUCCIÓN

El planeta Tierra está constituido, básicamente, por tres capas concéntricas: corteza, manto y núcleo. La corteza es la parte más superficial y se divide en dos: la corteza oceánica que compone el fondo de los mares, es basáltica con una densidad relativa de 3 g/cm^3 y tiene espesores de 5 a 7 km; la corteza continental, conformada por los continentes, es primordialmente granítica cuya densidad es de $2,7 \text{ g/cm}^3$ y tiene entre 30 y 40 km de espesor. La capa que se encuentra inmediatamente bajo la corteza es el manto. Entre ellas se encuentra la discontinuidad llamada de Mohorovicic o Moho. El manto contiene rocas que son de periodotita con una densidad de $3,4 \text{ g/cm}^3$ y alcanza los 2 950 km de profundidad. Desde la base del manto y hasta los 5 150 km de profundidad, se encuentra el núcleo externo y es líquido. Debajo del núcleo externo y hasta los 6 371 km de profundidad se encuentra el núcleo interno, que es sólido (Nava, 1998).

Los continentes han estado y están en movimiento y existen varias teorías que así lo afirman. La más aceptada es la teoría de deriva continental propuesta por Alfred Wegner en el año 1912, cuyo planteamiento era que todos los continentes originalmente estuvieron unidos en un sólo gran continente, al que llamó Pangea, el cual se fragmentó y los trozos resultantes viajaron a la deriva hasta sus posiciones actuales; esos trozos se llaman placas tectónicas. Las principales placas son: Africana, Antártica, Arábica, Caribe, de Cocos, Euroasiática, de Filipinas, Indoaustraliana, Norteamericana, Sudamericana y del Pacífico (Nava, 1993).

Las placas contactan e interaccionan a lo largo de los márgenes de placas o fallas. La interacción de una placa con otra a lo largo de la falla es la causante de los movimientos sísmicos en la corteza. Ellos se producen porque el esfuerzo aplicado

sobre la roca es tan grande que produce deformaciones elásticas hasta que la roca se rompe (se fractura); esta ruptura es súbita y ocurre a lo largo de los planos de falla. La ruptura comienza en un punto y de allí se propaga, esto es, se extiende a puntos cercanos y de allí a otros hasta romper todo un sector del plano de falla. Este movimiento repentino de grandes masas de roca libera energía elástica en forma de ondas sísmicas que se propagan a partir del punto de ruptura en todas las direcciones (Nava, 1993).

Dependiendo del tipo de contacto y deslizamiento entre los márgenes de placas, se destacan entre otros los tres tipos de fallas siguientes: transcurrente, normal e inversa (Figura 1). Una falla transcurrente es dextral si, ubicándose un observador en uno de los bloques frente al contiguo, el otro bloque se desplaza hacia la derecha respecto al anterior. Caso contrario la falla transcurrente es sinistral.

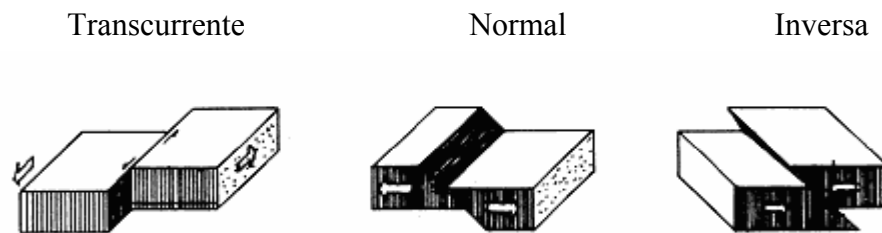


Figura 1. Algunos tipos de fallas (Nava, 1993).

Venezuela se encuentra ligada a un contexto geodinámico complejo producto de la interacción entre las placas Caribe y Sudamericana. El movimiento relativo entre ambas placas es transcurrente dextral, es decir, la placa Caribe se desplaza hacia el Este con respecto a la Sudamericana (Figura 2). Esta interacción es la causa principal de la sismicidad en Venezuela (FUNVISIS, 2002).

La zona de contacto entre la placa Caribe y la placa Sudamericana está conformada por tres sistemas de fallas, cuyo ancho de interacción promedio oscila alrededor de los 100 km. Estos sistemas de fallas son los de Boconó (en los Andes venezolanos), San Sebastián (Cordillera de la Costa y Litoral Central) y El Pilar (región nororiental), y son las causantes de los eventos más severos que han ocurrido en el territorio nacional (FUNVISIS, 2002).

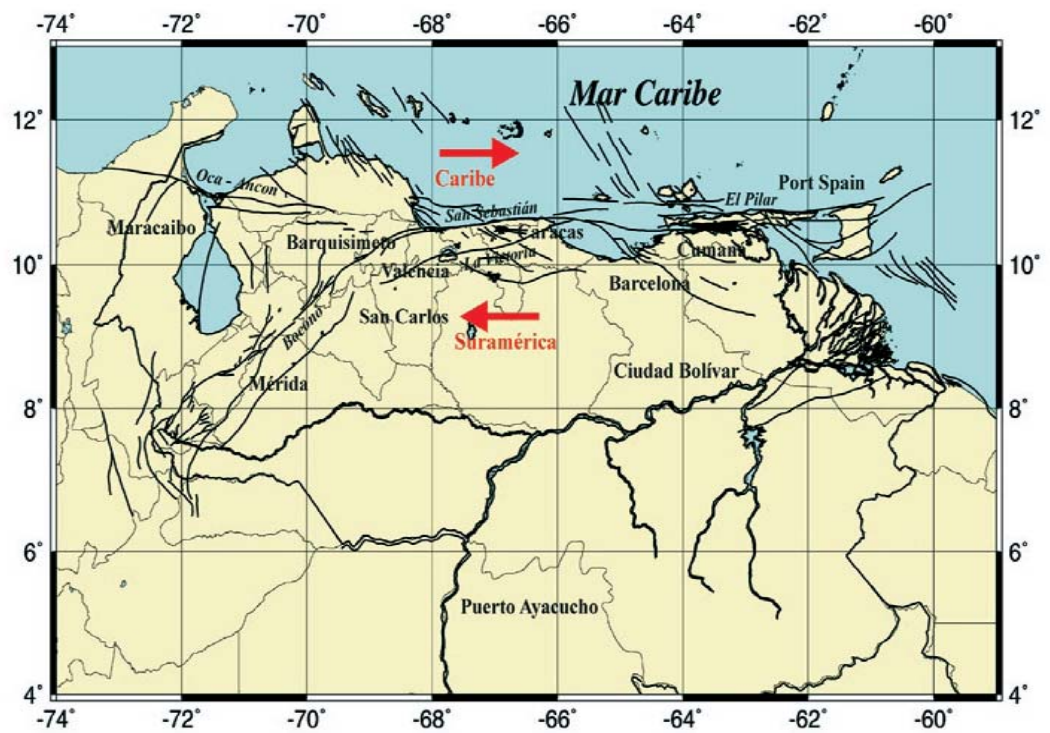


Figura 2. Mapa de Venezuela donde se muestra el sistema de fallas principales y la dirección de movimiento de las placas (FUNVISIS, 2002).

La falla El Pilar se extiende por un poco más de 400 km desde la fosa de Cariaco hasta el golfo de Paria, la mayor parte de la falla es submarina, pero aflora en superficies sólo en dos lugares: uno es el istmo central del estado Sucre que separa los golfos de Cariaco y Paria; el otro está a nivel de la ciudad de Cumaná, cruzando la

llanura aluvional de El Peñón y bordes del cerro de Caigüire. Su orientación promedio es Este-Oeste $\pm 20^\circ$, con un buzamiento (inclinación del plano de falla con la horizontal) pseudo vertical, y su movimiento es transcurrente dextral. Se calcula que su tasa de movimiento es alrededor de 1 cm al año (Pérez et al., 1997). La interacción entre las placas Caribe y Sudamérica a lo largo del sistema de falla El Pilar es la responsable de la sismicidad que afecta al estado Sucre y a la región nororiental del país.

La posición del punto donde se inicia una ruptura sísmica se llama hipocentro y el punto de la superficie terrestre situado verticalmente arriba de él se llama epicentro; al volumen de roca cuyo desplazamiento causó el sismo y dentro del cual se encuentra la falla, se le llama fuente o foco sísmico (Nava, 1993) (Figura 3). Las ondas sísmicas se registran en las estaciones sismológicas; esas estaciones están provistas de sismómetros que son aparatos destinados a detectar y registrar los movimientos del suelo con el transcurso del tiempo. Estos registros se conocen como sismogramas. Ellos registran la velocidad del movimiento del suelo como función del tiempo. A partir de esos registros se obtiene directamente los instantes de llegada de las distintas fases de las ondas sísmicas, la amplitud y la frecuencia de la señal. Con base en la amplitud de la señal y la longitud temporal de la misma se puede inferir la magnitud del sismo.

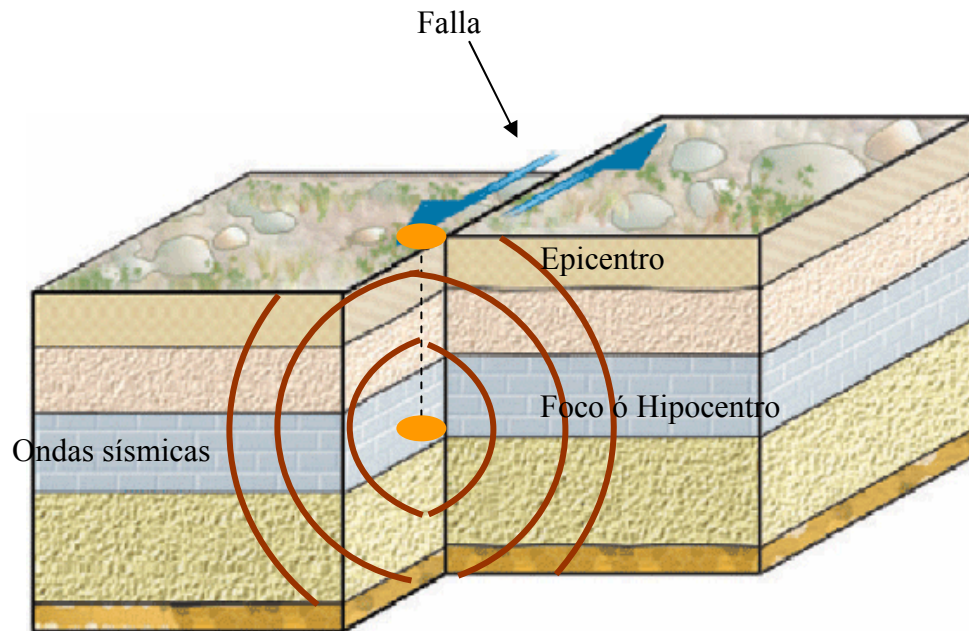


Figura 3. Geometría de una falla transcurrente.

Una red sismológica consiste en un conjunto de estaciones sismológicas que envían (por telemetría) las señales sísmicas registradas a una estación central donde se procesa la data. En Venezuela existe una red nacional manejada por la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) y redes locales controladas por otras instituciones tales como la red sismológica de la Universidad de Los Andes (REDSAV) y la red del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (CSUDO).

Para localizar un sismo se necesita saber su ubicación geográfica y la profundidad a la cual se produjo el hipocentro; para ello se usan los tiempos de llegadas de las distintas fases en combinación con el perfil de sus velocidades en la corteza (modelo de corteza) (FUNVISIS, 2002). El tiempo que le toma a la onda sísmica pasar a través del planeta hacia un sismómetro particular se le conoce como

el tiempo de viaje (T) y se obtiene restando el tiempo de arribo de cada onda a la estación (t) del tiempo de origen (t_0). Para ubicar el hipocentro se necesitan los registros de al menos tres sismómetros.

Es evidente que para asociar los tiempos de viaje de las ondas sísmicas a las distancias recorridas por las mismas y así, inferir la localización de un sismo, es necesario tener el modelo de corteza válido para la zona donde viajan las ondas. Además se requiere ubicar el Moho, interfase donde contactan corteza y manto. Precisamente los sismogramas proveen información acerca del interior terrestre que permite aproximar un modelo de corteza idóneo para la ubicación de sismos (Franco y Ojeda, 2003).

En la realidad la corteza terrestre puede presentar (y presenta) inhomogeneidades y anisotropías, pero la mayoría de los modelos de corteza empleados para determinar el hipocentro, epicentro, distancia focal, latitud, longitud y otros parámetros de un terremoto suponen que el medio por el que viajan las ondas sísmicas es isotrópico y horizontalmente homogéneo, puesto que esta hipótesis es usualmente una buena aproximación, y además simplifica los cálculos en el modelo. Sin embargo, si la corteza real tuviese alguna anisotropía, la aproximación anterior podría ser fuente de errores en la ubicación hipocentral de un sismo, por lo cual siempre es interesante optimizar el modelo de corteza usado introduciendo en el mismo las posibles anisotropías que pudieran existir. Además, la consideración de anisotropía sísmica en la corteza terrestre vendría a enriquecer la imagen que de ella disponemos, y aportaría información sobre procesos tectónicos que tengan relación con el origen de esta anisotropía (Oyamburu, 1998).

En esta investigación se trató de detectar y evaluar anisotropía horizontal en la corteza de la zona norte de la región nororiental de Venezuela, bajo un modelo de horizontalmente homogéneo pero verticalmente inhomogéneo. Esto se hizo trazando

perfiles de los parámetros de los rayos sísmicos (que están asociados a los inversos de las velocidades de las ondas sísmicas) con respecto al azimut (dirección horizontal de propagación de la onda sísmica).

CAPÍTULO 1

MARCO TEÓRICO

1.1 Ondas corpóreas P y S

Las ondas sísmicas son de dos tipos: corpóreas y superficiales. Las ondas corpóreas (llamadas así porque viajan a través del cuerpo terráqueo) son de dos tipos: P (primaria) y S (secundaria). La onda P es longitudinal, esto significa que la partícula del terreno se mueve paralelamente a la dirección en que se propaga esa onda, lo que origina alternativamente compresiones (la onda empuja al terreno en la dirección en que se mueve) y dilataciones (el terreno es halado en sentido contrario al de la onda, Figura 4a). La onda S es transversal, lo que quiere decir que mueve a la partícula del suelo en dirección perpendicular a su propagación, generando flexiones tipo cizalla (Figura 4b). Las ondas P se propagan tanto a través de terrenos sólidos como de fluidos (líquidos), y las ondas S solamente se propagan a través de sólidos. Además, la onda P viaja a una mayor velocidad que la S. Estas velocidades se denotan como α y β , respectivamente (Nava, 1993).

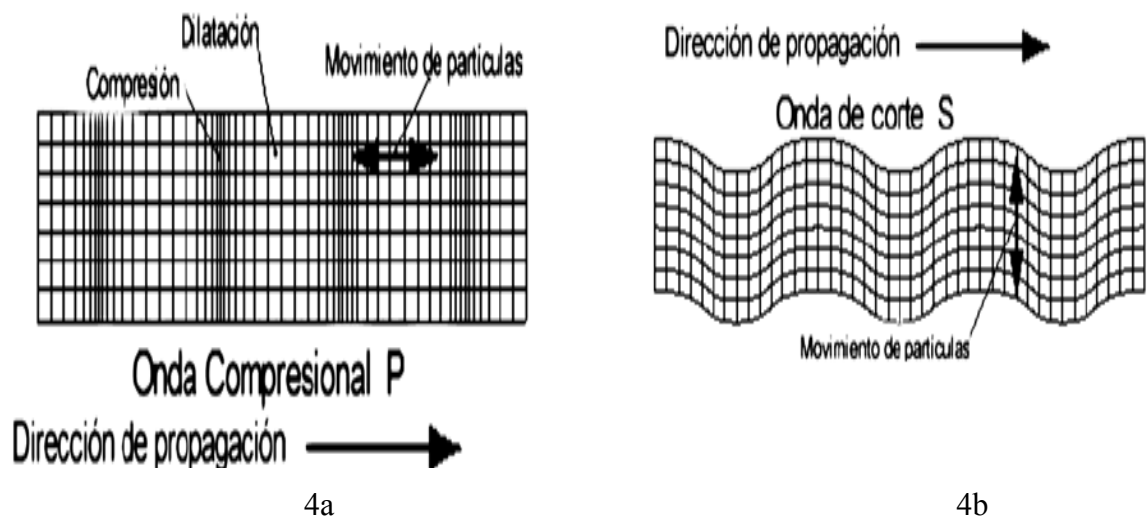


Figura 4. Movimiento de onda P y S (Manrique, 2003).

1.2 Homogeneidad e Inhomogeneidad

En el caso ideal de un medio homogéneo, las velocidades α o β de propagación de las señales sísmicas serán constantes en todo tiempo y en todas partes; por tanto, desde una falla fracturada se van a propagar frentes de onda esféricos concéntricos con el foco y que se alejan del mismo con velocidad constante α o β según el caso. Las señales sísmicas, en este caso, se propagan a lo largo de líneas rectas perpendiculares a los frentes de onda y salen radialmente desde el foco central hasta llegar al sismómetro. Esas líneas de propagación se denominan rayos sísmicos (Figura 5a) (Aki y Richards, 1980).

Si el medio no es homogéneo, entonces las velocidades α o β van a depender de la posición y por lo tanto, el frente se va a deformar. Si el medio es además isotrópico, los rayos sísmicos siguen siendo perpendiculares a los frentes en cada punto pero ahora van a ser líneas curvas (Figura 5b). Si el medio es sólo verticalmente inhomogéneo, las velocidades α o β van a variar solamente con la profundidad (Aki y Richards, 1980).

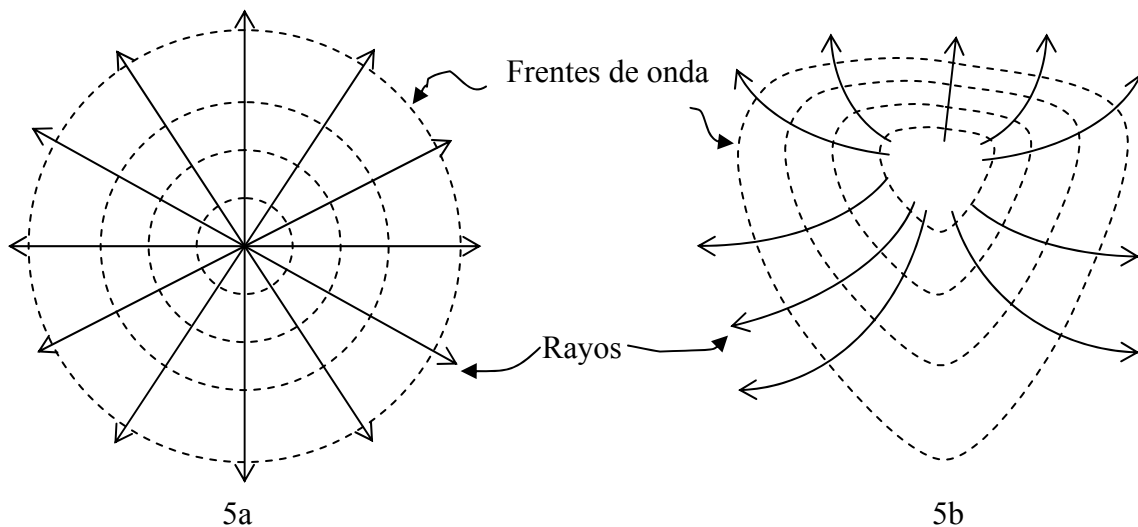


Figura 5. Frentes de onda y rayos propagándose en un medio homogéneo y no homogéneo.

1.3 Isotropía y Anisotropía

Se define como anisotropía sísmica la dependencia de la velocidad de la onda sísmica con la dirección de propagación. Si existe anisotropía horizontal, las velocidades dependen del ángulo azimutal ϕ , que es el ángulo que hace el norte geográfico con la proyección horizontal del rayo en sentido horario (Figura 6). En un medio isotrópico las velocidades no dependen de la dirección del rayo.

La anisotropía se manifiesta en la onda de corte o cizalla polarizándola, cuando al viajar a través de un medio anisotrópico, se divide en dos componentes con velocidades distintas y polarizaciones perpendiculares. Este es un fenómeno análogo al de birrefringencia óptica.

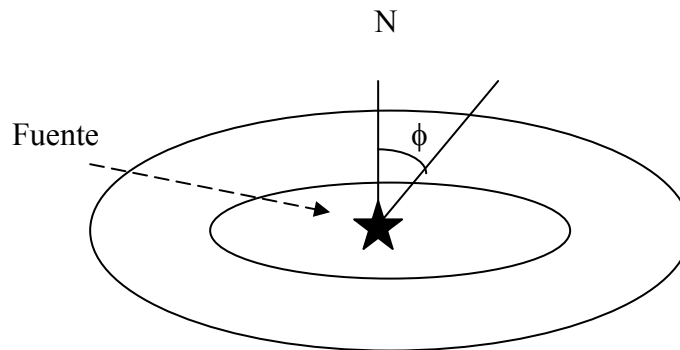


Figura 6. Proyecciones en la superficie terrestre de frentes de ondas propagándose en un medio anisotrópico.

1.4 Tensor de esfuerzo

Un sólido elástico puede estar sometido a cualquier tipo de esfuerzos. Como respuesta a estos esfuerzos, el sólido se deforma acumulando en su interior energía elástica de deformación, la cual hace que, si se retiran los esfuerzos, el sólido recobre su forma original; esto se conoce como comportamiento elástico. Cuando la deformación del sólido es irreversible entonces el sólido tiene comportamiento

plástico (Nava, 1993). Los esfuerzos se pueden caracterizar a través del siguiente tensor:

$$\bar{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} \quad (1)$$

donde
$$\sigma_{ij} = \frac{dF_i}{dA_j} \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (2)$$

dF_i es la componente según x_i del esfuerzo sobre ese elemento de área.

dA_j es un elemento de área dentro del sólido perpendicular al eje cartesiano x_j (en la figura 7 se muestra un ejemplo).

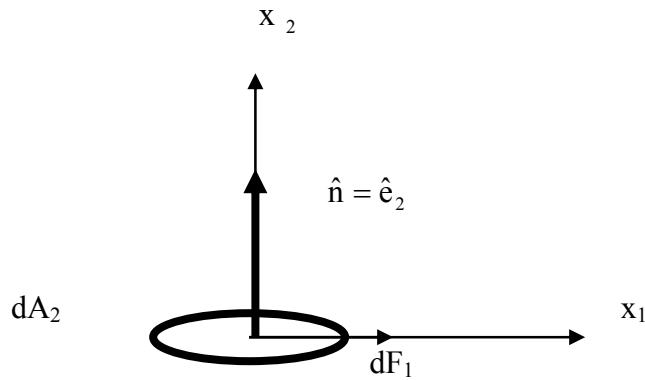


Figura 7. Elemento diferencial de área del sólido orientado según el eje x_2 .

Las componentes diagonales σ_{ii} se llaman “esfuerzos normales”; si son positivas, representan tensiones; si son negativas, se conocen como compresiones. Las componentes no diagonales σ_{ij} $i \neq j$ son esfuerzos cizallantes (Beauperthuy, 2008).

En cualquier punto en un sólido sometido a esfuerzos, se pueden definir tres planos ortogonales, en los cuales las componentes del esfuerzo son principalmente esfuerzos normales, es decir, sin esfuerzos de cizalla actuando sobre ellos. Estos planos definen tres ejes ortogonales conocidos como los ejes principales de esfuerzo, y los esfuerzos normales que actúan en esas direcciones se conocen como esfuerzos principales. Los ejes principales de esfuerzos y los esfuerzos principales son respectivamente los autovectores y autovalores del tensor de esfuerzo (Muñoz, 2000).

1.5 Tensor de deformación

Cuando se somete un sólido elástico a esfuerzos cada punto de éste cambia de lugar respecto al cual se encontraba originalmente; este cambio de posición se llama desplazamiento. Si todos los puntos del sólido se desplazan de la misma manera, éste no cambia de forma, pero si cada punto lo hace de manera diferente, entonces hay deformación puesto que los desplazamientos cambian con la posición del punto que se desplaza (Nava, 1998). Después de eliminar en los desplazamientos las partes correspondientes a traslaciones y rotaciones puras del sólido como un todo, sólo quedan las deformaciones caracterizadas con los siguientes elementos del llamado tensor de deformación:

$$e_{kl} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k} \right) \quad k,l = 1,2,3 \quad (3)$$

donde u_k son las componentes cartesianas del desplazamiento sufrido por un punto del sólido ante la deformación.

En forma matricial:

$$\bar{e} = \begin{pmatrix} e_{11} & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} \end{pmatrix} \quad (4)$$

1.6 Tensor de elasticidad

La velocidad de las ondas sísmicas depende de las propiedades elásticas del medio (densidad, rigidez e incompresibilidad) (Nava, 1993). Si el medio rocoso se comporta elásticamente y si las deformaciones son lo suficientemente pequeñas se puede suponer una relación lineal entre los esfuerzos y las deformaciones que está dada por la siguiente expresión:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} e_{kl} \quad (5)$$

donde

σ_{ij} son las componentes del tensor de esfuerzos.

e_{kl} son las componentes del tensor de deformación.

C_{ijkl} son las constantes elásticas del medio que caracterizan localmente la respuesta elástica material y conforman un tensor de cuarto rango de 81 componentes, llamado tensor de elasticidad. La ecuación (5) representa la “Ley de Hooke” para el sólido elástico (Beauperthuy, 2008).

Para medios isotrópicos, las componentes del tensor de elasticidad cumplen con la ecuación:

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (6)$$

donde los parámetros λ y μ son las constantes elásticas llamadas los parámetros de Lamé y δ_{ij} es la Delta de Kronecker.

1.7 Ecuación de movimiento

Si se admite variabilidad de esfuerzos a lo largo de un sólido, la segunda ley de Newton aplicada a un elemento de volumen dV con densidad ρ , arroja la siguiente expresión:

$$\rho \ddot{u}_i = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} \quad (7)$$

donde ρ es la densidad de masa y el doble punto sobre u significa aceleración.

Partiendo de la ecuación (7), y usando las ecuaciones (5) y (6) se puede demostrar que para medios isotrópicos, y en ausencia de fuerzas externas, la ecuación de movimiento para un punto del sólido elástico es:

$$\rho \ddot{\vec{u}} = (\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot \vec{u}) + \mu \nabla^2 \vec{u} \quad (8)$$

Por el teorema de Helmholtz, se puede descomponer el campo vectorial de desplazamientos $\vec{u}(\vec{r}, t)$ en una parte irrotacional (desplazamiento en la onda P) y otra solenoidal (desplazamiento en la onda S):

$$\vec{u} = \vec{u}_p + \vec{u}_s \quad (9)$$

y según el mencionado teorema, se cumplen las siguientes condiciones:

$$\begin{aligned} \nabla \times \vec{u}_p &= \vec{0} \\ \nabla \cdot \vec{u}_s &= 0 \end{aligned} \quad (10)$$

Sustituyendo la expresión del campo vectorial (9) en la ecuación de movimiento (8), aplicando las condiciones (10) y separando las partes irrotacional y solenoidal, se obtienen dos ecuaciones de movimiento de la onda (Shearer, 1999):

Para la onda P, la ecuación de movimiento en un medio isotrópico es:

$$\frac{\partial^2 \bar{\mathbf{u}}_p}{\partial t^2} - \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2 \bar{\mathbf{u}}_p = 0 \quad (11)$$

donde se identifica la siguiente velocidad de fase:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (12)$$

Para la onda S, la ecuación es:

$$\frac{\partial^2 \bar{\mathbf{u}}_s}{\partial t^2} - \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \bar{\mathbf{u}}_s = 0 \quad (13)$$

y su velocidad de fase es: $\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ (14)

1.8 Vector lentitud \bar{s} y Parámetro del rayo p

Se define como vector lentitud \bar{s} el vector cuya magnitud es el inverso de la velocidad c ($c \equiv \alpha$ o β según el caso) y cuya dirección es la del rayo, caracterizada por el versor $\hat{\mathbf{l}}$:

$$\bar{s} = \hat{1}s = \hat{1}(l/c) \quad (15)$$

En la aproximación de superficie plana, es decir, cuando la ubicación de toda la trayectoria del rayo es lo suficientemente cercana a la superficie, como para considerar su distancia r al centro de la Tierra prácticamente constante, se define como parámetro del rayo p a la componente horizontal del vector lentitud a lo largo de ese rayo:

$$p \equiv s \text{ sen } \theta \quad (16)$$

donde θ es el ángulo local del rayo con la vertical.

Si las propiedades del terreno sólo cambian con la profundidad, se tiene que el parámetro del rayo p se conserva en todo su trayecto (Beauperthuy, 2008).

Si se supone que la velocidad aumenta con la profundidad, entonces la forma de los rayos es la mostrada en la figura 8.

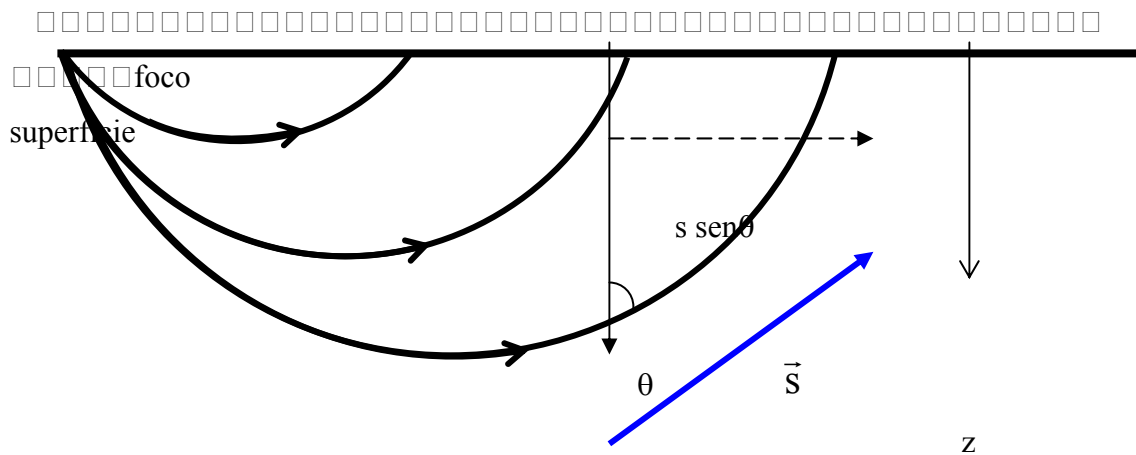


Figura 8. Rayos sísmicos en la aproximación de superficie plana, cuando la velocidad aumenta con la profundidad (Beauperthuy, 2008).

En el punto más bajo (donde el rayo alcanza su mayor profundidad $z = Z_{\max}$), el ángulo local es $\theta = 90^\circ$ y de acuerdo a esto la ecuación (16) se reduce a:

$$p = s = \frac{1}{c} \quad (17)$$

De la relación (17) se deduce que variaciones en p con el azimut significa variaciones en la velocidad asociada con el azimut. Por lo tanto, detectar anisotropía en p equivale indirectamente a detectarla para la velocidad c asociada.

1.9 Ley de Snell

La función que describe una onda sísmica plana de amplitud u_0 que se propaga con vector de onda \vec{k} y frecuencia angular ω tiene la siguiente forma compleja:

$$u(\vec{r}, t) = u_0 e^{i(\vec{k} \cdot \vec{r} - \omega t)} \quad (18)$$

y como el vector de onda \vec{k} y el vector lentitud \vec{s} tienen la misma dirección (la del rayo), y que $k = \omega/c = \omega s$, la fase de esta onda queda así:

$$\vec{k} \cdot \vec{r} - \omega t = \omega (\vec{s} \cdot \vec{r} - t) \quad (19)$$

En la figura 9 se muestra una interfase donde contactan dos estratos de velocidades distintas: α_1, β_1 para el estrato superior, y α_2, β_2 para el estrato inferior. Un rayo sísmico incide desde abajo y sufre reflexión y transmisión en la

interfase. Los rayos incidente, reflejado y transmitido son solidarios con el plano vertical $y = 0$.

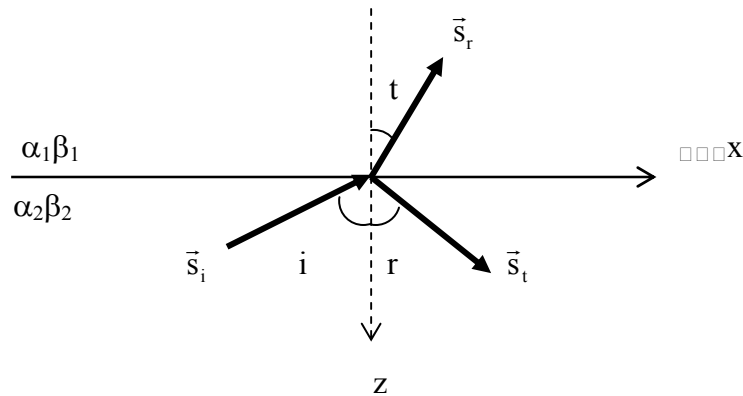


Figura 9. Vectores lentitud incidente, reflejado y transmitido en una interfase entre dos estratos.

El plano horizontal $z = 0$ es la interfase donde contactan los dos estratos con velocidades distintas y donde todas las ondas: transmitidas, reflejadas e incidente, deben compartir la misma fase:

$$\omega_i (\vec{s}_i \cdot \vec{r} - t) \Big|_{z=0} = \omega_r (\vec{s}_r \cdot \vec{r} - t) \Big|_{z=0} = \omega_t (\vec{s}_t \cdot \vec{r} - t) \Big|_{z=0} \quad (20)$$

y observando bien la figura se encuentra que la ecuación (20) se reduce a:

$$\omega_i (s_{ix}x - t) = \omega_r (s_{rx}x - t) = \omega_t (s_{tx}x - t) \quad (21)$$

Para que las ecuaciones 21 se cumplan para todo x , y para todo t , se precisa que:

$$\omega_i = \omega_r = \omega_t \quad (22a)$$

$$s_{ix} = s_{rx} = s_{tx} \equiv p \quad (22b)$$

Se concluye entonces que dada una única onda incidente, sea P o sea S, con frecuencia ω y parámetro del rayo p , entonces, todas las ondas P y S reflejadas y transmitidas:

- a) comparten la misma frecuencia ω de la onda incidente
- b) comparten el mismo parámetro del rayo p de la onda incidente

Anteriormente se dijo que el parámetro se preserva en un medio verticalmente inhomogéneo, con variación de la velocidad. Ahora se encontró que esta preservación del parámetro va más lejos, pues a partir de un solo rayo incidente sobre una interfase, surge toda una familia de rayos reflejados y transmitidos en distintas direcciones, pero todos con el mismo parámetro del incidente. Esa es básicamente la ley de Snell para los rayos.

1.10 Curvas “Camino-Tiempo”

Cada rayo se caracteriza con su parámetro p , su alcance horizontal $X(p)$ (distancia horizontal entre el foco y el punto donde el rayo contacta la superficie) y el tiempo total $T(X)$ que invierte la señal en viajar del foco a la superficie. Los valores de X y su correspondiente T se pueden obtener mediante los análisis de los sismogramas aportados por las estaciones sismológicas que registran las ondas sísmicas; estos datos permiten construir la gráfica T vs. X conocida como la curva “camino-tiempo” (Figura 10) (Beauperthuy, 2008).

El parámetro del rayo que alcanza la distancia epicentral X es igual a la pendiente de la curva en ese valor de X (Beauperthuy, 2008).

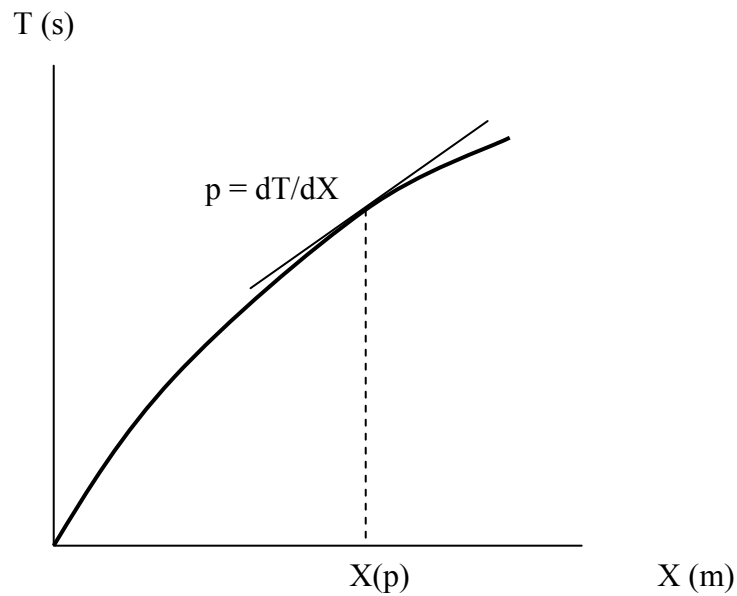


Figura 10. Curva camino-tiempo.

1.11 Causas y tipos de Anisotropía sísmica

Según Silver (1996) y Barruol et al., (1997), muchas regiones litosféricas continentales presentan patrones de partición de la onda de corte que parecen estar estrechamente relacionados con anisotropía geológica, en este caso, las ondas de corte que viajan a través de una formación anisotrópica se separan en dos componentes de velocidades distintas.

Algunas hipótesis han sido propuestas para tratar de explicar la anisotropía sísmica de acuerdo a las propiedades físicas o geológicas de un medio. Por ejemplo: la anisotropía se puede presentar debido a la propia estructura cristalina o litológica de la roca, en este caso se clasifica como anisotropía inherente (Machado, 2005). Winterstein (1990) plantea como otra posible causa de la anisotropía, los patrones de orientación de las microgrietas de la roca. Se puede presentar este último tipo de anisotropía por la acción de esfuerzos en el medio rocoso, lo que origina patrones de fracturas o grietas con una orientación preferencial (Machado, 2005). A ésta se le identifica como anisotropía inducida.

Por otro lado, con base en sus ejes de simetría, se dice que hay anisotropía polar cuando las propiedades no varían con respecto al azimut pero si varían con respecto al ángulo polar (Somoza, 2008). En caso de que las propiedades no varíen con el ángulo polar, sino con el azimut, entonces se tiene anisotropía de tipo azimutal (Somoza, 2008). Thomsen (2002) ha encontrado que los regímenes de esfuerzos presentes en un medio producen anisotropía azimutal débil, menor a 10% en relación a la velocidad de la onda P.

En este estudio se trató de investigar la presencia de posible anisotropía de tipo azimutal en la litósfera de la zona norte de la región nororiental de Venezuela.

1.12 Antecedentes de estudios de Anisotropía sísmica

Quizás la primera evidencia de anisotropía sísmica fue encontrada por Hess (1964), quien notó que las velocidades medidas en el manto superior tendieron a ser mayores en ciertas direcciones que en otras (Shearer, 1999).

Según Fouch y Rondeany (2006), la manifestación de anisotropía sísmica más estudiada es la escisión de la onda de corte (onda S) en dos ondas cuasi-transversales con polarizaciones ortogonales que se propagan a velocidades diferentes. Iidaka y Niu (2000) estudiaron esa escisión de ondas S en las diferentes capas dentro de la Tierra en la región oriental de China para determinar la distribución de la anisotropía en ellas.

Laske y Masters (1998), Boschi y Ekström (2002) y Gung et al., (2003) también detectaron anisotropía en la corteza estudiando cambios en patrones de propagación de ondas Rayleigh con la dirección azimutal.

Fouch y Rondeany (2006) también recopilaron información de estudios que usaron el método de diferencias relativas de tiempos de viaje de ondas corpóreas P y S para detectar anisotropía en las siguientes regiones: Este de América del norte, el escudo canadiense, Australia y África meridional.

Algunos autores consideran que la anisotropía sísmica en la corteza superior está mayormente relacionada con las grietas o microfracturas causadas por el campo de esfuerzos sobre el terreno (Crampin, 1978; Booth et al., 1985; Bouin et al., 1996; Gamar y Bernard, 1997; Margheriti et al., 2006; Yuan y Jing, 2008). Kaneshima et al., (1988) y Crampin (1994) concluyeron que la anisotropía causada por grietas en Japón está limitada entre los 10-15 km de profundidad de la corteza superior, produciendo desviaciones porcentuales entre 1,5 y 4% en la velocidad de la onda S

Sin embargo, Boness y Zoback (2006) encontraron que en los alrededores de la falla de San Andrés se pueden distinguir los dos tipos de anisotropía de velocidades de onda S: la inherente y la inducida.

Gaspar-Escribano y Téllez (2004), también reportaron que la anisotropía sísmica de fisuración cortical en la Cuenca de Granada al sur de España podía asociarse a la dirección del máximo esfuerzo compresivo horizontal a escala local.

Por otro lado, Balfour et al., (2005) consideraron que la anisotropía en los alrededores de una falla rumbodeslizante en la región de Marlborough (Nueva Zelanda central) está asociada más a la geología del terreno que a los campos de esfuerzo.

En Venezuela se han realizado muy pocos estudios para investigar si existe o no anisotropía en su corteza. Uno de ellos fue el realizado por Monjak y Piñero-Feliciangeli (2009) en el cual estudiaron las características anisotrópicas bajo el noreste de Venezuela por medio de análisis del desdoblamiento de ondas de corte. Calcularon los parámetros anisotrópicos: polarización de la fase rápida y el tiempo de retardo entre las dos fases. Ellos concluyeron que la anisotropía bajo el noreste está contenida principalmente en dos capas: en la corteza y regiones someras del manto superior (menor a 65 km), y por encima de los 200 km de profundidad. También encontraron coincidencia de la polarización de la onda con la dirección del máximo esfuerzo compresivo regional.

Por su parte, Rosales et al., (2010) utilizaron la birrefringencia de ondas S en la región occidental de Venezuela y encontraron una correlación entre los ejes de anisotropía que coincidieron con la orientación de las fracturas.

CAPÍTULO 2

METODOLOGÍA

En este trabajo se usó un procedimiento similar al empleado por Fouch y Rondeany (2006) para comprobar si existe anisotropía horizontal en la región nororiental de Venezuela, bajo un modelo de medio horizontalmente homogéneo pero verticalmente inhomogéneo (α y β crecen con la profundidad).

2.1 Datos utilizados

Se utilizaron 5231 fases de ondas P y 4147 fases de ondas S producidas por 1908 eventos sísmicos ocurridos en la región nororiental de Venezuela (Figura 11), registrados por 9 sensores de la red sísmológica de CSUDO y 3 sensores de la red nacional de FUNVISIS (Tabla 1 y Figura 12), y reportados en los boletines sísmológicos de CSUDO correspondientes a los años 1995-2008. Los epicentros de los sismos utilizados están enmarcados entre las siguientes coordenadas geográficas: LONGITUD: entre -63° y -65° ; y LATITUD: entre 10° y $11^\circ 10'$ (Figura 13). La distancia epicentral máxima (del epicentro al sensor) fue de 162 km, y se descartaron sismos cuya profundidad hipocentral superaba el 10% de la distancia epicentral, ya que para la elaboración de la curva camino-tiempo se requiere que el foco del sismo y la estación registradora se ubiquen aproximadamente en un mismo plano horizontal.

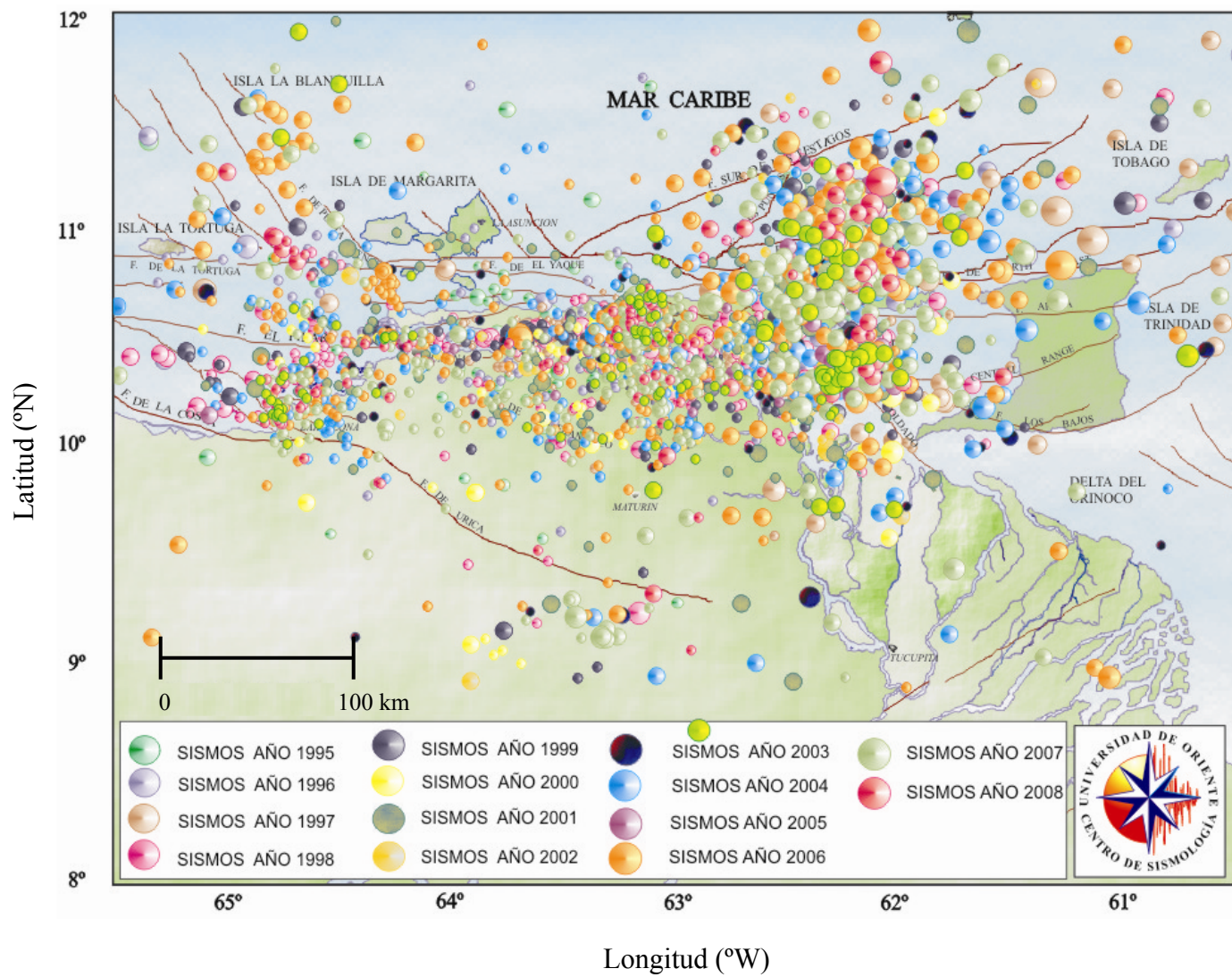


Figura 11. Mapa geográfico de la zona nororiental de Venezuela donde se muestra la sismicidad de la región en los años 1995-2008.

Tabla 1. Estaciones sismológicas utilizadas en este estudio.

N°	Código	Nombre	Red	Latitud (°)	Longitud (°)
1	CAMP	CAMPEARITO	FUNVISIS	10,373	63,420
2	GUAN	VALLE DE GUANAPE	FUNVISIS	9,9536	65,6597
3	SBS	SABANA DE BRITO	FUNVISIS	10,433	63,600
4	CUM	CUMANÁ	CSUDO	10,4268	64,1978
5	MAN	MANICUARE	CSUDO	10,5611	64,1888
6	COAV	CUMANACOA	CSUDO	10,1578	63,8366
7	CAMV	CAMPEARE	CSUDO	10,5505	63,3221
8	CARU	CARIPITO	CSUDO	10,1185	63,1124
9	CATA	CATUARO	CSUDO	10,6008	63,0703
10	MANA	MANACAL DE IRAPA	CSUDO	10,6733	63,6519
11	PUDO	PALMA REAL	CSUDO	11,0133	63,8811
12	SAFE	LOS ALTOS DE SANTA FE	CSUDO	10,2070	64,4400

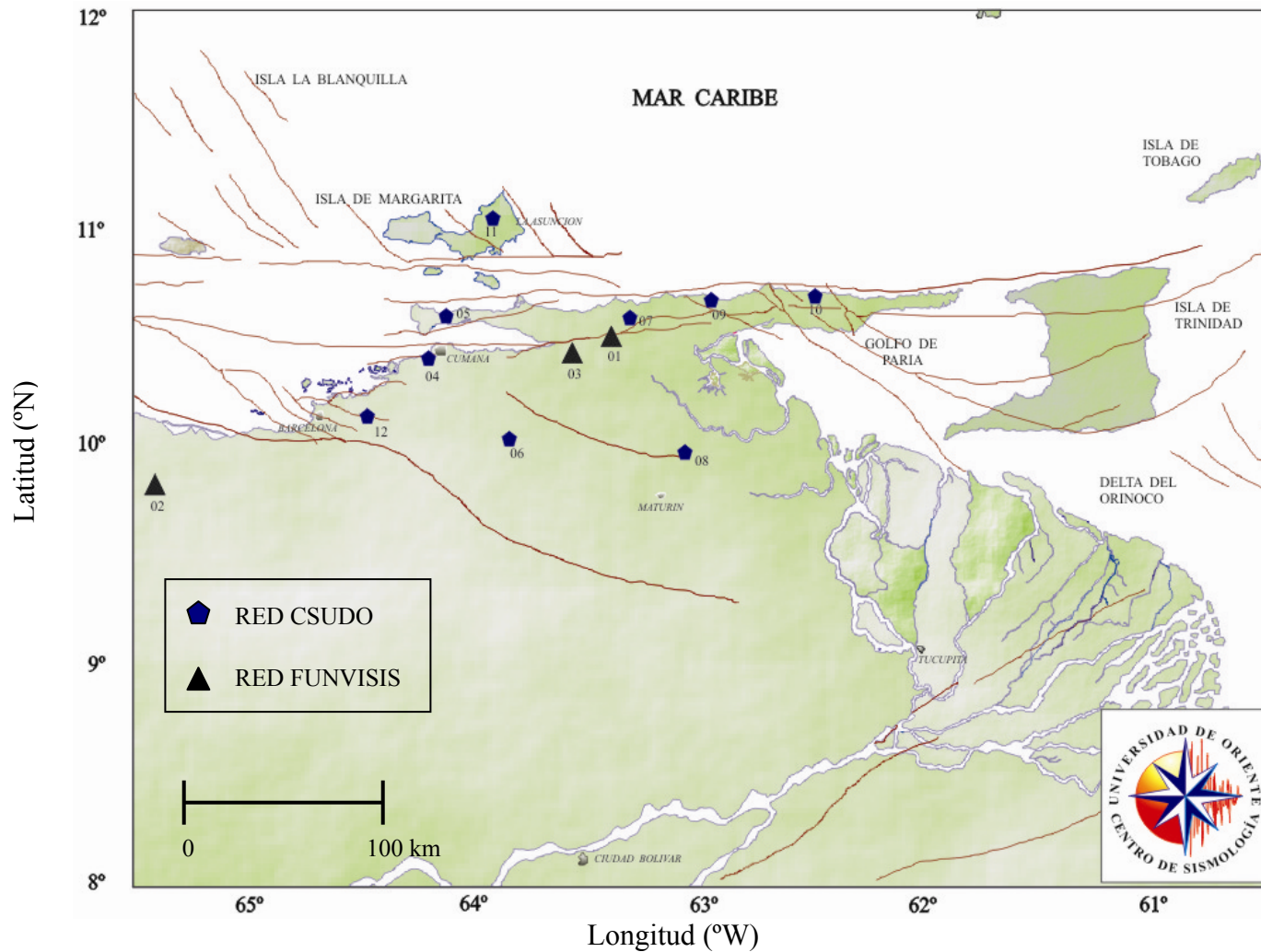


Figura 12. Mapa geográfico de la zona nororiental de Venezuela donde se señalan las ubicaciones de las estaciones sísmológicas utilizadas en este estudio (FUNVISIS Y CSUDO).

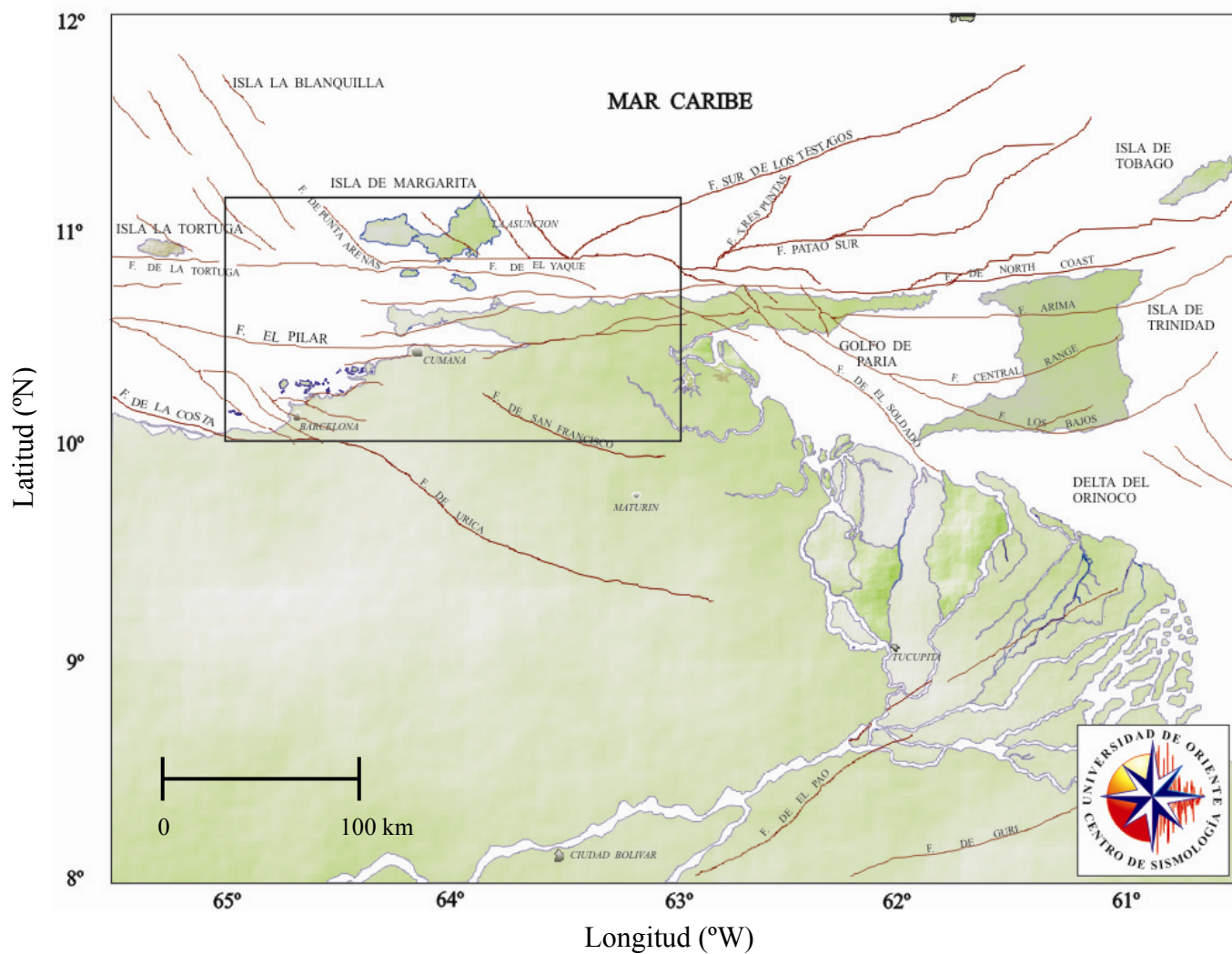


Figura 13. Mapa geográfico de la zona nororiental de Venezuela donde se muestra la ubicación de la región estudiada (el rectángulo ubicado en las coordenadas: LON: -65° a -63° W y LAT: 10° a 11° 10' E, delimita el área de epicentros seleccionados).

2.2 Construcción de las Curvas Camino-Tiempo

De los boletines sismológicos se tomaron los tiempos de llegada t de las fases P y S, el tiempo de origen t_0 del sismo, las distancias epicentrales X y azimuts ϕ . Con los t y t_0 se calcularon los tiempos de viaje T de las ondas (Tabla 2).

Se seleccionaron dos conjuntos de datos para graficar las curvas camino-tiempo: el primer conjunto corresponde a distancias epicentrales menores que 40 km, tales que los rayos sísmicos asociados atraviesan la corteza más superficial (profundidades menores que 5 km). El segundo conjunto corresponde a distancias epicentrales comprendidas entre 40 y 162 km, correspondientes a rayos sísmicos que atraviesan la corteza mas profunda (con profundidad máxima la de el Moho, unos 35 km).

Separadamente, tanto para las fases P como las fases S, se graficaron 72 curvas camino-tiempo T vs. X , asociadas a respectivas ventanas de azimut de 30° cada una, con un paso de 5° entre dos ventanas contiguas (Figura 14). Las curvas y todos los cálculos se realizaron con el programa MATLAB (R2006a) versión 7.2.0.232.

Tabla 2. Una muestra de parte de la tabla de datos asociados a los eventos sísmicos utilizados en este trabajo*.

		t_0													
D	M	A	LON	LAT	PROF	HOR	MIN	SEG	EST	X	ϕ	t_p	t_s	T_p	T_s
			(°)	(°)	(km)					(km)	(°)	(seg)	(seg)	(seg)	(seg)
21	1	97	-63,111	10,527	1,54	4	52	4,5	CAMV	23,2	276	8,51	11,73	4,01	7,22
21	1	97	-63,111	10,527	1,54	4	52	4,5	CARU	45,4	180	12,42	18,67	7,92	14,17
21	1	97	-63,111	10,527	1,54	4	52	4,5	COAV	88,4	242	19,44	31,74	14,94	27,24
30	7	97	-63,320	10,500	1,18	18	53	37,8	MAN	95,2	274	54	66,8	16,2	29
30	7	97	-63,320	10,500	1,18	18	53	37,8	CAMP	23,5	232	40,8	44,4	3	6,6
30	7	97	-63,320	10,500	1,18	18	53	37,8	SBS	31,5	256	43,8	48	6	10,2
4	3	03	-63,061	10,866	2,4	10	30	19,1	CATA	29	182	25,63	29,92	6,53	10,82
4	3	03	-63,061	10,866	2,4	10	30	19,1	CAMV	45	219	27,54	34,09	8,44	14,99
4	3	03	-63,061	10,866	2,4	10	30	19,1	MANA	50	115	28,71	36,27	9,61	17,17
2	10	03	-63,431	10,488	7,2	5	58	4,7	MAN	83	276	19,24	29,9	14,54	25,2
2	10	03	-63,431	10,488	7,2	5	58	4,7	CUM	84	265	19,74	30,9	15,04	26,2
29	4	05	-64,834	10,102	0	20	54	29,1	SAFE	45	75	37,91	44,24	8,81	15,14
29	4	05	-64,834	10,102	0	20	54	29,1	COAV	111	87	49,84	64	20,74	34,9
12	8	05	-64,421	10,17	0	18	53	57	SAFE	20	78	61,23	65,03	4,23	8,03
12	8	05	-64,421	10,17	0	18	53	57	CUM	55	59	67,88	75,45	10,88	18,45
12	8	05	-64,421	10,17	0	18	53	57	MAN	64	48	69,2	0	12,2	0
12	8	05	-64,421	10,17	0	18	53	57	COAV	87	91	73,4	85,26	16,4	28,26
31	7	06	-63,077	10,318	2,2	13	25	6,1	CARU	22	190	10,58	13,35	4,48	7,25
31	7	06	-63,077	10,318	2,2	13	25	6,1	CATA	31	1	12,22	16,73	6,12	10,63
31	7	06	-63,077	10,318	2,2	13	25	6,1	CAMV	37	314	13,29	18,16	7,19	12,06

donde

D: Día.

A: Año.

LAT: Latitud.

t_0 : Hora origen.

X: Distancia epicentral.

T_P : Tiempo de viaje de la onda P.

t_P : Hora de llegada de la fase P a la estación.

t_S : Hora de llegada de la fase S a la estación.

M: Mes.

LON: Longitud.

PROF: Profundidad.

EST: Código de la estación.

ϕ : Azimut.

T_S : Tiempo de viaje de la onda S.

$$T_P = t_P - t_0 \quad (23a)$$

$$T_S = t_S - t_0 \quad (23b)$$

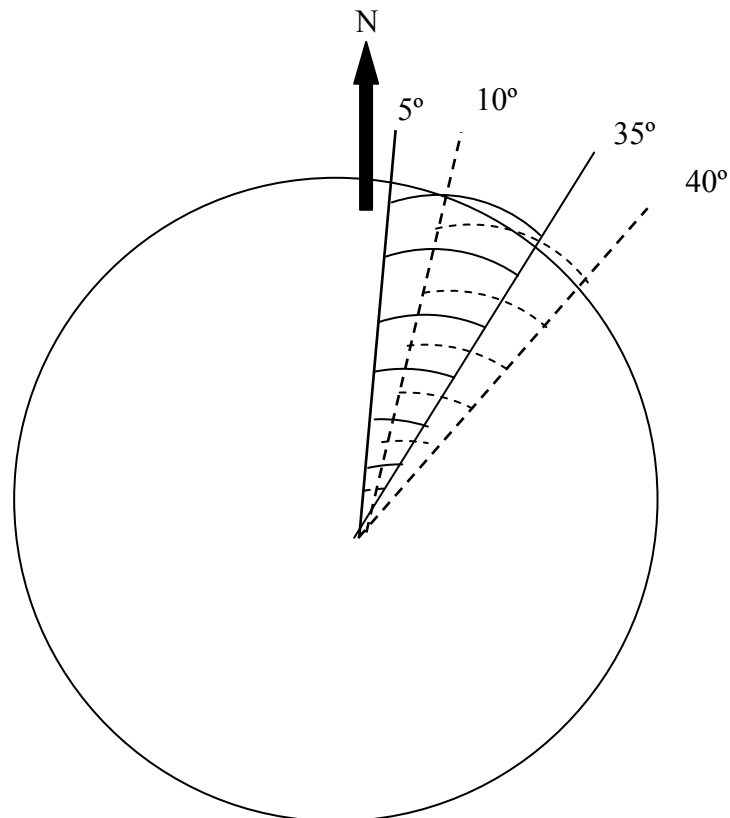


Figura 14. Dos ventanas de azimut contiguas de 30° cada una y con 5° de paso entre una y la siguiente.

2.3 Cálculo de los Parámetros de rayos y velocidades de las ondas

A cada curva camino-tiempo se le aplicó regresión lineal para obtener su pendiente cuyo valor es el parámetro del rayo. Se graficó el perfil parámetro versus ángulo azimutal (p vs. ϕ) para ambas fases. Como valor del azimut ϕ para cada punto de este perfil, se tomó el correspondiente al centro de cada ventana. El perfil (p vs. ϕ) se graficó tanto en coordenadas cartesianas como en polares.

En el punto mas bajo del rayo sísmico $\theta = 90^\circ$, la velocidad c (α ó β) es igual a $1/p$, allí c no tiene componente vertical, sólo horizontal. Así, pues, se puede considerar que el inverso del parámetro del rayo en cada ventana de azimut se identifica como la componente horizontal promedio de la velocidad en la capa que atraviesan el paquete de rayos (Figura 15). Con cada una de estas velocidades se procedió a graficar c vs. ϕ para cada onda en coordenadas cartesianas y polares.

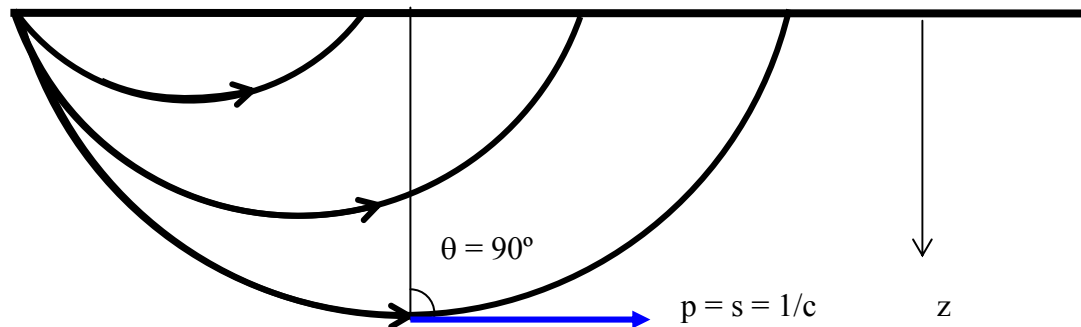


Figura 15. Parámetro del rayo en $\theta = 90^\circ$.

2.4 Precisión en los cálculos

Después que se aplicaba regresión lineal a cada conjunto de valores de distancia epicentral X y tiempo de viaje T, se calcularon los siguientes valores:

$$\varepsilon_i = T_i - (mX_i + b) = T_i - T_i' \quad i = 1,2,3,\dots,N \quad (24)$$

$$\Delta \varepsilon = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \varepsilon_i^2}{N - 2}} \quad (25)$$

donde

X_i, T_i son los puntos de la curva.

m es la pendiente de la recta.

b es el punto de corte.

ε es la desviación del valor de T_i' calculado con respecto al medido T_i .

N es el número de datos.

$\Delta \varepsilon$ es la desviación estándar.

Si hay valores (X,T) cuyo $|\varepsilon| > 2\Delta \varepsilon$, no se incluyen. Con los puntos que quedaron después de aplicar la condición anterior, se graficó y calculó la pendiente por segunda vez. Esto se hizo para cada curva camino-tiempo con la finalidad de obtener gráficas cuyas pendientes fueron mas precisas.

CAPÍTULO 3

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Curvas Camino-Tiempo

Las tablas 3 y 4 son ejemplos de listas de valores X, T y ϕ correspondientes a una ventana de azimut utilizada para el rango de distancia epicentral 0 a 40 km, y otra ventana de azimut usada para el rango de 40 a 162 km. En las figuras 16 y 17 están sus correspondientes gráficas asociadas a estos dos ejemplos.

Tabla 3. Valores de X, T y ϕ para el rango de distancia epicentral 0-40 km.

VENT DIST: 0-40 km VENT AZI: 155-185°					
ONDA P			ONDA S		
X (km)	T (s)	ϕ (°)	X (km)	T (s)	ϕ (°)
35,10	6,52	167	35,10	10,48	167
20,50	3,76	172	20,50	5,84	172
23,00	3,10	166	28,10	8,39	171
38,30	6,73	178	38,30	11,75	178
32,10	5,50	164	32,10	10,10	164
37,40	6,40	162	34,70	10,40	158
34,70	6,20	158	20,70	6,30	171
20,70	3,70	171	36,40	10,20	179
26,87	5,09	157	26,87	7,45	157
24,90	4,87	160	24,53	6,96	183
29,80	5,80	172	39,66	12,03	163
27,90	5,24	159	24,90	9,01	160
24,90	4,95	164	29,80	10,01	172
30,20	6,45	172	27,90	10,24	159
26,30	5,09	179	24,90	8,94	164
33,70	6,87	170	30,20	10,74	172
33,40	6,40	173	26,30	9,66	179

Tabla 3. Continuación.

VENT DIST: 0-40 km VENT AZI: 155-185°					
ONDA P			ONDA S		
X (km)	T (s)	ϕ (°)	X (km)	T (s)	ϕ (°)
30,60	6,15	178	33,70	11,25	170
24,10	4,97	168	33,40	11,33	173
36,40	6,81	169	30,60	10,99	178
37	6,08	160	24,10	9,07	168
33	6,47	172	36,40	12,21	169
38	6,68	158	37	11,02	160
40	7,20	170	33	10,84	172
29	6,53	182	38	13,06	158
18	3,98	176	29	10,82	182
36	7,11	178	18	7,08	176
37	7,76	180	36	11,75	178
14	2,80	174	37	10,44	180
12	3,13	162	14	5,54	174
24	4,59	183	12	5,36	162
22	4,51	156	24	8,32	183
38	6,89	175	22	8	156
21	4,29	160	21	6,95	160
32	5,71	182	28	10,24	155
39	7,85	164	25	9,49	155
40	8,08	162	37	11,88	160
33	6,91	158	35	11,28	173
31	6,02	163	-	-	-
31	6,36	161	-	-	-
28	5,85	155	-	-	-
25	5,39	155	-	-	-
37	6,97	160	-	-	-
35	6,66	173	-	-	-

Tabla 4. Valores de X, T y ϕ para el rango de distancia epicentral 40-162 km.

VENT DIST: 40-162 km VENT AZI: 0-30°					
ONDA P			ONDA S		
X (km)	T (s)	ϕ (°)	X (km)	T (s)	ϕ (°)
57,80	10,50	26	54,70	17,10	24
54,70	9,27	24	60,50	19,20	13
59,10	10,81	19	44,70	14,21	18
60,50	10,80	13	63,90	19,20	21
44,70	9,12	18	62,60	19,40	18
63,90	11,26	21	63,40	19,87	18
62,60	11,80	18	60,90	18,44	18
63,40	11,21	18	41,70	12,25	5
60,90	11,32	18	57,90	17,60	30
41,70	7,00	5	42,20	13,20	24
57,90	10,30	30	72,40	21,90	27
72,40	12,40	27	41,40	12,80	4
58,90	10,98	5	66,80	21,70	5
41,40	7,10	4	46,40	14,61	20
66,80	11,80	5	60,74	19,69	16
60,74	11,93	16	62,10	20,29	3
43,50	7,89	17	44,20	14,94	13
62,10	11,63	3	42	13,32	25
44,20	8,61	13	58	18,82	10
57	10,93	23	69	22,02	28
42	8,06	25	47	15,25	3
48	9,16	7	66	20,58	21
58	11,33	10	47	15,03	12
69	12,23	28	63	21,51	5
70	13,01	29	65	20,52	4
47	9,54	12	62	20,85	7
60	10,99	28	50	16,62	24
63	11,06	5	54	17,36	12
62	12,13	7	-	-	-
50	10,19	24	-	-	-

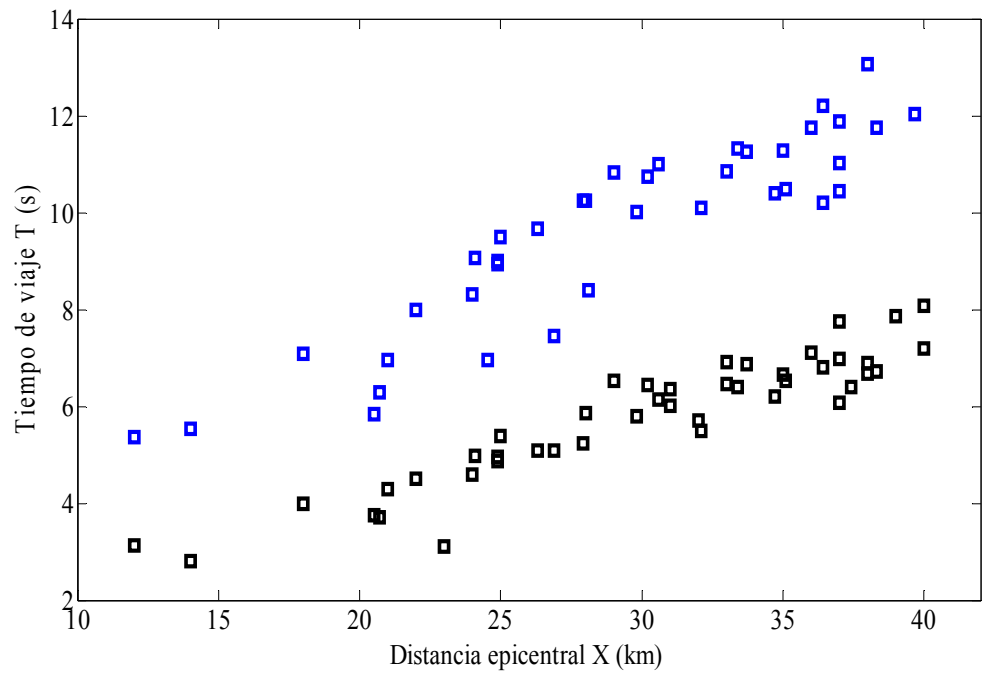


Figura 16. Ejemplos de curvas camino-tiempo para la ventana de azimut 155-185°: onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).

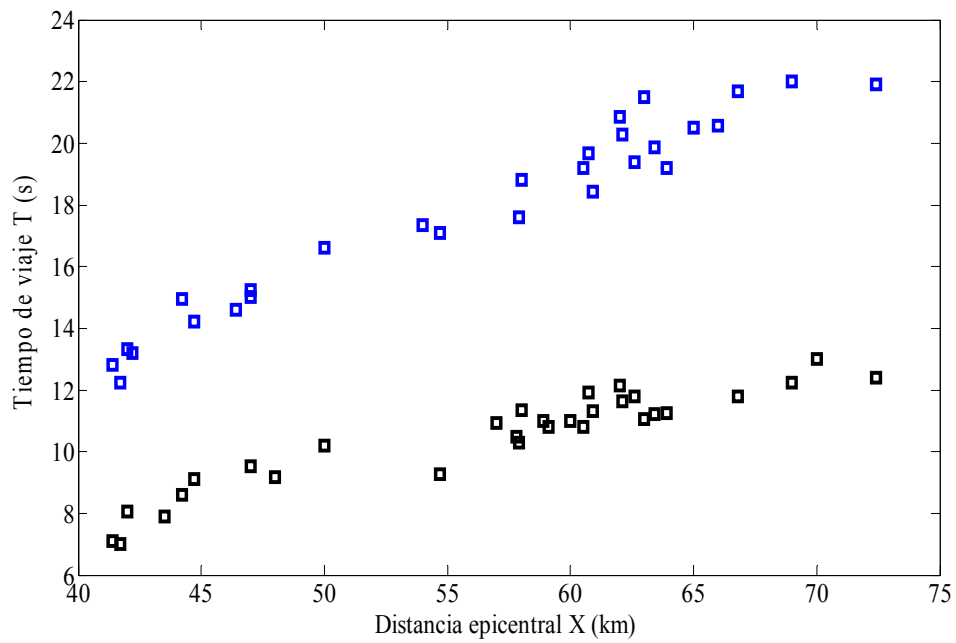


Figura 17. Ejemplos de curvas camino-tiempo para la ventana de azimut 0-30°.

3.2 Parámetros de rayos y velocidades de las ondas

Después de realizar las gráficas se calcularon las pendientes o parámetros de rayos, y a partir de éstos, las respectivas velocidades (α ó β) cuyos valores se enlistan en la tabla 5.

Tabla 5. Parámetros y velocidades calculadas.

ϕ (°)	ONDA P				ONDA S			
	0<X<40 km		40<X<162 km		0<X<40 km		40<X<162 km	
	p(s/km)	α (km/s)	p(s/km)	α (km/s)	p(s/km)	β (km/s)	p (s/km)	β (km/s)
0	0,18085	5,52952	0,17865	5,59759	0,30329	3,29717	0,28071	3,56235
5	0,18796	5,3202	0,17672	5,65853	0,30969	3,22902	0,3275	3,05342
10	0,18739	5,33636	0,17199	5,8142	0,30766	3,25032	0,31378	3,18691
15	0,18617	5,37133	0,16575	6,0333	0,3032	3,29815	0,31436	3,18109
20	0,18938	5,28048	0,16977	5,89026	0,30555	3,27277	0,29995	3,33387
25	0,18853	5,30431	0,16781	5,95928	0,30652	3,26244	0,28844	3,46692
30	0,18351	5,44924	0,16214	6,16747	0,29353	3,40679	0,28579	3,49903
35	0,18347	5,45036	0,16049	6,23109	0,29062	3,44093	0,27993	3,57232
40	0,17143	5,83332	0,16168	6,1852	0,29069	3,4401	0,27776	3,60017
45	0,17747	5,63475	0,16404	6,09625	0,29685	3,36866	0,27779	3,59979
50	0,18282	5,46994	0,16466	6,07317	0,30421	3,28718	0,27786	3,59887
55	0,18499	5,40559	0,16659	6,00248	0,31146	3,21072	0,28305	3,53288
60	0,18647	5,3628	0,16828	5,9424	0,31859	3,13886	0,28369	3,52494
65	0,18596	5,37754	0,16709	5,98476	0,32827	3,04625	0,28549	3,50269
70	0,18532	5,39603	0,1678	5,95932	0,32914	3,03825	0,28961	3,45294
75	0,18213	5,49043	0,1741	5,74378	0,32882	3,04117	0,29479	3,39229
80	0,17649	5,66617	0,17667	5,66014	0,31731	3,15146	0,29821	3,35336
85	0,17288	5,78444	0,17785	5,62284	0,31077	3,21782	0,29592	3,37931
90	0,17207	5,81143	0,17634	5,67088	0,30493	3,27945	0,29409	3,40028
95	0,17043	5,86743	0,17421	5,74011	0,29845	3,35061	0,29211	3,42339
100	0,17347	5,76473	0,17244	5,79926	0,3026	3,30466	0,29117	3,43445
105	0,17324	5,77223	0,17001	5,88202	0,30279	3,30257	0,28718	3,48217
110	0,1755	5,69787	0,17018	5,87618	0,31044	3,22121	0,2874	3,47941
115	0,18017	5,55017	0,16916	5,91167	0,32409	3,08558	0,2894	3,45541
120	0,17963	5,56694	0,17141	5,83385	0,32601	3,06738	0,29134	3,43241
125	0,19045	5,25083	0,17499	5,71445	0,33999	2,94129	0,29646	3,37318
130	0,19272	5,18887	0,17518	5,70854	0,33627	2,97378	0,29879	3,34686
135	0,1933	5,17328	0,17931	5,57689	0,32254	3,10039	0,30551	3,27317
140	0,18996	5,2644	0,17845	5,60397	0,32881	3,04126	0,30268	3,30387
145	0,18151	5,5093	0,17807	5,61585	0,31046	3,22108	0,30458	3,28319
150	0,18209	5,49151	0,18182	5,49988	0,30468	3,28209	0,31204	3,20476
155	0,17069	5,85852	0,18336	5,45383	0,28142	3,55337	0,31596	3,16496

Tabla 5. Continuación.

ϕ (°)	ONDA P				ONDA S			
	0<X<40 km		40<X<162 km		0<X<40 km		40<X<162 km	
	p(s/km)	α (km/s)	p(s/km)	α (km/s)	p(s/km)	β □(km/s)	p(s/km)	β (km/s)
160	0,16471	6,07128	0,17997	5,55656	0,26759	3,73707	0,31375	3,18729
165	0,16748	5,97069	0,17475	5,72259	0,26345	3,79584	0,30867	3,23971
170	0,17181	5,82043	0,1753	5,70444	0,26258	3,8083	0,30977	3,22818
175	0,17408	5,74438	0,17869	5,59604	0,25798	3,87631	0,30967	3,22923
180	0,17749	5,63408	0,18151	5,50928	0,26254	3,80889	0,31147	3,21056
185	0,1839	5,43764	0,18125	5,51733	0,28159	3,55127	0,3115	3,21022
190	0,18107	5,52263	0,18891	5,29361	0,27159	3,68192	0,3164	3,16051
195	0,17974	5,56367	0,18704	5,34639	0,27747	3,60404	0,32008	3,12427
200	0,18177	5,50156	0,18128	5,51646	0,28563	3,50108	0,32044	3,12076
205	0,18309	5,46189	0,17339	5,7674	0,29229	3,42116	0,31169	3,20829
210	0,18809	5,31646	0,17036	5,87008	0,30238	3,30706	0,30421	3,28721
215	0,18882	5,29609	0,16828	5,94247	0,30446	3,28449	0,29859	3,34897
220	0,19658	5,087	0,17039	5,86868	0,30808	3,24591	0,29903	3,34419
225	0,20962	4,77057	0,16657	6,00347	0,331	3,02112	0,29679	3,36944
230	0,20761	4,81675	0,16551	6,04209	0,33368	2,99687	0,29538	3,38549
235	0,20454	4,88913	0,16629	6,01371	0,32991	3,03117	0,29147	3,43094
240	0,19022	5,25695	0,16781	5,95906	0,31493	3,17535	0,28604	3,49607
245	0,18954	5,27585	0,17014	5,87761	0,31322	3,19267	0,28712	3,48283
250	0,18772	5,32694	0,1699	5,88565	0,30889	3,23738	0,28629	3,49294
255	0,17612	5,67803	0,16984	5,88795	0,30094	3,32291	0,2851	3,50749
260	0,16505	6,05869	0,17029	5,87235	0,28962	3,45277	0,28664	3,48866
265	0,16842	5,93758	0,17062	5,86108	0,2962	3,37609	0,28768	3,47613
270	0,17102	5,84724	0,17079	5,85488	0,29836	3,35167	0,28782	3,47442
275	0,17388	5,751	0,16921	5,90966	0,29855	3,34954	0,28614	3,49482
280	0,16849	5,93519	0,16907	5,91463	0,29871	3,34769	0,28621	3,49392
285	0,17096	5,84948	0,16963	5,89519	0,29633	3,37461	0,28639	3,49177
290	0,16996	5,88385	0,17112	5,84381	0,29415	3,3996	0,28408	3,52015
295	0,17875	5,59444	0,17088	5,85211	0,31473	3,17736	0,28281	3,53595
300	0,18814	5,31511	0,1718	5,82067	0,32152	3,11025	0,28427	3,51781
305	0,19172	5,21592	0,17038	5,86925	0,32239	3,10186	0,28155	3,55174
310	0,19535	5,11899	0,16874	5,9263	0,32184	3,10709	0,27654	3,61606
315	0,19429	5,14684	0,16467	6,07283	0,32681	3,05989	0,27426	3,64617
320	0,19589	5,10467	0,16173	6,18323	0,32909	3,03865	0,27181	3,67902
325	0,18557	5,38868	0,15702	6,36879	0,31942	3,13065	0,2652	3,77069
330	0,17967	5,56563	0,16074	6,22104	0,29322	3,41037	0,2687	3,72161
335	0,18131	5,51542	0,16324	6,12613	0,31381	3,18667	0,27151	3,68311
340	0,17842	5,60478	0,16249	6,15407	0,29503	3,38949	0,27314	3,66112
345	0,16977	5,89023	0,16237	6,15887	0,26718	3,74274	0,27293	3,66399
350	0,17385	5,75192	0,17077	5,85593	0,26952	3,71026	0,27478	3,63926
355	0,17543	5,70043	0,17421	5,74023	0,27117	3,6877	0,28534	3,50462
360	0,18085	5,52952	0,17865	5,59759	0,30329	3,29717	0,28071	3,56235

Como se puede observar, los valores de los parámetros y velocidades, para la onda P, están en el rango de 0,15 a 0,21 s/km y de 4,5 a 6,5 km/s, respectivamente. Para la onda S van desde 0,25 a 0,34 s/km y desde 2,8 a 4 km/s.

En la onda P, la mayoría de las velocidades calculadas están muy cercanas al valor de 5,5 km/s y aumentaron con la profundidad. Las velocidades para la onda S también aumentaron con la profundidad y sus valores están próximos a 3,3 km/s. Sin embargo, en ambas fases, hubo azimuts para los cuales las velocidades disminuyeron en los estratos profundos y aumentaron en los superficiales.

En la tabla 6 se encuentran los promedios, máximos y mínimos de los parámetros y velocidades.

Tabla 6. Parámetros de rayos y velocidades P y S.

VENT DIST	ONDA P		ONDA S	
	0-40 (km)	40-162 (km)	0-40 (km)	40-162 (km)
MAX p (s/km)	0,20962	0,18891	0,33999	0,3275
MIN p (s/km)	0,16471	0,15702	0,25798	0,2652
$(\bar{p} \pm \Delta\bar{p})$ (s/km)	$0,182 \pm 0,022$	$0,171 \pm 0,016$	$0,304 \pm 0,041$	$0,293 \pm 0,031$
MAX c (km/s)	6,07128	6,36879	3,87631	3,77069
MIN c (km/s)	4,77057	5,29361	2,94129	3,05342
$(\bar{c} \pm \Delta\bar{c})$ (km/s)	$5,51 \pm 0,65$	$5,85 \pm 0,54$	$3,31 \pm 0,47$	$3,42 \pm 0,36$
$\Delta c\%$	11,8	9,2	14,1	10,5

3.3 Perfiles y Diagramas de rosas (p vs. ϕ) y (c vs. ϕ)

En el primer conjunto de distancias epicentrales comprendidas desde 0 a 40 km, el rayo sísmico no alcanzó una profundidad h mas allá de 5 km ($h < 5$ km) (Beauperthuy, 2005).

En la figura 18 (p vs. ϕ) se observan picos y valles intercalados en ambas fases con algunos de ellos coincidiendo en azimut en las dos fases. Esta coincidencia se observa mejor en la figura 19.

En la figura 20 se notó un aumento en las velocidades de las ondas S que vienen desde el Sur. La velocidad, en la onda P, viniendo desde el Oeste alcanzó uno de los valores mas altos, específicamente en $\phi = 260^\circ$ cuyo $\alpha = 6,059$ km/s y el valor mas bajo en $\phi = 225^\circ$ con $\alpha = 4,771$ km/s. Estos aumentos o disminuciones en α ó β se pueden atribuir a factores geológicos. En la figura 21 se superponen las curvas para las dos fases, P y S, a fin de destacar mejor las coincidencias entre ambas.

En los diagramas de rosa (p vs. ϕ y (c vs. ϕ) figuras 22 y 23, se puede observar que los picos de velocidad tienden a alinearse en azimuts opuestos en 180° , lo mismo ocurre con los mínimos de velocidad. Esa congruencia habla de la anisotropía que presenta el terreno. En el diagrama de rosa 22, para la onda S se observa que los parámetros alcanzan los valores mas altos ($p > 0,3$ s/km) desde azimuts de 50° hasta 150° pero la onda P no refleja un comportamiento parecido, los parámetros aumentan o disminuyen muy alternadamente.

Las desviaciones porcentuales para las velocidades calculadas son mayores que el 10% y más altas que las encontradas por Thomsen (2002). Entonces, hasta la profundidad h de 5 km en la zona nororiental, la corteza es aparentemente

anisotrópica manifestada por las desviaciones en las velocidades α y β de 11,8% y 14,1% respectivamente.

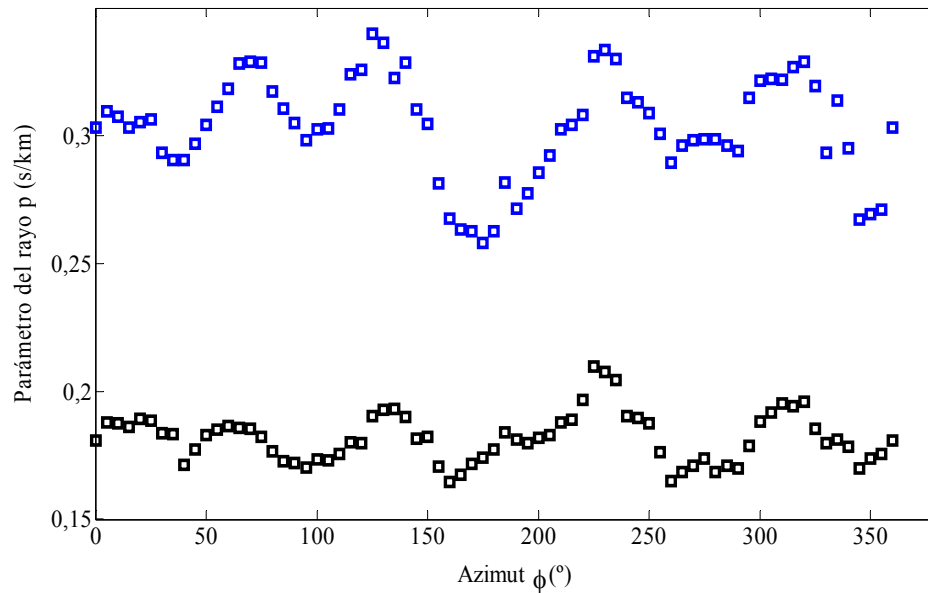


Figura 18. Perfil p vs. ϕ ($X < 40$ km): onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).

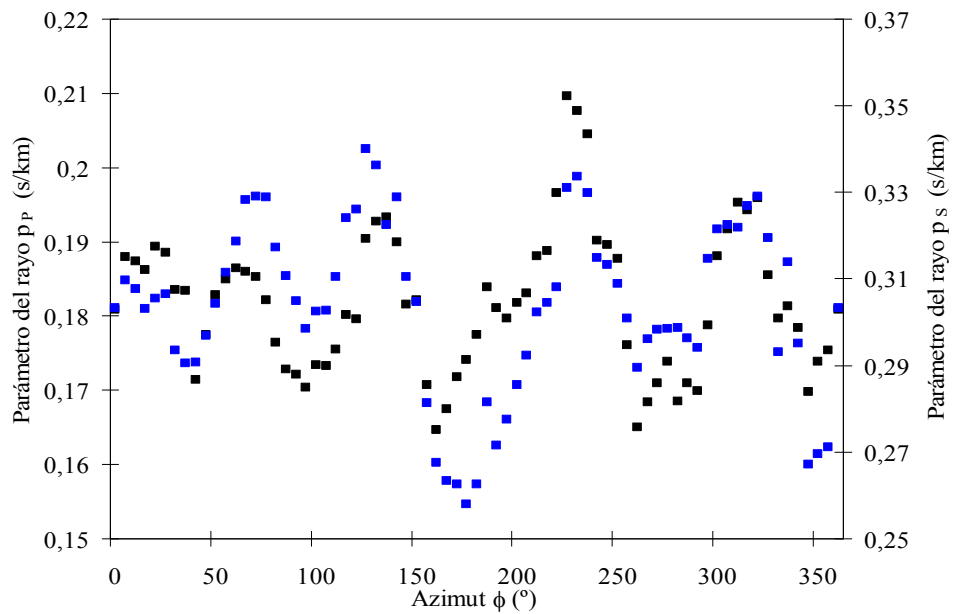


Figura 19. Superposición del perfil p vs. ϕ de la onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules)

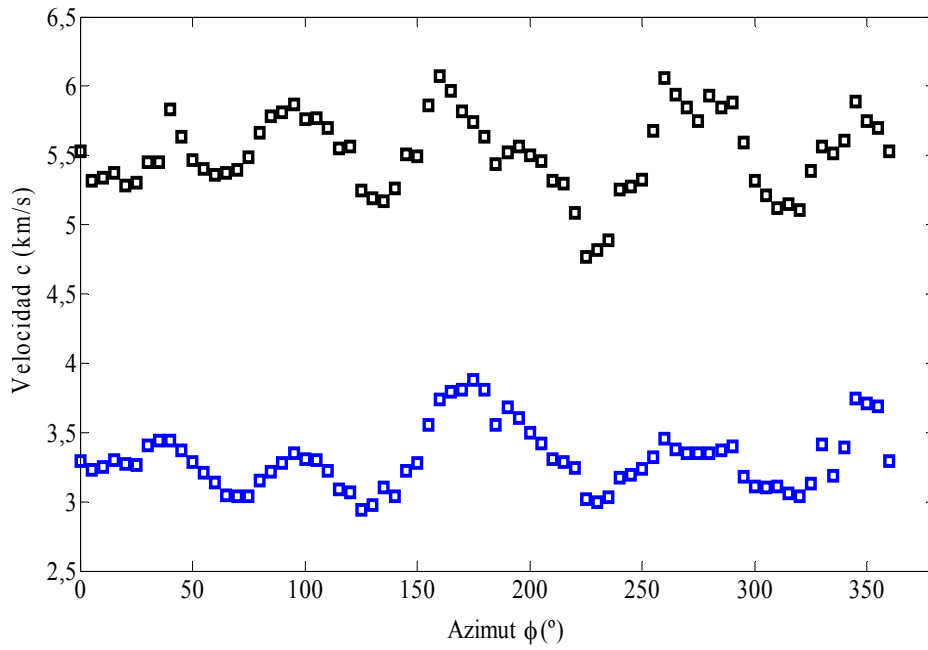


Figura 20. Perfil c vs. ϕ ($X < 40$ km): onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).

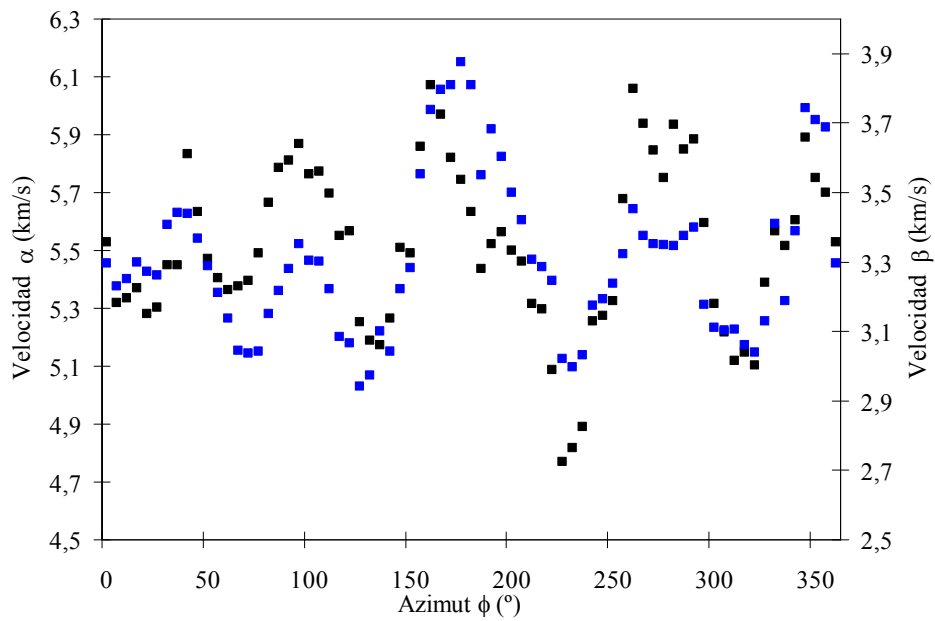


Figura 21. Superposición del perfil c vs. ϕ de la onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).

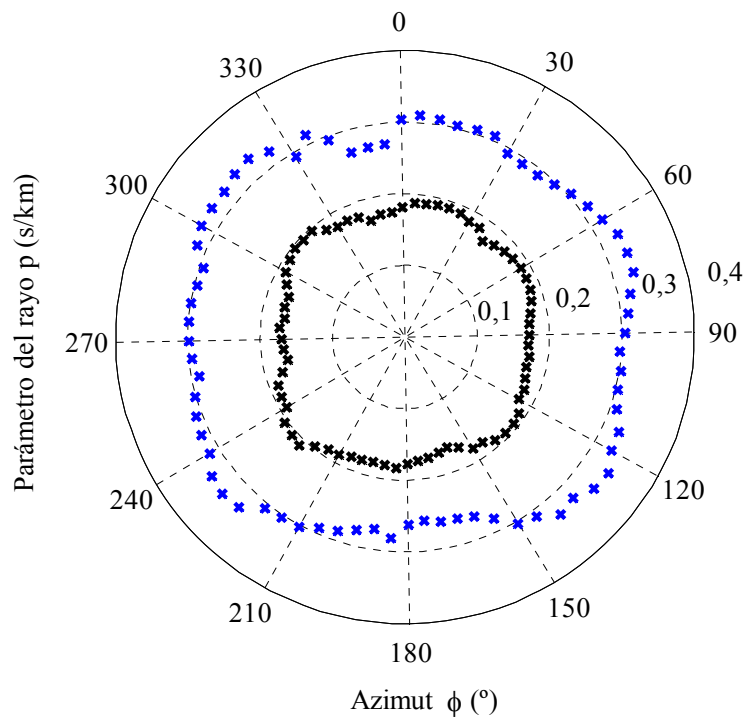


Figura 22. Diagrama de rosas p vs. ϕ ($X < 40$ km): onda P (cruces negras) y onda S (cruces azules).

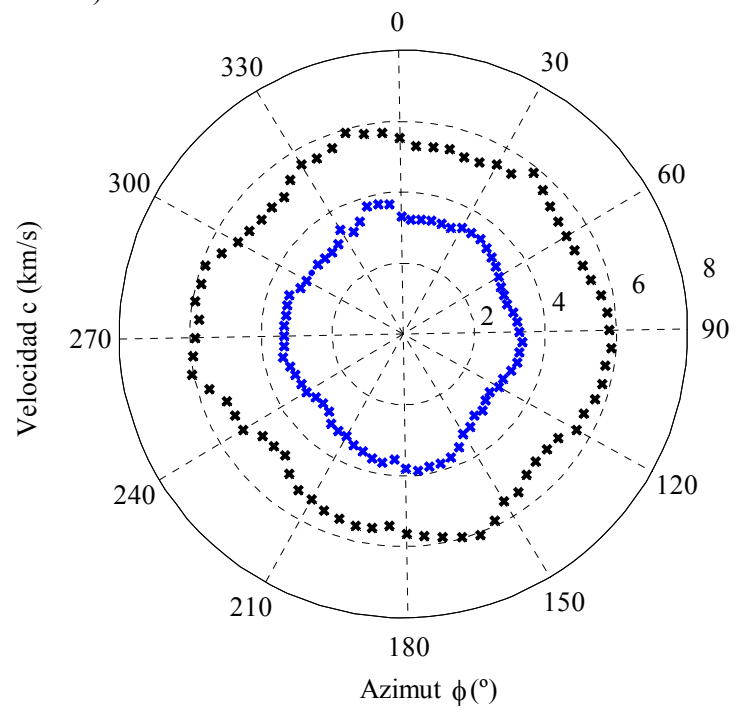


Figura 23. Diagrama de rosas c vs. ϕ .

Para el segundo rango de distancias epicentrales que van desde 40 hasta 162 km, el rayo sísmico llega hasta la profundidad de unos 35 km ($h < 35$ km) (Beauperthuy, 2005), que es aproximadamente la base de la corteza en esta zona.

A este rango de X , para la figura 24, las gráficas de ambas fases son ligeramente parecidas, destacándose mejor la coincidencia entre máximos y mínimos en la figura 25. Los parámetros de los rayos se mantienen mas o menos constantes desde $\phi = 240^\circ$ hasta $\phi = 310^\circ$ y a partir de ahí empiezan a disminuir hasta $\phi = 325^\circ$ donde hay un mínimo.

En la gráfica (c vs. ϕ) (Figura 26) las velocidades α y β aumentan hacia el oeste con un máximo ubicado en $\phi = 325^\circ$ para $\alpha = 6,369$ km/s y $\beta = 3,771$ km/s. En la figura 27 está la superposición de ambas fases. Al observar ambas gráficas (Figuras 26 y 27), se puede notar una inhomogeneidad puesto que las velocidades aumentan al oeste y disminuyen en sentido opuesto. También se graficaron los mismos datos en coordenadas polares (Figura 28).

Para el diagrama de rosas 28 (p vs. ϕ) los parámetros no presentan variaciones significativas, sólo pequeñas variaciones al Norte y al Sur lo que permite suponer mas firmemente una inhomogeneidad que luego fue verificada con el perfil de la figura 29, donde no se nota un patrón de anisotropía claro en ambas fases, sólo hay pequeños cambios de velocidad con el azimut que pueden ser asociados a inhomogeneidades de la corteza hasta esta profundidad del terreno ($h < 35$ km).

Las desviaciones porcentuales de las velocidades calculadas para este rango de distancias epicentrales fueron: para α 9,2% y β 10,5%.

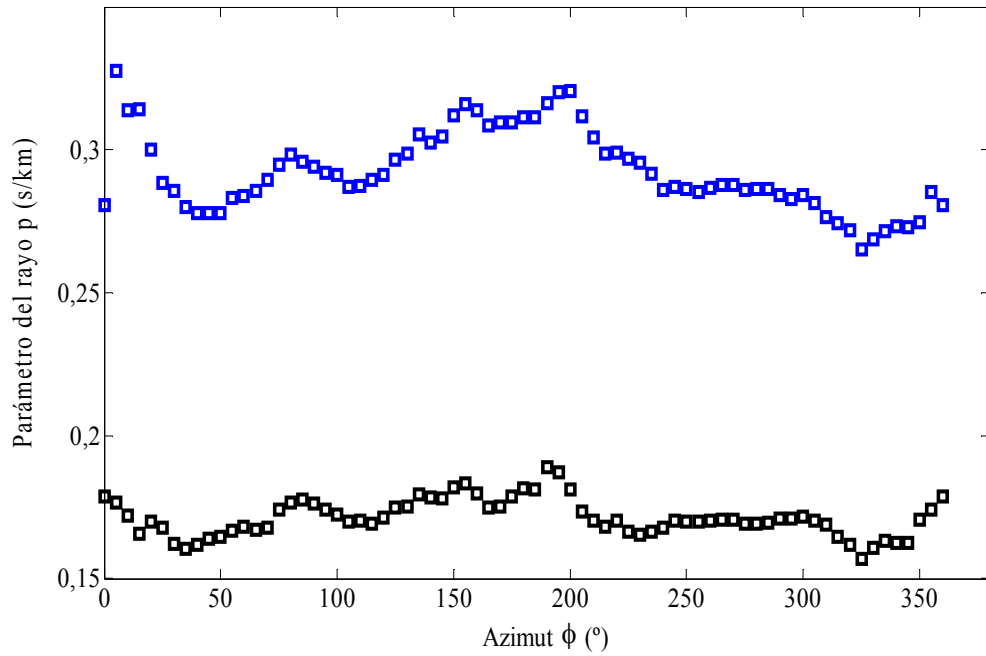


Figura 24. Perfil p vs. ϕ ($40 < X < 162$ km): onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).

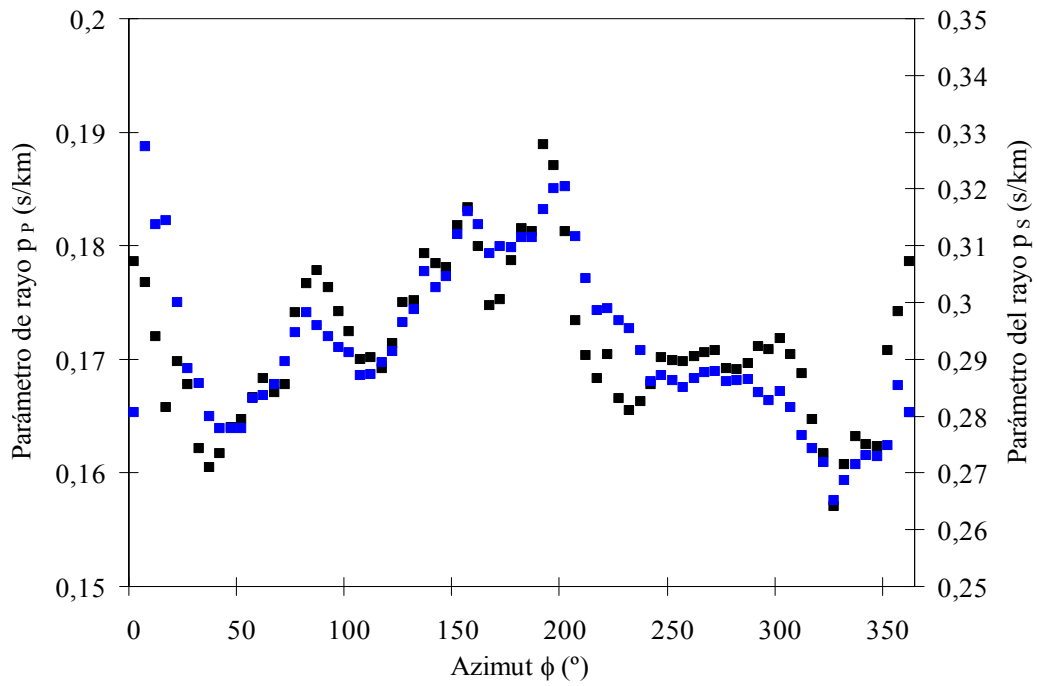


Figura 25. Superposición del perfil p vs. ϕ de la onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules)

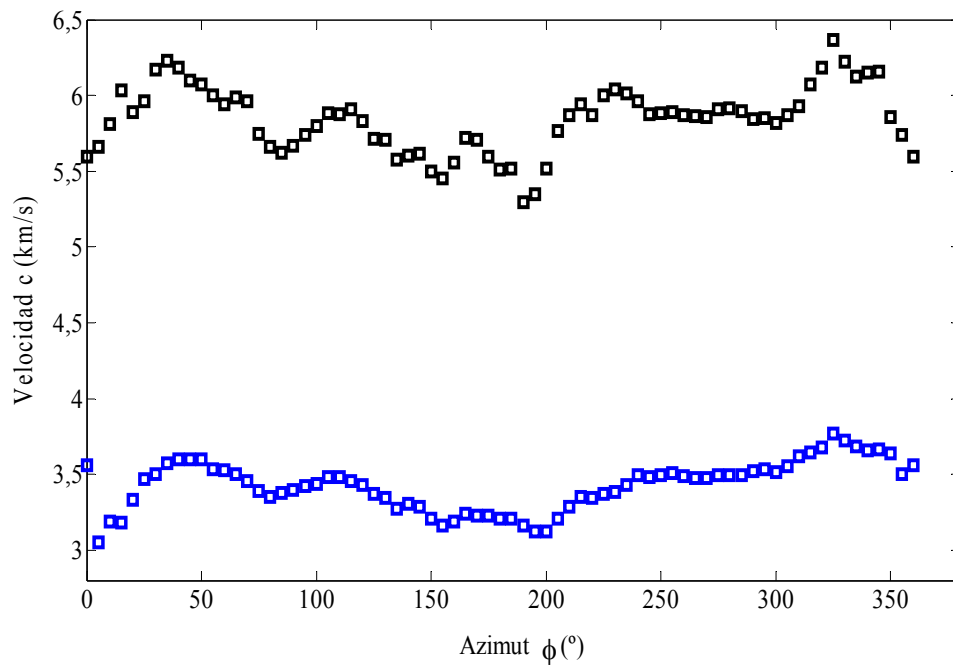


Figura 26. Perfil c vs. ϕ ($40 < X < 162$ km): onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).

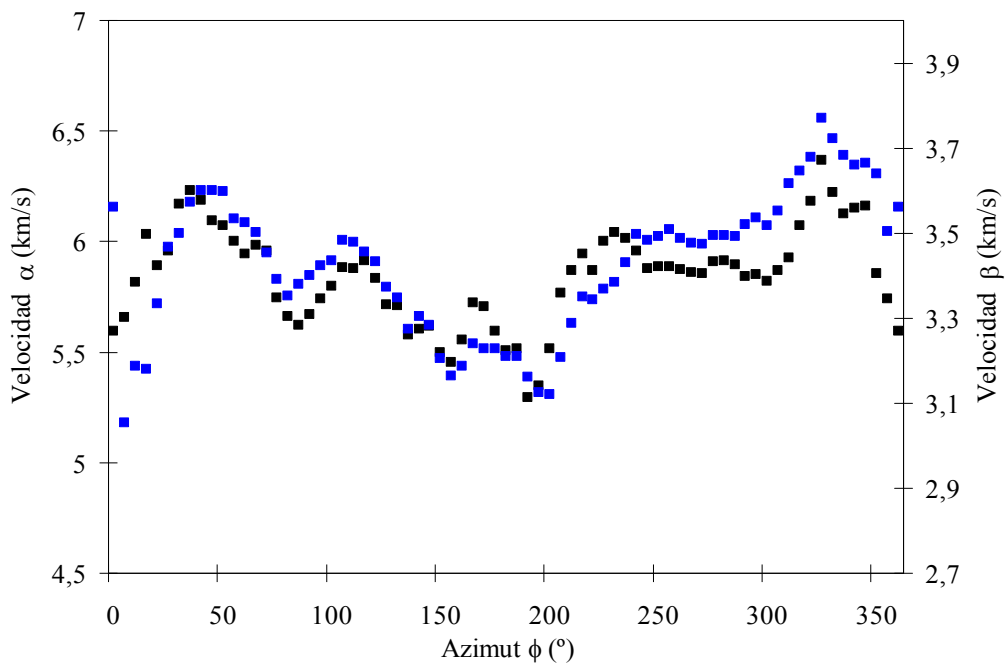


Figura 27. Superposición del perfil c vs. ϕ de la onda P (cuadros negros) y onda S (cuadros azules).

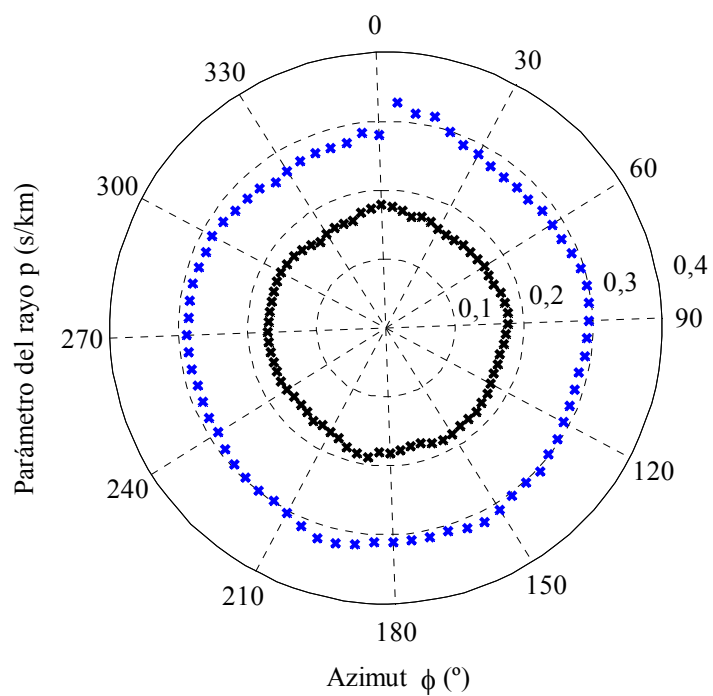


Figura 28. Diagrama de rosas p vs. ϕ ($40 < X < 162$ km): onda P (cruces negras) y onda S (cruces azules).

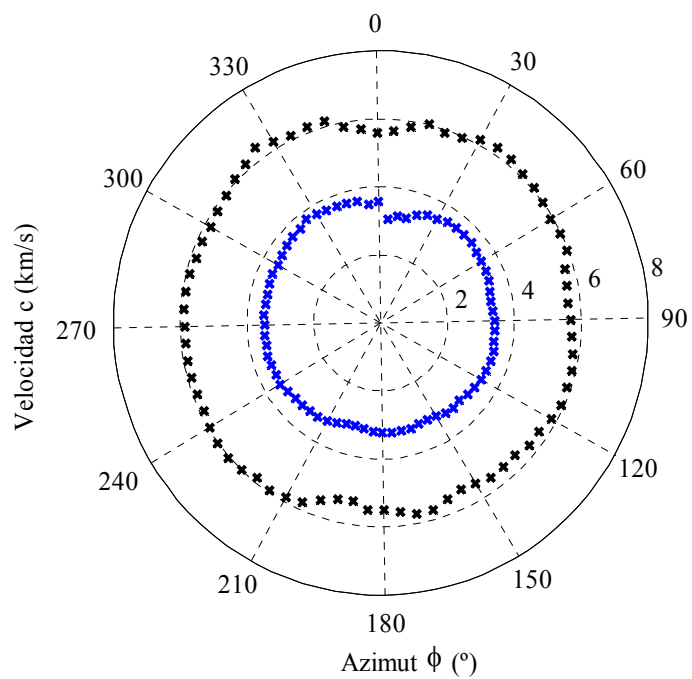


Figura 29. Diagrama de rosas c vs. ϕ .

3.4 Diagrama de rosas (c vs. ϕ) y ejes principales de esfuerzo

En Venezuela se han empleado métodos de análisis de anisotropía azimutal para caracterizar la orientación de las fracturas. Pérez et al., (1999) combinaron diferentes métodos para estimar la orientación de las fracturas en un yacimiento carbonatado al sudoeste de Venezuela y encontraron que ellas se orientan en dirección aproximada a la del máximo esfuerzo regional horizontal. Entonces al igual que en esa investigación, en este trabajo se obtuvo direcciones de las velocidades mínimas de las ondas que están muy cercanas a las direcciones de los ejes de esfuerzo de compresión y dilatación; también se encontraron direcciones de las velocidades máximas cercanas a la dirección del máximo esfuerzo cizallante para la falla El Pilar en el estado Sucre.

En la figura 30 se observan las orientaciones de los ejes principales de esfuerzo con respecto al Norte y en la 31 se muestra cómo se disponen las velocidades de las ondas P y S calculadas en este trabajo para la región estudiada. Parece haber correspondencia entre los ejes de simetría de los perfiles de velocidades con los ejes de esfuerzo asociado a la falla El Pilar, lo cual indica que la anisotropía en esas velocidades puede estar asociada a los campos de esfuerzos acumulados alrededor de la falla, pero a diferencia de la detectada por Monjak y Piñero-Feliciangeli (2009) no se manifiesta en toda la corteza sino hasta profundidades de 5 km, al menos en nuestra zona de estudio.

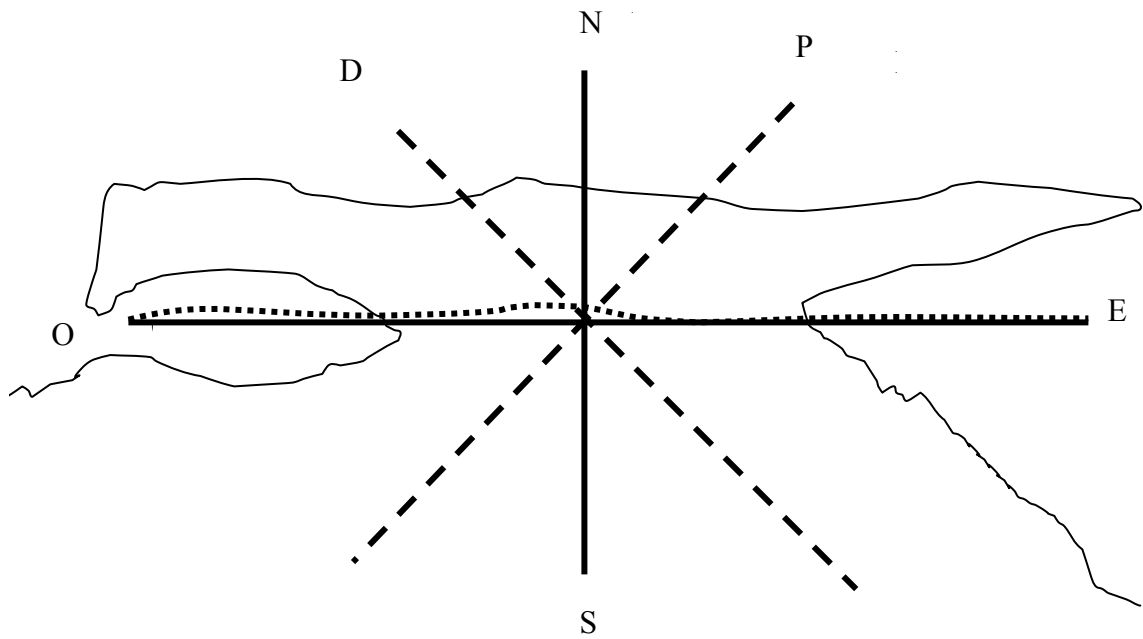


Figura 30. Silueta del mapa del estado Sucre mostrando los ejes principales de esfuerzo (Beauperthuy, 2008).

Líneas llenas: dirección de máximo esfuerzo cizallante.

Líneas cortadas: ejes de presión (P) y dilatación (D).

Línea punteada: dirección aproximada de la falla El Pilar.

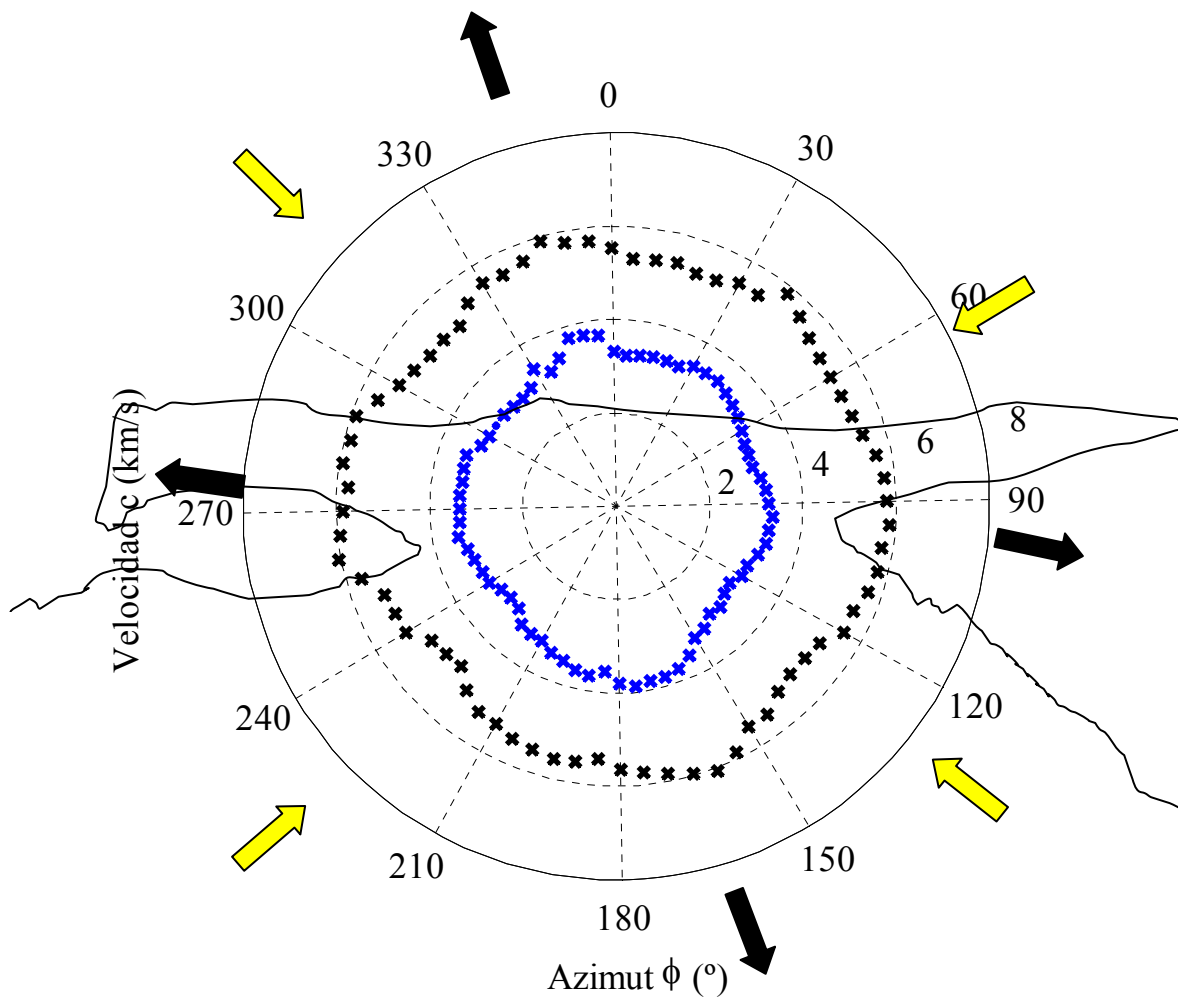


Figura 31. Silueta del mapa del estado Sucre mostrando las velocidades de la onda P (cruces negras) y S (cruces azules) en el diagrama de rosas.
 Flechas negras: velocidad máxima.
 Flechas amarillas: velocidad mínima.

CONCLUSIONES

- Las velocidades de las ondas P y S (α y β) promediaron los valores 5,5 km/s y 3,3 km/s, respectivamente y aumentan con la profundidad.
- Los porcentajes de las desviaciones en las velocidades son mayores que el 10% para el primer rango de distancias (0-40 km) y disminuyen en el segundo rango (40-162 km).
- Se encontró anisotropía sísmica hasta una profundidad de 5 km en la corteza de la zona norte de la región nororiental y que está controlada por el patrón de esfuerzos del área estudiada, es decir, es una anisotropía de tipo inducida.
- La anisotropía manifestó dos pares de ejes de simetría de los perfiles de las velocidades que coincidieron aproximadamente con los ejes principales de esfuerzo asociados a la falla El Pilar como muestra el diagrama 31.
- Tanto los ejes de simetría como el patrón de mínimos y máximos de velocidades coinciden en ambos tipos de ondas a pesar de que esas velocidades fueron evaluadas separadamente, lo cual aporta robustez a la hipótesis de la existencia de esa anisotropía.
- En la corteza más profunda ($h < 35$ km) no se evidenció una clara anisotropía sino más bien inhomogeneidades caracterizadas por la disminución de las velocidades que vienen desde el Norte y la tendencia a aumentar cuando vienen desde el Sur del estado Sucre.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K y Richards, P. 1980. *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- Balfour, N.; Savage, M y Townend, J. 2005. Stress and crustal anisotropy in Marlborough, New Zealand: evidence for low fault strength and structure-controlled anisotropy. *Geophys. J. Int.*, 163: 1073-1086.
- Barruol, G.; Silver, P. y Vauchez, A. 1997. Seismic anisotropy in the eastern United States: deep structure of a complex continental plate. *J. Geophys. Res.*, 102 (4): 8329-8348.
- Beuperthuy, L. 2005. Modelo Unidimensional Continuo de Corteza por Inversión de Herglotz-Wiechert para la región Nororiental de Venezuela. *SABER (UDO, Consejo de Investigación)*, 17(1): 48-55.
- Beuperthuy, L. 2008. *Sismofísica Básica*. D.R. Fondo Editorial de la Universidad de Oriente. Cumaná, Edo Sucre. Venezuela. Págs. 60-62, 64, 67, 68.
- Boness, N y Zoback, M. 2006. Mapping stress and structurally controlled crustal shear velocity anisotropy in California. *Geology* 34: 825-828.
- Booth, D.; Crampin, S.; Evans, R y Roberts, G. 1985. Shear polarizations near the North Anatolian Fault, Evidence from anisotropy induced shear wave splitting. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 83: 61-73.

- Boschi, L y Ekström, G. 2002. New images of the Earth's upper mantle from measurements of surface wave phase velocity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 107 (B4): 1-20.
- Bouin, M.; Tellez, J y Bernard, P. 1996. Seismic anisotropy around the Gulf of Corinth, Greece, deduced from three-component seismograms of local earthquakes and its relationship with crustal strain. *J. Geophys. Res.*, 101: 5797-5811.
- Crampin, S. 1978. Seismic wave propagation through a cracked solid: Polarization as a possible dilatancy diagnostic. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 53: 467-496.
- Crampin, S. 1994. The fracture criticality of crustal rocks. *Geophys. J. Int.*, 118: 428-438.
- Fouch, M y Rondeany, S. 2006. Seismic anisotropy beneath stable continental interiors. *Phys. Earth Planet. Int.*, 158: 292-320.
- Franco, L y Ojeda, A. 2003. Mejoras al Modelo de Velocidades para la localización de sismos en Colombia. Instituto Colombiano de Geología y Minería - INGEOMINAS, Red Sismológica Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia.
- Fundación Venezolana de Investigaciones Científicas (FUNVISIS). 2002. *La Investigación Sismológica*. Fondo Común, Banco Universal. Caracas, Venezuela. Págs. 7, 50, 54, 58-60.

- Gamar, F y Bernard, P. 1997. Shear wave anisotropy in the Erzincan basin and its relationship with crustal strain. *J. Geophys. Res.*, 102: 20373-20393.
- Gaspar-Escribano, J y Téllez, J. 2004. Anisotropía sísmica de fisuración cortical en la Cuenca de Granada (Sur de España). *Proceedings*, 15: 297-298.
- Gung, Y.; Panning, M y Romanowicz, B. 2003. Global anisotropy and the thickness of continents. *Nature*, 422 (6933): 707-711.
- Hess, H. 1964. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Nature*, 203: 629-631.
- Iidaka, T y Niu, F. 2000. Mantle and crust anisotropy in the eastern China region inferred from waveform splitting of SKS and PpSms. *Earth Planets Space.*, 53: 159-168.
- Kaneshima, S.; Ando, M y Kimura, S. 1988. Evidence from shear wave splitting for the restriction of seismic anisotropy to the upper crust. *Nature*, 335: 627-629.
- Laske, G y Masters, G. 1998. Surface-wave polarization data and global anisotropic structure. *Geophys. J. Int.*, 132 (3): 508-520.
- Machado, O. 2005. Avo Acimutal: Un estudio de sensibilidad en la estimación de direcciones principales de esfuerzos in situ a cambios laterales en las propiedades elásticas del medio. Proyecto de Grado para optar al Título de Ingeniero Geofísico. Ingeniería Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Caracas.

- Manrique, M. 2003. Estimación del espesor de la corteza continental en centro y sur de Perú a partir de fases PmP. *Instituto Geofísico del Perú. V. 4: 53-64.*
- Margheriti, L.; Ferulano, M y di Bona, M. 2006. Seismic anisotropy and its relation with crust structure and stress field in the Reggio Emilia Region (Northern Italy). *Geophys. J. Int., 167: 1035-1043.*
- Monjak, T y Piñero-Feliciangeli, L. 2009. Evaluación de la variación en profundidad de la anisotropía sísmica en la región nororiental de Venezuela. Trabajo de Grado. Escuela de Física, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Muñoz, A. 2000. Elementos de Prospección Sísmica.
- Nava, A. 1993. *La Inquieta Superficie Terrestre*. Fondo de Cultura Económica. México, D. F. Págs. 7, 12-15.
- Nava, A. 1998. *Terremotos*. Tercera edición. Fondo de Cultura Económica. México, D. F. Págs. 36, 37.
- Oyamburu, I. 1998. Estudio de la anisotropía cortical en el sur de la Península Ibérica a partir de la polarización de las ondas S. Trabajo de Investigación Inédito. Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense, Madrid.
- Pérez, M.; Grechka, V y Michelena, R. 1999. Fracture detection in a carbonate reservoir using a variety of seismic methods. *Geophysics 64, no. 4: 1266–1276.*

- Pérez, O.; Sanz, C y Lagos, G. 1997. Microseismicity, tectonics and seismic potential in southern Caribbean and northern Venezuela. *J. Seismology*, 1: 15-28.
- Rosales, P.; Piñero-Feliciangeli, L y Schmitz, M. 2010. Estudio de anisotropía sísmica bajo el occidente de Venezuela a partir del desdoblamiento de ondas de corte. Trabajo de Grado. Escuela de Física, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Shearer, P. 1999. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press. San Diego, California. Págs. 21, 221.
- Silver, P. 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depths of geology. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* (24): 385–432.
- Somoza, A. 2008. Efecto de los parámetros de anisotropía en la generación de imágenes a partir de datos OFFSET VSP Y WALKAWAY VSP. Proyecto de Grado para optar al Título de Ingeniero Geofísico. Ingeniería Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Caracas.
- Thomsen, L. 2002. Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation. SEG. Distinguished instructor series, N°5.
- Winterstein, D. 1990. Velocity anisotropy terminology for geophysicists. *Geophysics*, vol. 55. N°8: 1070-1088.

- Yuan, G y Jing, W. 2008. Compressive stress field in the crust deduced from shear-wave anisotropy: an example in capital area of China. *Chinese Science Bulletin* vol. 53 no. 18: 2840-2848.

Hoja de Metadatos

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 1/5

Título	EVALUACIÓN DE ANISOTROPÍA SÍSMICA PARA ONDAS CORPÓREAS EN LA ZONA NORTE DE LA REGIÓN NORORIENTAL DE VENEZUELA
Subtítulo	

Autor(es)

Apellidos y Nombres	Código CVLAC / e-mail	
Figueras B., María G	CVLAC	16.996.422
	e-mail	mgfigueras@gmail.com
	e-mail	
	CVLAC	
	e-mail	
	e-mail	
	CVLAC	
	e-mail	
	e-mail	
	CVLAC	
	e-mail	
	e-mail	

Palabras o frases claves:

Anisotropía sísmica
Corteza
Parámetro del rayo

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 2/5

Líneas y sublíneas de investigación:

Área	Subárea
Ciencias	Física

Resumen (abstract):

Se emplearon 5231 fases de ondas P y 4147 fases de ondas S producidos por 1908 eventos sísmicos que fueron reportados en los boletines correspondientes a los años 1995-2008 del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (CSUDO) con el objeto de detectar anisotropía sísmica en la corteza de la zona norte de la región nororiental de Venezuela. Para ello se graficaron las curvas camino-tiempo tanto para las fases P como las fases S por ventanas de azimut contiguas de 30° cada una y con 5° de paso entre una y la siguiente. A cada gráfica se le calculó su pendiente identificada como el parámetro del rayo, del cual se obtuvo la velocidad c de las ondas P y S. Se obtuvieron las gráficas (ρ vs. ϕ) y (c vs. ϕ) en coordenadas cartesianas y polares. Las velocidades calculadas promediaron los valores 5,5 km/s para la onda P y 3,3 km/s para la onda S aumentando con la profundidad. De las gráficas se dedujo que hasta la profundidad de 5 km la corteza presenta anisotropía, aparentemente controlada por el campo de esfuerzos del área. Entre 5 y 35 km de profundidad no se evidenció anisotropía, sino más bien inhomogeneidades caracterizadas por variaciones en las velocidades al Norte y Sur del estado Sucre.

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 3/5

Contribuidores:

Apellidos y Nombres	ROL / Código CVLAC / e-mail	
Beauperthuy U., Luis D	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input checked="" type="checkbox"/> JU <input type="checkbox"/>
	CVLAC	2.925.877
	e-mail	luisboper@yahoo.com
	e-mail	
Avendaño L., Jaime	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input checked="" type="checkbox"/>
	CVLAC	8.438.392
	e-mail	javendamol@hotmail.com
	e-mail	
Caraballo M., Luis F	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input checked="" type="checkbox"/>
	CVLAC	532.862
	e-mail	
	e-mail	
	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input type="checkbox"/>
	CVLAC	
	e-mail	
	e-mail	

Fecha de discusión y aprobación:

Año Mes Día

2010	07	16
------	----	----

Lenguaje: SPA

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 4/5

Archivo(s):

Nombre de archivo	Tipo MIME
Tesis_FiguerasM.doc	Application/word

Alcance:

Espacial : _____ (Opcional)

Temporal: _____ (Opcional)

Título o Grado asociado con el trabajo: **Licenciada en Física**

Nivel Asociado con el Trabajo: **Licenciada**

Área de Estudio: **Sismología**

Institución(es) que garantiza(n) el Título o grado:

Universidad de Oriente

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso –
5/5

Derechos:

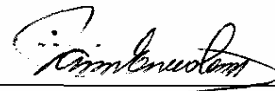
Yo, María Gabriela Figueras titular de la cédula de identidad C.I.V. 16.996.422, en mi calidad de autora del trabajo intitulado "EVALUACIÓN DE ANISOTROPÍA SÍSMICA PARA ONDAS CORPÓREAS EN LA ZONA NORTE DE LA REGIÓN NORORIENTAL DE VENEZUELA", realizado como requisito parcial para optar al título de LICENCIADA EN FÍSICA, autorizo a la Universidad de Oriente el libre uso de este trabajo. Los terceros deben citar la fuente para la reproducción parcial o total del texto.



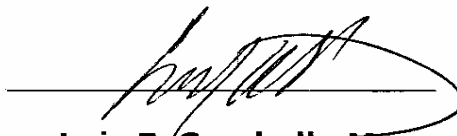
María G. Figueras B
AUTORA



Luis D. Beauperthuy U
TUTOR



Jaime Avendaño L
JURADO 1



Luis F. Caraballo M
JURADO 2

POR LA COMISIÓN DE TESIS:

