

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
FACULTAD DE GEOLOGÍA GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



**DETERMINACIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LA ZONA DE
WADATI-BENIOFF EN LA REGIÓN NORTE DEL PERÚ,
USANDO DATOS DE UNA RED SÍSMICA LOCAL**

Presentado por el Bachiller:
MARCOS RENZO BUSTAMANTE VALENCIA

Para optar el Título Profesional
INGENIERO GEOFÍSICO

ASESOR INTERNO: MsC. Edgar Gonzales Zenteno
ASESOR EXTERNO: Dr. Hernando Tavera Huarache

AREQUIPA – PERÚ

2016

*“Lo importante es no dejar de
hacerse preguntas”*

Albert Einstein

AGRADECIMIENTOS

Agradecer a:

- Mis seres queridos por estar siempre presente en los momento más importantes.
- Al Dr. Hernando Tavera Director de la Unidad de Ciencias de la Tierra Sólida perteneciente al Instituto Geofísico del Perú, quien estuvo a cargo del asesoramiento en la realización de esta tesis de estudio.
- Los docentes de la Facultad de Ingeniería Geológica, Geofísica y Minas, por sus enseñanzas en mi época estudiantil.
- Y finalmente, a todas aquellas personas que directa o indirectamente con sus consejos y orientación colaboraron en la realización de esta tesis de estudio.

INDICE

Agradecimientos	II
Lista de Figuras	V
Lista de Tablas	VIII
RESUMEN	1
CAPÍTULO I, INTRODUCCIÓN	
1.1. Área de estudio	4
1.2. Objetivos del presente estudio	6
1.3. Justificación	6
1.4. Planteamiento del Problema	6
1.5. Variables	7
1.5.1. Variable Independiente	7
1.5.2. Variable Dependiente	7
1.6. Metodología	7
1.7. Antecedentes	8
CAPÍTULO II, CONTEXTO GEODINÁMICO EN PERU	
2.1. Principales Unidades Geodinámicas	9
2.1.1. Fosa Perú-Chile	10
2.1.2. Dorsal de Nazca	10
2.1.3. Fractura de Mendaña	10
2.2.- Principales Unidades Geomorfológicas	12
2.2.1. Cordillera Costanera	12
2.2.2. Zona Costanera	12
2.2.3. Cordillera Occidental	14
2.2.4. El Altiplano	14
2.2.5. Cordillera Oriental	15
2.2.6. La Zona Subandina	15
2.2.7. Llanura Amazónica	16
CAPÍTULO III, REDES SÍSMICAS Y PARÁMETROS HIPOCENTRALES	
3.1. Características de una Red Sísmica	18
3.1.1. Instrumentación	19
3.1.2. Instalación	21

3.1.3. Tipos de Transmisión de Datos	21
3.1.4. Almacenamiento de Datos	22
3.1.5. Ejemplos de Redes Sísmicas	23
3.2. Localización Hipocentral	26
3.2.1. Parámetros Hipocentrales de un Sismo	29
3.2.1.1. Tiempo Origen y Coordenadas Hipocentrales	29
3.2.1.2. Magnitud	29
3.2.1.3. Intensidad	31
CAPÍTULO IV, SISMICIDAD EN PERÚ	
4.1. Sismicidad Histórica	35
4.2. Sismicidad Instrumental	39
4.3. Distribución Espacial de los Sismos	43
4.3.1. Sismos con Foco Superficial	43
4.3.2. Sismos con Foco Intermedio	44
4.3.3. Sismos con Foco Profundo	46
4.4. Distribución de los Sismos en Profundidad	46
CAPÍTULO V, LA ZONA DE WADATI-BENIOFF	
5.1. La Red Sísmica Local	54
5.2. Adquisición y Calidad de Datos	55
5.3. Modelos de Velocidad	59
5.4. Relación de Velocidades	64
5.5. Localización Hipocentral	65
5.6. Calculo de la Magnitud	66
5.7. Distribución Espacial de la Sismicidad	67
5.8. Distribución en Profundidad de la Sismicidad	71
CAPÍTULO VI, SISMICIDAD Y DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS	
6.1. Mecanismos Focales	74
6.2. Patrones de Deformación	76
6.3. Zona Doble de Subducción	81
CONCLUSIONES	
BIBLIOGRAFÍA	
ANEXOS	

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio.

Figura 2.1. Aspecto geodinámico de Perú relacionado principalmente con el proceso de subducción de la placa Oceánica (placa de Nazca) bajo la Continental (placa Sudamericana). La flecha en gris indica la dirección de movimiento de la placa de Nazca.

Figura 2.2. La Cordillera de los Andes y sus respectivas unidades geomorfológicas: Zona Costera (Z.C.), Zona Subandina (Z.S.), Cordillera Oriental (C. Or.), Cordillera Occidental (C. Occ.).

Figura 3.1. Configuración de la red sísmica mundial. Los cuadrados representan las estaciones sísmicas. USGS Albuquerque Seismological Laboratory, 2000.

Figura 3.2. Distribución espacial de la red sísmica regional de Perú, perteneciente al Instituto Geofísico del Perú y compuesta por estaciones banda ancha y acceso satelital (triángulos en rojo), estaciones de banda ancha y acceso vía internet (triángulos en verde), estaciones de periodo corto (triángulos en marrón), y estaciones internacionales (triángulos en celeste).

Figura 3.3. Mapa de distribución de las estaciones sísmicas para la región Norte de Perú. Los triángulos en negro representan a las estaciones sísmicas.

Figura 3.4. Esquema para la localización de hipocentros: x_i , y_i , 0 son las coordenadas de la estación i ; x , y son las coordenadas y z la profundidad del sismo; t_{or} , tiempo origen del sismo. Geiger, 1912.

Figura 3.5. Mapa de Isosistas del sismo ocurrido el 23 de junio del 2001 (Tavera et al., 2002). La estrella indica el epicentro del sismo. Las líneas rojas indican las isosistas evaluadas.

Figura 4.1. Localización epicentral de los sismos históricos ocurridos entre 1513 y 1959 con intensidades mayores a VII MM (Silgado, 1978). Los sismos que originaron tsunamis están indicados con un asterisco. Los valores de intensidad (por ejemplo, VIII) están expresados en la escala Mercalli Modificada (MM).

Figura 4.2. Distribución espacial de grandes sismos ocurridos en el borde occidental de Perú, periodo instrumental (1960-2010). Los círculos azules indican el epicentro de los sismos. Los asteriscos indican los sismos que generaron tsunamis.

Figura 4.3. Distribución espacial de la actividad sísmica ocurrida en Perú durante el periodo 1960-2014 con magnitudes mayores e iguales a $4.5 M_L$ (catálogo del Instituto Geofísico del Perú). El color de los círculos corresponde a los diferentes rangos de profundidad establecidos en este estudio. Superficiales (rojo), Intermedios (verde), Profundos (azul).

Figura 4.4. Secciones verticales de sismicidad para la Región Norte (A.), Centro (B.) y Sur (C.) de Perú (periodo 1960 – 2005, $M_L \geq 4.5$) para la Figura 3.2. F = Fosa Perú-Chile; C = Línea de Costa. Las líneas indican la tendencia media de la sismicidad para las diferentes regiones.

Figura 5.1. Diferentes geometrías obtenidas para el proceso de subducción en las regiones Centro y Sur de Perú. (a): Geometría propuesta por Hasegawa y Sacks (1981) para la región Sur. (b): Geometría propuesta por Scheider y Sacks (1987) para la región Sur. (c): Geometría propuesta por Rodríguez y Tavera (1991) para la región Centro.

Figura 5.2. Mapa de sismicidad para la región Norte de Perú (1964-1990) elaborado con datos obtenidos del catalogo de Engdahl et al y del IGP. Los círculos en rojo representan a sismos superficiales, los círculos en verde representan a sismos intermedios.

Figura 5.3. Sección vertical para la región noroeste de Perú con datos obtenidos del catalogo de Engdahl et al (1964-1990) y del IGP según la dirección A-B indicada en la Figura 6.1. (a) Geometría propuesta por Barasangi y Isacks et al. (1976-1979) para la zona norte centro del Perú.

Figura 5.4. Mapa de distribución de las estaciones sísmicas para la región Norte de Perú. Los triángulos en negro representan a las estaciones sísmicas.

Figura 5.5. Ejemplo del registro de un sismo Tipo A. (a) Sismo ocurrido el 25 de Febrero de 1997 a las 22h 59m (GMT) y registrado por estaciones de la red sísmica local del Norte de Perú. (b) Sismo registrado en la estación de Porcuya (PCU). Las líneas blancas indican el arribo de la onda P y S respectivamente, así como la duración del sismo.

Figura 5.6. Ejemplo del registro de un sismo Tipo B. (a) Sismo ocurrido el 23 de Julio de 1997 a las 0h 27m (GMT) y registrado por estaciones de la red sísmica local del Norte de Perú. (b) Sismo registrado en la estación de Maichil (MCH). Las líneas blancas indican el tiempo de arribo posible para las ondas P y S respectivamente, así como la duración del sismo.

Figura 5.7. Curva de Wadati para los sismos ocurridos en la región Noroeste de Perú. T_p y T_s son los tiempos de llegada de las ondas P y S, V_p y V_s son las velocidades de las ondas P y S.

Figura 5.8. Distribución epicentral de la actividad sísmica registrada por la red sísmica local durante el periodo de 1996-2001. Los sismos superficiales están representados por círculos rojos y los intermedios por círculos verdes. La letras A-B representan el perfil trazado en dirección N70°E.

Figura 5.9. Perfiles sísmicos perpendiculares a la línea de costa (N70E) mostrando actividad sísmica en noroeste de Perú. (a). Perfil sísmico según la dirección A-B mostrando la sismicidad de la Figura 5.9. (b). Perfil sísmico que presenta la base de datos obtenida en este estudio, representada por círculos en rojo y los datos del catálogo de Engdahl (1964-1990) y del IGP, representada por círculos en negro (Figura 5.3).

Figura 5.10. Distribución en profundidad de la sismicidad de la región norte de Perú. (a). Distribución de áreas construidas para la evaluación de la sismicidad en profundidad, se encuentran orientadas N70°E y perpendiculares a la fosa peruana. (b). Distribución de perfiles en profundidad (8 secciones) que presentan la tendencia de la sismicidad en la región Norte de Perú. PR Representa el punto de referencia para las secciones verticales

Figura 6.1. Representación gráfica de los mecanismos focales asociados a los principales tipos de fallas y/o procesos tectónicos. P y T indican la orientación de los esfuerzos de Presión y Tensión actuando en cada tipo de mecanismo. Lay y Wallace, 1995.

Figura 6.2. Mecanismos focales obtenidos con las polaridades de la onda P para 22 sismos descritos en este estudio. Se puede observar trece mecanismo de tipo normal (2, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 15, 17, 18, 19, 20, 22) y nueve de tipo inverso (1, 3, 4, 11, 12, 13, 14, 16, 21).

Figura 6.3. Distribución epicentral de los 547 sismos registrados por la red sísmica local durante los años 1996 al 2001. Los círculos negros representan la sismicidad superficial y los círculos blancos la sismicidad intermedia. Los triángulos representan la distribución de la red sísmica local.

Figura 6.4. (a). Distribución en profundidad de la sismicidad registrada por la red sísmica local. (b). Mecanismos focales de 22 sismos de similar profundidad. (c). Presencia de una doble tendencia de deformación: extensiones (círculos blancos) por sobre las compresiones (círculos en negro).

Figura 6.5. Secciones transversales en la dirección de convergencia de placas en la región norte de Chile a la altura de la ciudad de Iquique(A) y Antofagasta (B). La proyección de las estaciones sísmicas son representadas por barras verticales, los triángulos corresponden a la actividad volcánica en la región. Las esferas representan los mecanismo focales (blanco=dilatación, negro=compresiones). Los círculos blancos corresponden a eventos por extensión y los círculos negros a eventos compresionales. Los ejes de P y T son representados por pequeños puntos blancos y negros respectivamente.

Figura 6.6. (a). Solución propuesta para el mecanismos focales del sismo 5. (b). Formas de la onda P en las estaciones de PCU, PMA, MTA, MPA, PCH usadas para obtener los mecanismos focales de eventos de similar profundidad. Nótese la diferente polaridad de la onda P, dilatación (2, 15, 18, 11, 5) y compresión (16, 12, 4, 14, 21).

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1. Tabla donde se indica la escala de Richter. Se describe los grados y los efectos causados por el sismo.

Tabla 3.2. Tabla donde se presentan los valores de las constantes a , b , c y d para tres estaciones perteneciente a la Red Sísmica del Norte de Perú.

Tabla 5.3. Tabla indicando la escala de intensidad sísmica Mercalli Modificada (MM). Indica los grados de intensidad que van de I a XII así como la descripción de cada grado. Se indica también los tipos de construcción y su descripción

Tabla 5.1. Relación de Estaciones Sísmicas utilizadas en el presente estudio, pertenecientes a la Red Sísmica Nacional.

Tabla 5.2. Modelo de velocidad evaluado en este estudio. Donde V_p es la velocidad de la onda P y Prof. es la profundidad del nivel inferior de la capa.

Tabla 5.3. Tabla donde se compara los resultados obtenidos para 50 sismos elegidos al azar utilizando los 3 modelos de velocidad de la Tabla 5.2. Nro=número de sismos; Prof=profundidad en Km; ML=Magnitud; rmc=raíz media cuadrática; erh y erz=error en la componente horizontal y vertical en km; M=modelo de velocidad.

Tabla 5.4. Tabla donde se presentan las ecuaciones utilizadas para estimar la magnitud en tres estaciones pertenecientes a la red sísmica local del Norte de Perú. D =es la duración del sismo, d =es la distancia epicentral y h =profundidad del sismo.

RESUMEN

En Perú, la geometría de la Zona de Wadati-Benioff (ZWB) ha sido estudiada con el uso de datos proporcionados por redes sísmicas locales y mundiales como es el caso de la región centro y sur; sin embargo, para la región norte, solo se ha utilizado datos telesísmicos llegando a proponerse de manera aproximada la geometría de la placa de Nazca dentro del proceso de subducción. La instalación de una red sísmica local en la región norte de Perú, ha facilitado el registro de un importante número de sismos con magnitudes $\geq 2.5 M_L$ que ha permitido conocer en detalle la geometría de la placa y la distribución de los esfuerzos asociados a la deformación interplaca e intraplaca en dicha región de estudio.

Los resultados obtenidos en este estudio indican que la sismicidad se distribuye en profundidad siguiendo un ángulo de inclinación, desde la fosa, de 10° hasta aproximadamente la línea de costa, para luego cambiar a una inclinación de 28° hasta 120 km de profundidad para luego hacerse horizontal. Los mecanismos focales sugieren la presencia de procesos de compresión en la zona interplaca y de extensión en la zona intraplaca, coherente con los procesos de deformación propios de la geodinámica de placas. Así mismo, se ha identificado la existencia de procesos complejos de deformación intraplaca caracterizado por la presencia simultánea de esfuerzos de extensión y compresión sugiriendo la presencia de una zona doble de subducción, similar a lo observado en las zonas de subducción de Chile y Japón.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Cuando se realizan estudios de sismicidad, es necesario tener en cuenta la correcta organización y distribución de una “*red sísmica*” a fin de obtener una base de datos de buena calidad y a fin de realizar estudios detallados de los patrones de deformación en una determinada región. Dentro de este contexto, la calidad de los datos y la resolución en los parámetros hipocentrales de los sismos dependerá de la correcta geometría de la *red sísmica*.

En la actualidad, para estimar los parámetros hipocentrales de un sismo existe un gran número de algoritmos como el Hypo71 (Lee y Lahr, 1972), Hypoinverse (Klein, 1978), Hypoellipse (Lahr, 1979) y Hypocenter (Lienert et al, 1986), frente a los cuales, en las últimas décadas se han realizado varios estudios sobre las características y usos de dichos algoritmos, llegándose a la conclusión, que básicamente la determinación de los parámetros hipocentrales de los sismos depende de las geometrías de las redes sísmicas. Se debe considerar disponer del número suficiente de estaciones para controlar la relación entre la distancia optima de estaciones y la profundidad del foco a resolver (Δ/h), ya que solo de este modo se logrará mayor resolución del parámetro hipocentral, la profundidad del foco sísmico. Una de estas áreas es la región norte de Perú.

En Perú, la sismicidad tiene su origen en la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana. Por lo tanto, es imperativo analizarla para conocer la geometría del proceso de convergencia de placas que configuran la llamada Zona de Wadati-

Benioff (ZWB). Estudios realizados en Perú, sobre la geometría de la zona de la ZWB consideran la existencia de una subducción normal en la región Sur y subhorizontal en las regiones Norte y Centro. A la fecha solo para las regiones Centro y Sur se han realizado estudios locales que han permitido configurar la geometría de la ZWB en 1D y 3D (Hasegawa y Sacks, 1981; Grange, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Schneider y Sacks, 1988; Deverchere, 1988; Rodríguez y Tavera, 1991; Lindo et al. 1992). En cambio, para la región Norte de Perú, falta definir la geometría de la ZWB con resolución similar. En el presente estudio se realiza el análisis sobre la actividad sísmica ocurrida en la región norte y registrada por una Red Sísmica Local compuesta por 8 estaciones como parte del proyecto especial Olmos-Tinajones (DEPOLTI) y ElectroPerú para el monitoreo de la actividad sísmica del complejo hidroeléctrico de Carhuaquero.

El presente estudio está organizado de acuerdo al siguiente orden:

En el Capítulo 1, se exponen las razones por las cuales se elaboró el presente estudio, se hace referencia a estudios preliminares realizados en Perú; se define el área de estudio y finalmente, se establecen los objetivos a alcanzar con el desarrollo del mismo.

En el Capítulo 2, se describe el contexto geodinámico en Perú, el cual está relacionado con el proceso de subducción de la placa oceánica (Nazca) por debajo de la continental (Sudamericana). Del mismo modo, se describe las principales unidades geodinámicas y geomorfológicas presentes en el Perú.

En el Capítulo 3, se realiza el análisis de la sismicidad histórica e instrumental ocurrida en Perú considerando su distribución, tanto en superficie como en profundidad.

En el Capítulo 4, se describe el uso de redes sísmicas locales, regionales y mundial, así como su instalación, funcionamiento, instrumentación y almacenamiento de los datos. Además se describe el método propuesto por Geiger (1912) para realizar la localización hipocentral de un sismo. Se describe también los parámetros

hipocentrales de un sismo, como son: tiempo origen, coordenadas hipocentrales, profundidad, magnitud e intensidad.

En el Capítulo 5, se analiza y evalúa la actividad sísmica ocurrida en la región noroeste de Perú durante el período 1996-2001 y registrada por una red sísmica local perteneciente al Instituto Geofísico del Perú. Esto, con el fin de determinar la geometría de la Zona de Wadatti-Benioff para esta región.

En el Capítulo 6, se analiza y evalúa las características sísmicas de la zona de la región norte de Perú, además de analizar los esfuerzos y mecanismos focales presentes y finalmente, describir la presencia de una posible Zona Doble de Subducción para la zona de estudio.

En el Capítulo 7, se presentan las conclusiones obtenidas durante el desarrollo del presente estudio y

Finalmente, se presenta un listado de los trabajos de investigación en los cuales el autor ha participado durante el desarrollo del presente estudio.

1.1. Área de Estudio

El presente estudio se desarrolla sobre un área de importante índice de sismicidad y deformación local (Figura 1.1). El borde Noroeste de la región Norte de Perú comprendida entre -77° a -82° Longitud Oeste y -4.5° a -8° Latitud Sur. En esta área se procede a analizar la distribución espacial de los sismos y su relación con los procesos de deformación local, así como la sismicidad asociada a la ocurrencia de sismos de magnitud elevada. Para este estudio se hace uso de información sísmica de una red sísmica local a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP).

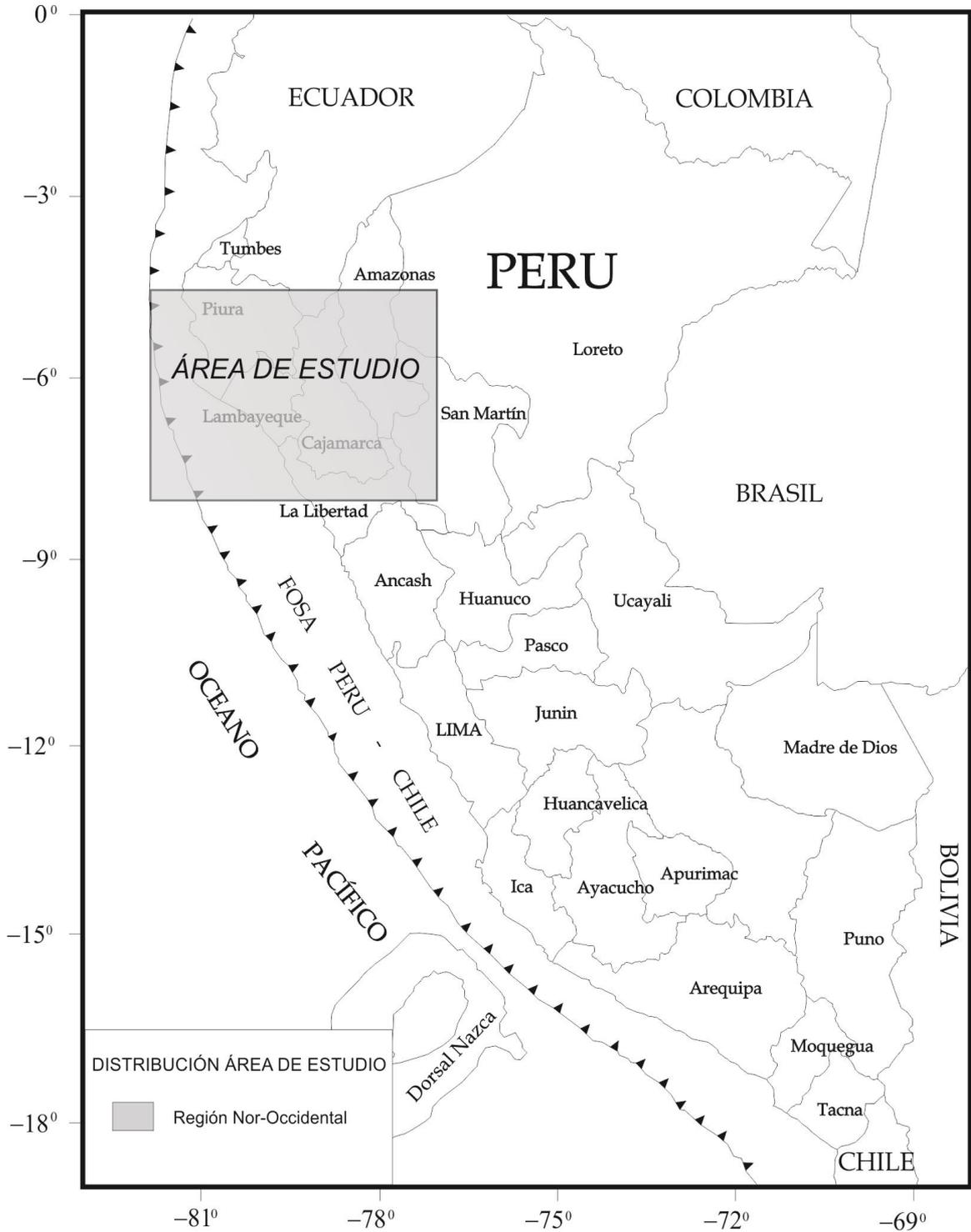


Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio.

1.2. Objetivos del presente estudio

Los objetivos a cumplir en el presente estudio son:

1. Analizar y discutir las bondades del uso de información obtenida de redes sísmicas locales.
2. Analizar la distribución espacial de la sismicidad en la región norte de Perú.
3. Determinar la geometría de la Zona de Wadati-Benioff en el borde Nor-Occidental de la región Norte de Perú a partir de datos obtenidos de una red sísmica local.
4. Analizar y evaluar las características del estado de esfuerzos presentes en la región norte de Perú.
5. Analizar y evaluar la probable presencia de una doble ZWB en la región norte de Perú.

1.3. Justificación

El presente estudio se realizará para determinar en detalle la geometría en de la zona de Wadati-Benioff para la región norte de Perú a partir de datos obtenidos de una red sísmica local, así como también definir la diferente distribución de esfuerzos y procesos de deformación presente en dicha región.

1.4. Planteamiento del Problema

En Perú, se han propuestos diversos modelos para definir en detalle la geometría de la Zona de Wadati-Benioff (Stauder, 1975; Barazangi y Isack, 1976-1979; Cahil y Isacks, 1992; Bernal, 2002; Hasegawa y Sacks, 1981; Schneider y Sacks, 1987; Grange, 1984; Rodríguez y Tavera, 1990; Suarez et al, 1980). Sin embargo, estos autores proponen modelos para todo en Perú y en algunos casos solo para las regiones centro y sur no existiendo un modelo a detalle para la región norte del país. Es por ello que existe la necesidad de proponer la construcción de un modelo que permita definir con detalle la geometría de la Zona de Wadati-Benioff para la región norte de Perú, esto a partir de los datos

obtenidos de una red sísmica local instalada en dicha región y perteneciente al Instituto Geofísico del Perú.

1.5. Variables

1.5.1. Variable Independiente

Actividad Sísmica ocurrida en el norte del Perú en el periodo del 1996 al 2001 y registrada por una red sísmica local.

1.5.2. Variable Dependiente

Los mecanismos focales obtenidos a partir de la actividad sísmica ocurrida en el norte de Perú.

1.6. Metodología

El presente estudio ha sido realizado en tres fases:

a. *Recopilación de información*

- Información sísmica proveniente de la red sísmica local a cargo del Instituto Geofísico del Perú para el periodo 1996-2001. La información fue cedida por el Instituto Geofísico del Perú.
- Recopilación y consulta de material bibliográfico sobre estudios en Perú de la Zona de Wadatti-Benioff.

b. *Procesamiento de datos sísmicos*

- Instalación de aplicativos necesarios para el procesamiento y análisis de las señales sísmicas.
- Identificación de fases sísmicas y localización hipocentral de sismos.
- Procesamiento de data sísmica utilizando los aplicativos seleccionados (Hypoinverse, Klein 1978).
- Clasificación y selección de eventos sísmicos según el criterio de estudio para la elaboración de mecanismos focales.

c. Interpretación de resultados

- Con la información conseguida se realizó la interpretación de los resultados obtenidos de la sismicidad tanto en su distribución espacial como en profundidad.
- Finalmente, se analizaron los mecanismos focales obtenidos a fin de determinar patrones de deformación local y regional en el interior de la placa.

1.7. Antecedentes

Cualquier cambio tectónico que se produzca en el borde occidental de Sudamérica, afectará la geometría de la zona de Wadati-Benioff. En Perú, estudios sobre la geometría de la zona de Wadati-Benioff fueron realizados utilizando datos telesísmicos obtenidos del NEIC y recientemente con el catálogo de Engdahl (Engdahl et al. 1997) dentro de los cuales se puede mencionar a Stauder (1975), Barazangi y Isack (1976-1979), Cahil y Isacks (1992), Bernal (2002) quienes utilizaron información de redes telesísmicas para proponer las diversas geometrías del proceso de subducción en las regiones norte, centro y sur del Perú. Además de los antes mencionados, se realizaron diversos estudios con datos procedentes de redes sísmicas locales, todos con la finalidad de definir en detalle la geometría de la Zona de Wadati-Benioff; dentro de los que se destaca a Hasegawa y Sacks (1981), Schneider y Sacks (1987), Grange (1984) quienes definieron a detalle la geometría de la Zona de Wadati-Benioff para la región sur de Perú. Para la región central autores como Rodríguez y Tavera (1990), Suarez et al (1980) proponen modelos a detalle de la geometría de la zona de Wadati-Benioff para esta región.

Sin embargo, en la región Norte de Perú, no existen estudios en detalle que muestren la geometría de zona de Wadati-Benioff utilizando datos locales y en la actualidad, los mejores resultados son los obtenidos con datos telesísmicos que proponen geometrías de similares características que el propuesto para la zona Central de Perú.

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEODINÁMICO DEL PERÚ

El aspecto geodinámico de Perú está relacionado principalmente con el proceso de subducción de la placa oceánica (placa de Nazca) por debajo de la continental (placa Sudamericana); la primera de estas placas se desplaza hacia el Este con una velocidad de aproximadamente 8 cm/año (Norabuena et al, 1990) y es causante del plegamiento y levantamiento del borde occidental de Sudamérica dando origen a una superficie topográfica muy accidentada que alcanza alturas de 7000 metros sobre el nivel del mar. Esta estructura es conocida como la Cordillera de los Andes, la cual evolucionó acompañada por una sucesión de regímenes de extensión y compresión que produjeron consecuentemente importantes unidades estructurales. De la misma forma, en el interior del continente, este proceso permitió la formación de importantes sistemas de fallas, fracturas y pliegues de diferentes extensiones. Evidentemente, todo este proceso fue acompañado o se desarrolló con la ocurrencia de sismos de diversa magnitud a diferentes niveles de profundidad (Tavera y Buforn, 2001).

2.1. Principales Unidades Geodinámicas

Entre la principales estructuras responsables de la actual geodinámica de Perú están: la Fosa Perú-Chile, la Dorsal de Nazca y la Fractura de Mendaña, las cuales son descritas brevemente a continuación.

2.1.1. Fosa Perú-Chile

En sentido general, las fosas marinas representan un rasgo típico de las zonas de convergencia de placas en las cuales se produce el proceso denominado subducción y mediante el cual una de ellas se introduce por debajo de la otra, tal como ocurre con la placa de Nazca que subduce bajo la Sudamericana. El inicio del límite de contacto entre estas dos placas es denominado Fosa Peruana – Chilena (Figura 2.1), por abarcar en su totalidad la costa de Perú y Chile.

2.1.2. Dorsal de Nazca

La Dorsal de Nazca (Figura 2.1), es una Cordillera Oceánica que se localiza en el extremo NO de la región Sur de Perú (frente al departamento de Ica). Esta cordillera sigue una orientación NE-SO perpendicular a la línea de la fosa Peruana - Chilena (entre 15° y 24° Sur), de tal modo que su extremo NE se ubica frente al departamento de Ica donde presenta un ancho de 220 km y elevaciones del orden de los 2000 metros; mientras que, su ancho y altitud disminuye gradualmente hacia su extremo SO. Desde el punto de vista litológico, la Dorsal de Nazca estaría compuesta por rocas volcánicas con capas de minerales con predominio de hierro, magnesia, potasio y sodios cálcicos. Por otro lado, se estima que la Dorsal de Nazca tiene una edad de 5 a 10 millones de años aproximadamente (Marocco, 1980).

2.1.3. Fractura de Mendaña

La Fractura de Mendaña, corresponde a una discontinuidad de la corteza oceánica que se localiza en el extremo NO de la región Central de Perú, frente al departamento de Ancash y entre 10° y 12° Sur (Figura 2.1). En la actualidad, esta fractura tiene una orientación NE-SO; es decir, perpendicular a la línea de la fosa peruana - chilena y un ancho de 80 km aproximadamente. Según la Figura 2.1, esta estructura se localiza a una distancia de 180 km de la línea de fosa y de acuerdo a su geometría asimétrica, sobre la cota de 1000 metros presenta una longitud de 300 km

aproximadamente. En la actualidad no se dispone de mayor información sobre las características físicas de esta fractura.

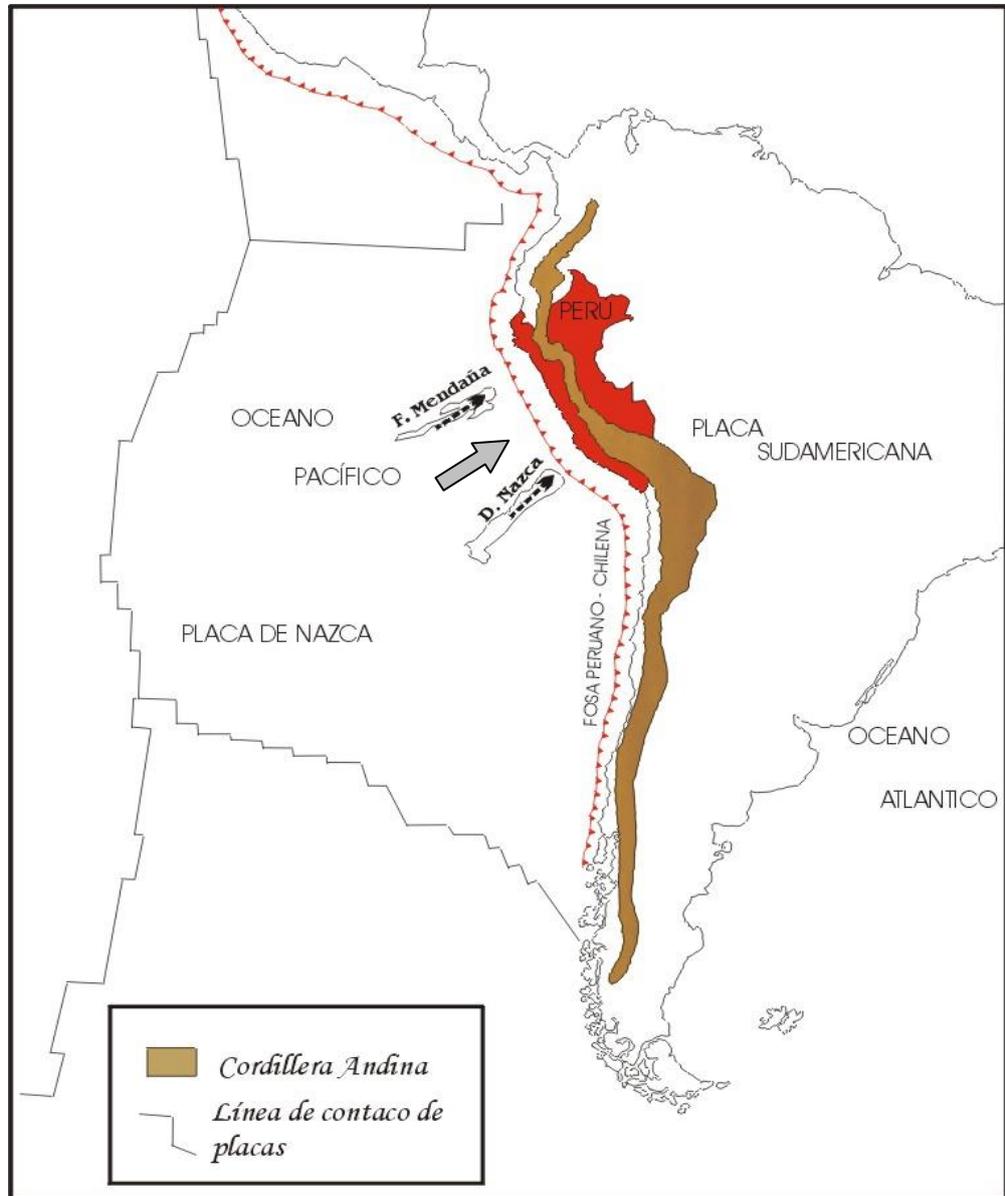


Figura 2.1. Aspecto geodinámico de Perú relacionado principalmente con el proceso de subducción de la placa Oceánica (placa de Nazca) bajo la Continental (placa Sudamericana). La flecha en gris indica la dirección de movimiento de la placa de Nazca.

2.2. Principales Unidades Geomorfológicas

En la actual morfología de la Cordillera de los Andes se puede distinguir una serie de unidades estructurales que se distribuyen, de Oeste a Este, paralelas a la línea de Costa. En la Figura 2.2 se puede identificar de Oeste a Este las siguientes unidades: La Cordillera Costanera, la Zona Costanera, la Cordillera Occidental, el Altiplano, La Cordillera Oriental, La Zona Subandina, La Llanura Amazónica (Dalmayrac et al, 1981; Tavera y Buforn, 1998). A continuación se describe las principales características de estas unidades.

2.2.1. Cordillera Costanera

La Cordillera Costanera (C. C.) tiene su origen durante las fases tectónicas del Pre-Cámbrico (aproximadamente hace 4500 años) habiendo sido plegada hasta alcanzar elevaciones entre 900 y 1200 metros sobre el nivel del mar. En la actualidad, esta unidad se presenta segmentada a lo largo y próximo al litoral siguiendo una dirección NO-SE. El segmento Sur de esta cordillera, esta formada por el macizo de Arequipa ubicado entre los 14° y 18° Sur como parte de la deflexión del SE peruano y el segmento Norte entre 2° y 7° Sur, el mismo que forma parte de la deflexión del Noroeste peruano que se proyecta al territorio ecuatoriano. Entre las latitudes de 6° a 14° Sur, esta unidad desaparece debido posiblemente a la subsidencia de una parte del margen continental por efectos tectónicos.

2.2.2. Zona Costanera

La Zona Costanera (Z. C.) se encuentra ubicada entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental. Desde el punto de vista morfológico, esta unidad es una estrecha franja de terreno que se extiende de Norte a Sur con elevaciones entre 50 y 1500 metros sobre el nivel del mar. En la región Norte y Centro, la unidad tiene anchos que varían entre 16 a 100 km y en la región Sur entre 40 a 50 km aproximadamente. La Zona Costanera está constituida por materiales volcánicos y rocas

sedimentarias con la presencia de plegamientos suaves en la región Norte – Centro y basamentos fuertemente plegados en la región Sur.

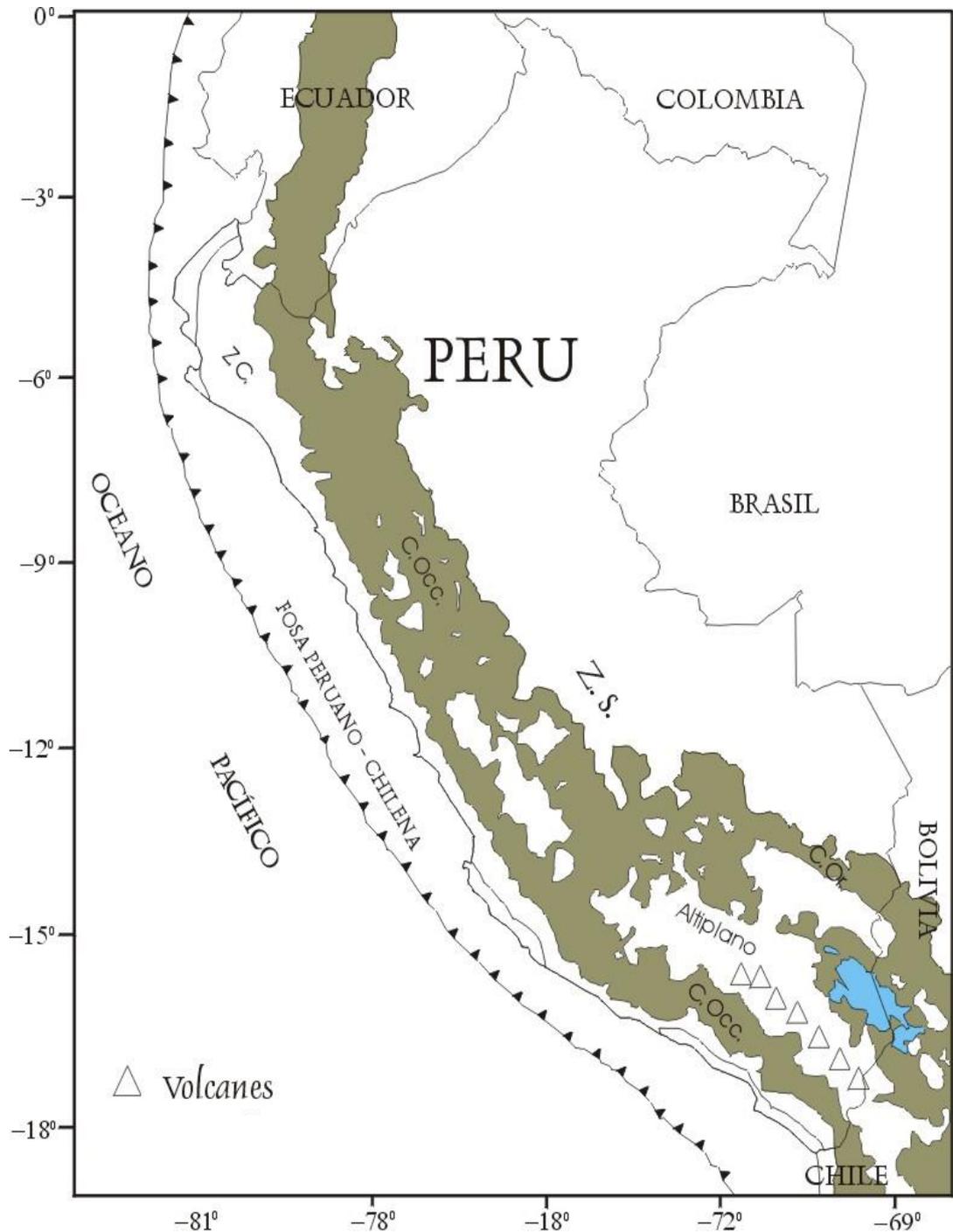


Figura 2.2. La Cordillera de los Andes y sus respectivas unidades geomorfológicas: Zona Costera (Z.C.), Zona Subandina (Z.S.), Cordillera Oriental (C. Or.), Cordillera Occidental (C. Occ.)

2.2.3. Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental (C. Occ.) se caracteriza por constituir el batolito plutónico andino de mayor volumen y elevación, el mismo que limita por el Oeste con la Zona Costanera y por el este con la Cordillera Oriental (entre 4° y 9° Sur) y con el Altiplano (entre 9° y 18° Sur). En general, esta cordillera se orienta en dirección NO a SE; sin embargo, algunas estructuras regionales tienden a cambiar su orientación hacia el Oeste en las proximidades de la Deflexión de Abancay (entre 13° y 14° Sur) y hacia el NE cerca de la deflexión de Huancabamba (~5.0° Sur).

La Cordillera Occidental, está formada por una línea de crestas que sobrepasan los 5000 metros de altitud y decrece conforme tienda hacia la región Sur y presenta anchos que varían entre 90 y 100 km. Esta unidad esta compuesta principalmente por rocas volcánicas y plutónicas medianamente deformadas, además de la presencia de fuertes plegamientos, fallas normales, inversas y grandes sobrecorrimientos. En la Región Sur, esta unidad se caracteriza por presentar una alineación de conos volcánicos con aproximadamente 50 volcanes sobre una longitud de aproximadamente 300 km en dirección NO – SE. De estos volcanes, 12 son de edad Holocénica y se caracterizan por haber presentado recientemente actividad volcánica, como es el caso de los volcanes Misti, Ubinas y el Sabancaya (Legros, 1995). Recientemente, el volcán Sabancaya estuvo en actividad pasando por una etapa eruptiva y explosiva con emisión de cenizas, gases y pequeños bloques de roca y que duró entre 1986 y 1990 aproximadamente.

2.2.4. El Altiplano

El Altiplano (A.) limita por el Oeste con la Cordillera Occidental y al Este con la Cordillera Oriental con elevaciones medias del orden de 3000 m.s.n.m. y anchos que varían entre 10 a 50 km en la región Central y de 140 a 200 km en la región Sur.

Esta unidad se extiende desde la latitud de 9° Sur (Ancash) hasta cubrir todo el Altiplano Peruano - Boliviano siguiendo una orientación NO a SE. El Altiplano, esta formado por una serie de depresiones (cuencas intra-montañas) y elevaciones (altas mesetas) que se prolongan hacia el altiplano Boliviano. En la región Sur se puede identificar la cuenca del lago Titicaca y las depresiones intra-montañas a lo largo de los valles longitudinales interandinos.

2.2.5. Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental (C. Or.), en promedio presenta elevaciones medias de 3700 a 4000 metros sobre el nivel del mar y anchos que varían entre 70 a 100 km aproximadamente; por lo tanto, es menos elevada que la Cordillera Occidental. En general esta cordillera, se extiende de Norte a Sur siguiendo una orientación NO - SE; sin embargo, soporta un fuerte arqueamiento en dirección Este - Oeste a la altura de la latitud de 14° Sur conocido como Deflexión de Abancay. En la región Norte, la Cordillera Oriental aparentemente desaparece debido a la Deflexión de Huancabamba (~5° Sur). Esta cordillera corresponde principalmente a un extenso anticlinal formado esencialmente por depósitos intrusivos y cuyo levantamiento fue controlado por fallas regionales longitudinales distribuidas a lo largo de su límite con la zona Subandina.

2.2.6. La Zona Subandina

La Zona Subandina (Z. A.) esta zona se ubica al Este de la Cordillera Oriental y presenta una anchura variable debido a que en ella se amortiguan algunas estructuras andinas formando una gruesa serie continental de terrenos sedimentarios fuertemente plegados como producto de la subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina. Este proceso permite observar una topografía accidentada con la presencia de numerosos sistemas de fallas inversas, sobrecorrimientos y plegamientos de estratos con trazas de falla y ejes de plegamiento orientados en dirección NO-SE.

2.2.7. Llanura Amazónica

La Llanura Amazónica se extiende, desde la zona Subandina sobre todo el escudo Brasileño y desde el punta de vista geomorfológico, esta representa una amplia zona llana formada por una importante secuencia de sedimentos. En general, estas estructuras y unidades geomorfológicas son las únicas testigos del importante proceso de deformación que ha soportado el borde occidental de Perú; evidentemente, estos procesos se han desarrollado con la ocurrencia continua de sismos.

CAPÍTULO III

REDES SÍSMICAS Y PARÁMETROS HIPOCENTRALES

Para el monitoreo de la sismicidad de un área o región en particular, es necesario contar con un buen número de estaciones sísmicas a fin de diseñar una red, cuya característica principal sea el permitir tener una buena cobertura azimutal sobre el área de estudio y así, obtener registros de buena calidad. Una red sísmica está compuesta por un mínimo de tres estaciones y el máximo dependerá del tamaño del área a monitorear, del tipo de instrumental y del umbral mínimo de magnitud de los sismos que se desee registrar. En general, una red sísmica está constituida por un conjunto de estaciones instaladas permanentemente y que de acuerdo a las dimensiones del área de estudio son denominadas como red local, regional o mundial. De acuerdo a las características de la red, el acceso y transmisión de datos se realiza vía satelital (VSAT), línea telefónica desconectada y transmisión por radio UHF; siendo el aspecto principal, la transmisión en tiempo real para así obtener la información requerida en el momento que se desee.

Uno de los posibles objetivos de una red sísmica, además del estudio de la sismicidad, es el generar una gran base de datos indispensable como fuente de información para las diversas investigaciones; una base de datos que sea estructurada, relacionada, homogénea y lo más importante, que sea actualizada y para ello es importante el monitoreo e intercambio en tiempo real. Por otro lado, la integración regional y mundial será cada vez más efectiva en el futuro debido al creciente número de instituciones (IGP, USGS, NEIC, etc.) que permiten y tienen

rápido acceso a las bases de datos sísmicos y en un futuro cercano será posible la colaboración e intercambio de información entre todas las instituciones del mundo.

La mayoría de las redes sísmicas funcionan, generalmente para recolectar información que permita caracterizar la actividad sísmica en una determinada región y la distribución geométrica de las estaciones, ya sea para redes locales, regionales o la mundial, influirá mucho en la calidad de datos obtenidos. En este capítulo se discute las ventajas que presenta el uso de redes sísmicas locales, su funcionamiento y la calidad de datos obtenidos de ellas.

3.1. Características de una red Sísmica

En el acondicionamiento para la instalación de una red sísmica se deben considerar diversos aspectos como la señal generada por el sismómetro electromagnético. Esta señal es muy débil (del orden de los microvoltios), continúa en el tiempo, de duración compleja, variable y es originada por el movimiento del suelo debido a diversas causas como son las vibraciones industriales, ruido de tráfico, variaciones meteorológicas, ruido instrumental y sobre todo sismos, etc. Cada una de estas fuentes da lugar a vibraciones en diversas bandas del espectro de frecuencia siendo necesario realizar el tratamiento de la señal con el uso de aplicativos como:

- *Amplificación:* Los amplificadores son sistemas lineales de estado sólido, integrados y de gran estabilidad, diseñados especialmente para el registro de frecuencia bajas (0-10 Hz). La amplificación de una señal permite elevarla a niveles mayores de potencia a fin de accionar sistemas ordinarios de registro y de transmisión a largas distancias. Para realizar la calibración de un sistema sismómetro-amplificador se dota al sismómetro de una bobina de calibración, induciendo luego en ella una corriente de frecuencia determinada creada por un generador de frecuencia; esto permitirá hacer oscilar la masa del sismómetro, obteniendo un registro de la vibración. Conociendo la intensidad de la corriente, la masa y la constante electromagnética del sismómetro, es posible calcular la magnificación absoluta del sistema y su curva de respuesta a distintas frecuencias.

- *Filtraje:* Los filtros electrónicos dinámicos de banda baja o alta pueden ser aplicados en cualquier momento del proceso de análisis sísmico, de modo que solo la banda donde se encuentra la señal deseada sea amplificada y las demás frecuencias (ruido) sean eliminadas.
- *Convolución:* El uso de varios sismómetros colocados en diferentes lugares permite el mezclar la señal emitida por ellos ya sea por suma, producto, correlaciones, etc. La longitud de onda de la señal, el ruido, velocidad de transmisión, etc. son factores determinantes en este tipo de análisis. Debido al hecho que solos se desea procesar la señal sísmica y no el ruido registrado, es posible mediante técnicas adecuadas favorecer la recepción de la señal sísmica y la eliminación del ruido.
- *Análisis Espectral:* El análisis espectral de una señal digital tiene por objeto la descomposición de dicha señal en sus diversas componentes dentro del dominio frecuencial. Este tipo de análisis, que puede desarrollarse en una computadora (vía software) o en un sistema digital con un hardware específico, es una técnica ampliamente utilizada en varias especialidades de ingeniería, ciencias aplicadas, y procesamiento de datos. Una tarea muy común en el análisis espectral es tratar de encontrar una determinada señal que está contaminada por otras, por ejemplo ruido.

3.1.1. Instrumentación

La instrumentación necesaria para la instalación de una estación sísmica varía según los equipos utilizados para el registro de la señal sísmica y transmisión de la información registrada. Existen diversos tipos de estaciones sísmicas, las llamadas de banda ancha (BB), de periodo corto (SP), de periodo largo (LP), etc., todas ellas denominadas así, debido al tipo de información registrada.

Las estaciones de banda ancha (BB) están conformadas por sismómetros que permiten el registro de señales con resolución de 24 bits y rangos de frecuencia entre 0.03 a 50 y 100 Hz. Además, de un sistema de

conversión analógico/digital conformado por un conversor A/D con filtro anti-aliasing (linear phase, FIR) y un sistema de calibración que proporcionará una señal programable de corriente o voltaje para inyectar a la bobina de calibración del sensor. Las estaciones de banda ancha están conformadas por un sistema de tiempo (GPS), los sistemas de adquisición de datos y un programa para el tratamiento de datos (por ejemplo, WINQUAKE). Las fuentes de alimentación para los sistemas sísmicos y de adquisición de datos, provienen de baterías convencionales de 12 V DC o de sistemas de paneles solares diseñados para proporcionar energía en lugares donde no es posible el uso normal de energía eléctrica. La principal ventaja de las estaciones de banda ancha es que permiten registrar información en una banda grande frecuencias. Actualmente, en Perú son 45 las estaciones de banda ancha que forman parte de la Red Sísmica Nacional.

Las estaciones de periodo corto (SP) están conformadas por sismómetros que permiten el registro de frecuencias máximas de 1 Hz, siendo la magnificación usualmente del orden de $10E+4$ ó $10E+5$. Además, estos sensores disponen de un sistema de amplificación y un modulador de frecuencias, un radio transmisor VHF que dependiendo del tipo a usar, permite la transmisión de señales superiores en la banda estrecha de 216-220 MHz y dos antenas aéreas, una para la transmisión y otra para la recepción de información. El sistema de recepción VHF depende de los radorreceptores y discriminadores de señales (demodulador) que proporcionan una conversión de frecuencias a voltaje, un sistema de registro, tarjetas de adquisición (AD y multiplexor), un software de adquisición (por ejemplo: ACQ ó EARTHWORM) y un programa para el tratamiento de datos (por ejemplo: SISMALP y/o SEISAN). Las fuentes de energía eléctrica para los sistemas radio telemétricos y sísmicos, provienen de baterías convencionales de 12 V DC (65 Amp-h), o de sistemas de paneles solares diseñados para proporcionar energía en lugares donde no es posible el uso normal de energía eléctrica. Este tipo de estaciones sísmicas permiten registrar altas frecuencias, la cual es una característica de sismos estrictamente locales; poniendo en evidencias

que las estaciones de periodo corto se utilizan para estudios de sismicidad netamente local. El Perú cuenta con 20 estaciones de periodo corto distribuidas principalmente en áreas donde se monitorean sistemas de fallas activas y/o obras de ingeniería.

3.1.2. Instalación

Para la instalación de una estación sísmica se debe considerar los siguientes aspectos:

- En cuanto a los sensores, deben instalarse en pilares de hormigón no armado y/o sobre materiales lo más compactos posibles (roca dura o materiales semiduros) y a cierta profundidad dependiendo del área en razón que se encuentren lejos de fuentes de ruido ambientales. Además, deben contar con aislamientos térmicos y de humedad que hagan estable el comportamiento de los sensores.
- La instalación de una estación sísmica debe realizarse en lugares que cuenten con la seguridad respectiva, lejos de zonas urbanas y en lugares que permitan el fácil acceso ya sea vehicular o a través de caminos peatonales que permitan el mantenimiento de la estación sísmica.
- Las fuentes de alimentación para los equipos sísmicos y de adquisición de datos deben ser a través de baterías convencionales de 12 V DC o de sistemas de paneles solares, los cuales deben permitir una orientación libres de obstáculos cercanos que hagan sombra sobre los paneles (lo que disminuiría drásticamente su rendimiento) diseñados para proporcionar energía en lugares donde no es posible el uso normal de energía eléctrica.

3.1.3. Tipos de Transmisión de Datos

En la transmisión de datos, la cantidad y el tiempo requerido para transmitirlos, se caracteriza por el ancho de banda, cuanto mayor sea,

mayor es la tasa de transmisión de información y puede ir desde la fracción de segundos hasta varios días. Sin embargo, el registro y transmisión de datos puede presentar algunas desventajas como es, la ocurrencia de un sismo de magnitud elevada que satura los sismogramas en estaciones cercanas a la zona epicentral. Es por ello, que los sismos de magnitud elevada son registrados en estaciones que se encuentran lejos de la zona epicentral, lo cual facilita el manejo de la señal sísmica. En general, los modos de transmisión de los datos sísmicos han evolucionado pasando de la *Línea telefónica desconectada*, *Línea telefónica exclusiva*, *Transmisión por Radio UHF*, y actualmente por *Internet* y *Satélite*. En la actualidad, en el Instituto Geofísico del Perú, la transmisión de la data sísmica se realiza *Vía Satelital* y *Vía Internet*, lo cual permite obtener información de calidad.

3.1.4. Almacenamiento de Datos

Los datos sísmicos una vez transmitidos requieren ser almacenados correctamente y su organización es un factor importante en la determinación de su posterior utilidad, esto debido a la gran cantidad de información sísmica generada por diversas entidades en el mundo, las cuales no siempre tiene el mismo tipo de organización y almacenamiento de datos (diversos formatos, códigos de transmisión, etc.). Así, los adelantos logrados en la electrónica han introducido grandes progresos en este campo, permitiendo que la señal sísmica pueda ser almacenada en formatos digitales para luego, de acuerdo al criterio del usuario, convertir los formatos.

En los años 80 los métodos de almacenamiento de data sísmica más comunes fueron los *Registros Visuales*, los cuales pueden ser en papel fotográfico, papel ordinario ahumado o con tinta, papel sensible a rayos ultravioletas o térmicos. Este tipo de registro puede hacerse en forma analógica, de manera continua o seleccionada, siendo la ventaja de este método el puramente visual. Este sistema de registro se utilizó en sismógrafos netamente mecánicos.

En la actualidad, el Instituto Geofísico del Perú administra su base de datos a través de sistemas digitales, servidores físicos que almacenan la información proveniente de las redes de estaciones sísmicas distribuidas en todo el país. La información en formatos digitales ofrece un mayor rango de almacenamiento considerando que los datos deberán contener toda la información requerida (ancho de banda de frecuencias), permite estandarizar el modo de almacenamiento estandarizado y de fácil acceso para el desarrollo de estudios diversos.

3.1.5. Ejemplos de Redes Sísmicas

La resolución de los parámetros hipocentrales de sismos registrados por los diferentes tipos de redes sísmicas (locales, regionales y mundial) dependerá de las condiciones de uso de la información brindada por ellas. A continuación, se muestran ejemplos de los diferentes tipos de redes sísmicas existentes en la actualidad, algunas de sus características y la resolución de los parámetros hipocentrales de los sismos registrados por dichas redes.

Red Sísmica Mundial, la cual está constituida por estaciones sísmicas distribuidas en diferentes partes de la Tierra, siendo su principal objetivo el monitoreo de la actividad sísmica a escala mundial. Las estaciones sísmicas que conforman la red mundial están equipadas con sismómetros de banda ancha (BB) y la transmisión de los datos se realiza vía satélite. La Figura 3.1 muestra la distribución de la red sísmica mundial y la resolución de los parámetros es homogénea para sismos con $M > 4.0$.

Redes Sísmicas Regionales, operan para monitorear la actividad sísmica en zonas de menor extensión geográfica. La transmisión de datos se realiza por telemetría, línea telefónica o satélite. Como Red Sísmica Regional puede ser considerada la Red Sísmica Nacional de Perú (RSN) a cargo del Instituto Geofísico de Perú (IGP) y consta de 30 estaciones distribuidas en casi todo el país, según se muestra en la Figura 3.2. De estas estaciones, 30 están equipadas con sismómetros de banda ancha

(BB) y acceso vía satelital, 13 con sismómetros de banda ancha (BB) y acceso vía internet. La finalidad de estas redes es principalmente el monitoreo sísmico regional.

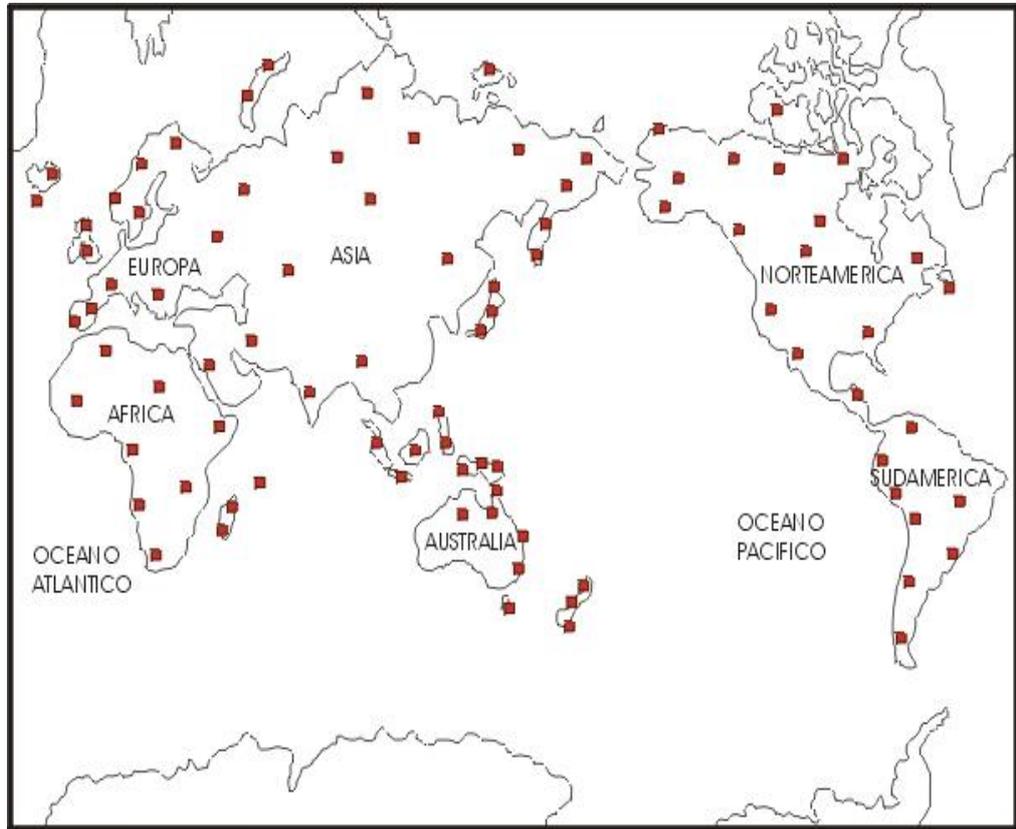


Figura 3.1. Configuración de la red sísmica mundial. Los cuadrados representan las estaciones sísmicas. USGS Albuquerque Seismological Laboratory, 2000.

Redes Sísmicas Locales, consideran estaciones distribuidas en áreas pequeñas y donde la transmisión de datos es generalmente directa al centro de adquisición mediante la telemetría. En general, las redes sísmicas locales están equipadas con sismómetros de periodo corto (SP) tal como es la red sísmica radiotelemétrica del norte de Perú, compuesta de 8 estaciones sísmicas, cada una de ellas equipada con un sismómetro de periodo corto (SP), instaladas con la finalidad de monitorear la microsismicidad asociada a deformaciones superficiales que pudieran afectar el proyecto Olmos-Tinajones y Complejo Hidroeléctrico Carhuaquero; la distribución de dicha red es presentada en la Figura 3.3. Las redes sísmicas locales en comparación a las anteriores (regionales y

mundial), se encuentran operativas solo por un corto periodo de tiempo. La finalidad de estas redes locales es obtener información microsísmica, monitorear y registrar replicas generadas por un sismo en particular, o en otros casos, para estudiar la actividad sísmica local en una determinada zona de interés. Permitiendo así, que los parámetros hipocentrales de los sismos registrados sean resueltos correctamente o que presenten errores mínimos en su localización.



Figura 3.2. Distribución espacial de la red sísmica regional de Perú, perteneciente al Instituto Geofísico del Perú y compuesta por estaciones banda ancha y acceso satelital (triángulos en rojo), estaciones de banda ancha y acceso vía internet (triángulos en verde), estaciones de periodo corto (triángulos en marrón), y estaciones internacionales (triángulos en celeste).

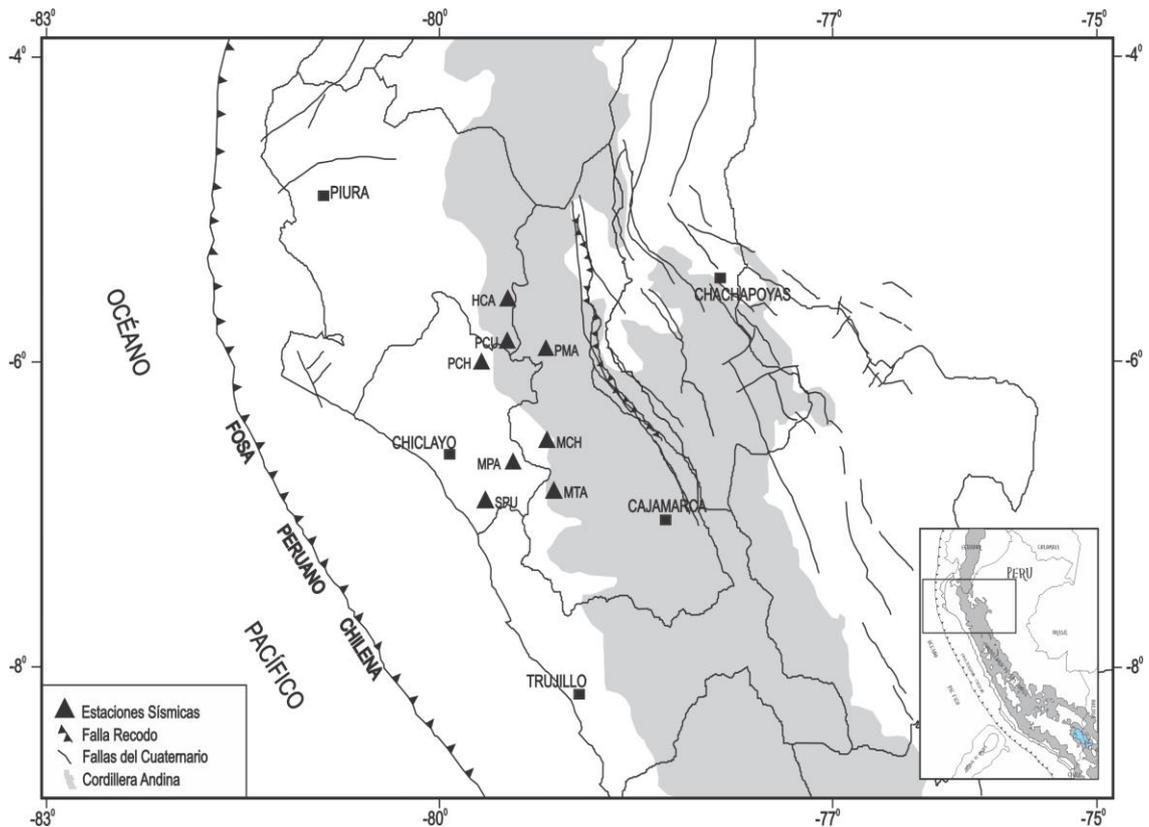


Figura 3.3. Mapa de distribución de las estaciones sísmicas para la región Norte de Perú. Los triángulos en negro representan a las estaciones sísmicas.

3.2. Localización Hipocentral

La localización hipocentral de un sismo siempre resulta ser un problema muy complejo en sismología, para lo cual se han elaborado una serie de algoritmos que permiten conocer las coordenadas geográficas del sismo, tiempo de origen y profundidad del foco a partir de los tiempos de llegada de las ondas P y S a cada una de las estaciones sísmicas que integran las redes sísmicas. Para ello debe considerarse que las ondas sísmicas se propagan en un medio supuestamente conocido. La Figura 3.4 muestra un esquema simple del problema y en donde el medio de propagación es un semiespacio y la velocidad de la onda P es constante durante todo el recorrido de la misma. Según el modelo desarrollado por Geiger (1912), los rayos sísmicos se propagan desde el foco sísmico hasta la estación sísmica i , así la expresión teórica del tiempo de llegada de la onda P será:

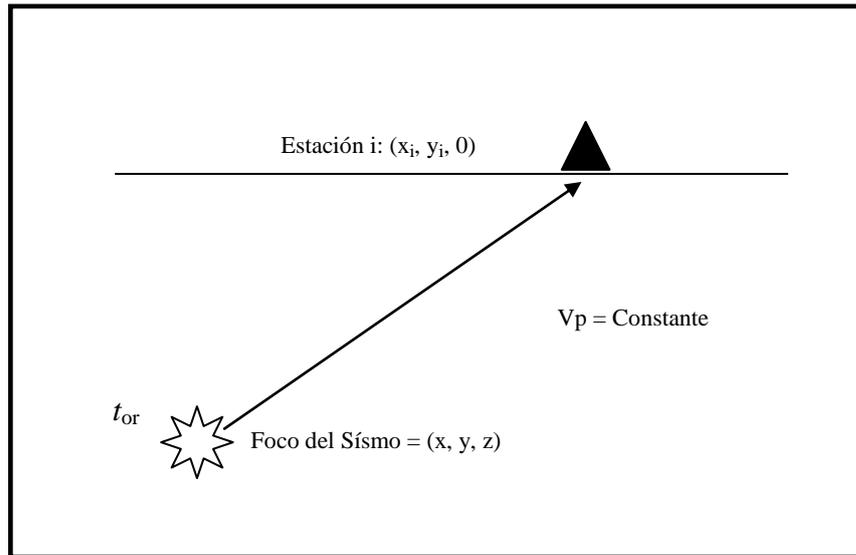


Figura 3.4. Esquema para la localización de hipocentros: $x_i, y_i, 0$ son las coordenadas de la estación i ; x, y son las coordenadas y z la profundidad del sismo; t_{or} , tiempo origen del sismo. Geiger, 1912

$$t_i = t_{or} + t_{(r, r_i)}$$

donde:

$$t_{(r, r_i)} = \frac{1}{2} \sqrt{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + z^2}$$

para $i = 1, n$

donde: t_{or} = Tiempo de origen

$t_{(r, r_i)}$ = Tiempo de propagación en el semiespacio entre el foco y la estación i

$r = (x, y, z)$: coordenadas de foco sísmico

$r_i = (x_i, y_i, 0)$: coordenadas de la estación i

n = número de estaciones

Considerando la no-linealidad de la expresión anterior, es necesario expresarla en series de Taylor alrededor del punto t_{or}^0, x^0, y^0, z^0 llamado hipocentro de prueba,

$$t_i = t_i^o + \frac{\partial t_i}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial t_i}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial t_i}{\partial z} \Delta z + \frac{\partial t_i}{\partial t_{or}} \Delta t_{or}$$

Por ejemplo:

$$\frac{\partial t_i}{\partial x} = \frac{(x - x_i)}{Vp} [(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + z^2]^{-1/2}$$

$$\frac{\partial t_i}{\Delta t_{or}} = 1$$

$$\Delta x = x - x^o \quad \Delta z = z - z^o \quad \Delta y = y - y^o$$

$$\Delta t_{or} = t_{or} - t_{or}^o$$

El objetivo del método es encontrar la mínima diferencia entre los valores teóricos t_i y los valores observados t_i' para hallar así la solución más satisfactoria. Debido a que los valores de t_i' pueden presentar errores de lectura y/o variaciones debido a la heterogeneidad del medio, la aproximación mínima puede ser evaluada con la siguiente expresión:

$$x^2 = \sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_i^2} (t_i - t_i')^2$$

donde: σ_i es la desviación típica que describe el grado de exactitud de la solución.

A fin de encontrar un mínimo valor para la función anterior, se considera también una solución del tipo series de Taylor:

$$\frac{\partial x^2}{\partial \Delta x} = \frac{\partial x^2}{\partial \Delta y} = \frac{\partial x^2}{\partial \Delta z} = \frac{\partial x^2}{\partial \Delta t_{or}}$$

Esta función permite realizar la mejor aproximación de las diferencias existentes entre los valores teóricos t_i' pudiendo así obtener una buena localización Hipocentral de los eventos sísmicos.

3.2.1. Parámetros Hipocentrales de un sismo

Los parámetros hipocentrales que definen un sismo son: Fecha, Tiempo Origen, Latitud, Longitud, Profundidad, Magnitud e Intensidad. Los sismos pueden ser cuantificados en función de la cantidad de energía liberada (Magnitud) y/o mediante el grado de daños y efectos que ellos causan en el área epicentral (Intensidad). La Magnitud y la Intensidad son dos medidas diferentes de un sismo, aunque suelen ser confundidas por las personas.

3.2.1.1. Tiempo Origen y Coordenadas Hipocentrales

Tiempo Origen de un sismo, corresponde al instante en que se inicia la ruptura en el interior de la Tierra, la cual da origen a las ondas sísmicas detectadas por los sismómetros y se expresa en Tiempo Universal (GMT).

Las Coordenadas Hipocentrales, constituyen las coordenadas geográficas de un sismo y están definidas por la Latitud y Longitud. *La Latitud*, es la distancia en dirección N-S medida sobre la superficie de la Tierra desde la línea del Ecuador Terrestre hasta el punto de observación. *La Longitud*, es la distancia en dirección E-O medida sobre la superficie de la Tierra desde el meridiano de Greenwich hasta el punto de observación. Cuando se hace referencia a los parámetros hipocentrales de un sismo, debe considerarse además la *profundidad* a la cual se produce la ruptura conocida como foco sísmico y esta expresada en kilómetros.

3.2.1.2. Magnitud

El concepto de magnitud fue introducido en 1935 por Charles Francis Richter, sismólogo del Instituto de Tecnología de California, para medir los sismos locales y así poder estimar la energía por ellos liberada fin de ser comparados con otros

sismos. Posteriormente, el uso de esta escala (Tabla 3.1) se fue extendiendo y aplicando a los diferentes sismos que ocurran en el mundo. La magnitud está asociada a una función logarítmica calculada a partir de la amplitud de la señal registrada por el sismógrafo (ML, Ms, Mb) o a partir de su duración (MD) sobre el sismograma. La magnitud de Richter considera un valor de magnitud de referencia denominado magnitud cero que corresponde a la amplitud máxima de la traza de un sismo registrado en el tambor de un sismógrafo de torsión horizontal de tipo Wood Anderson (WA), con un periodo de oscilación de 0.8 segundos y amplificación de 2800, localizado a una distancia de 100 km. Esta amplitud máxima es equivalente a una micra y corresponde a un sismo de magnitud 3.0.

Normalmente, el cálculo de la magnitud de un sismo debe ser corregido dependiendo del tipo de sismógrafo utilizado, de la distancia epicentral, de la profundidad del foco y además del tipo de suelo donde está ubicada la estación de registro. Esta escala por su naturaleza, permite obtener medidas negativas del tamaño de un terremoto y en principio no tiene límites para medir magnitudes grandes. En realidad, su valor mínimo dependerá de la sensibilidad del sismógrafo y su valor máximo de la longitud máxima de la falla susceptible a romperse de un solo golpe. Con la mejora en la calidad del registro de los sismos a cualquier distancia, varias escalas de magnitud han sido introducidas, aunque todas dependen del tipo de onda sísmica que se utilice para medir el tamaño del sismo. Así se conoce la Magnitud Local (ML), Magnitud de Ondas Superficiales (Ms), Magnitud de Ondas Internas (Mb), Magnitud de Momento (Mw), Magnitud de Energía (Me). Mayores detalles sobre los conceptos de cada tipo de magnitud se pueden encontrar en Ccallo (2003). Para el presente estudio el cálculo de la magnitud se realizó utilizando la duración total del registro, esta Magnitud recibe el nombre de *Magnitud de Duración* (M_D) propuesta por

Lee et al (1972), según estos autores, se debe considerar el logaritmo de la duración del registro de la señal sísmica y su relación con la distancia epicentral y profundidad de foco:

$$M_D = a \log D + b \Delta + c(h) + d$$

donde, D es la duración del registro del sismo en segundos, Δ la distancia epicentral en km, h la profundidad del sismo expresado en km; a, b, c y d son constantes determinadas para cada estación.

Tabla 3.1. Tabla donde se indica la escala de Richter. Se describe los grados y los efectos causados por el sismo.

ESCALA DE RICHTER	
GRADOS	EFECTOS DEL SISMO
Menos de 3.5	Generalmente no se siente, pero es registrado
3.5 - 5.4	A menudo se siente, pero solo causa daños menores.
5.5 - 6.0	Ocasiona daños ligeros a edificios.
6.1 - 6.9	Puede ocasionar daños severos en áreas donde vive mucha gente.
7.0 - 7.9	Sismo mayor. Causa graves daños.
8 o mayor	Gran sismo. Destrucción total a comunidades cercanas.

3.2.1.3. Intensidad

La intensidad no permite medir el movimiento del suelo, pero si los efectos que ellos producen en la superficie en donde causan daños al hombre y a las construcciones. Inicialmente, el esfuerzo para determinar el tamaño de un sismo estuvo basado necesariamente en las observaciones de los efectos del sismo. La primera escala de intensidad fue elaborada en 1883 por M. de Rossi y F. Forel, ella reagrupa los efectos del sismo en 10 grados de intensidad. En 1902, G. Mercalli introduce una nueva escala con 10 grados de intensidad, siendo posteriormente incrementada a 12 por A. Cancani. En 1923 Sieberg publica una escala más detallada, pero basada en el trabajo de Mercalli-Cancani. En 1931, O. Wood y F. Newmann proponen una nueva

escala, modificando y condensando la escala de Mercalli-Cancani-Sieberg, surgiendo así la escala Mercalli Modificada (MM). Esta escala de 12 grados expresada en números romanos y fue ampliamente utilizada en el mundo, ver Tabla 3.2.

Las áreas de igual intensidad son representadas sobre un mapa mediante líneas denominadas Isosistas. A fin de no confundir magnitud e intensidad, dos sismos de igual magnitud pueden generar en superficie intensidades máximas muy diferentes. La intensidad es un parámetro muy importante para el estudio de sismos históricos, es decir sismos ocurridos en épocas cuando no habían sismógrafos (el primer sismógrafo data de 1880, John Milne). Los diferentes tipos de archivos de la época aportan información muy valiosa sobre los efectos de los sismos históricos y después de un análisis crítico es posible estimar las intensidades en las regiones comprometidas por el terremoto, proporcionando de esta manera una herramienta útil para medir el tamaño de los sismos históricos. La Figura 3.5 muestra el mapa de isosistas del sismo ocurrido en Arequipa el 23 de junio del 2001, y en ella se observa que las mayores intensidades están alrededor del epicentro del sismo (estrella en negro) y van disminuyendo conforme se alejan de la zona epicentral. El sismo presentó un radio de percepción de 900 km aproximadamente.

Tabla 3.2. Tabla que indica los valores y descripción de la escala de intensidad sísmica Mercalli Modificada (MM). Se muestran los grados de intensidad que van de I a XII, así como la descripción de cada grado

ESCALA DE INTENSIDAD SISMICA MERCALLI MODIFICADA (MM)	
Grados	Descripción
I	Sentido por muy pocas personas en condiciones especialmente favorables.
II	Sentido sólo por pocas personas en reposo, especialmente en los pisos altos de los edificios. Los objetos suspendidos pueden oscilar.
III	Sentido claramente en los interiores, especialmente en los pisos altos de los edificios, muchas personas no lo asocian con un temblor. Los vehículos de motor estacionados pueden moverse ligeramente. Vibración como la originada por el paso de un carro pesado. Duración estimable
IV	Sentido durante el día por muchas personas en los interiores, por pocas en el exterior. Por la noche algunas despiertan. Vibración de vajillas, vidrios de ventanas y puertas; los muros crujen. Sensación como de un carro pesado chocando contra un edificio, los vehículos de motor estacionados se balancean claramente.
V	Sentido por casi por todo el mundo; muchos despiertan. Algunas piezas de vajilla, vidrios de ventanas, etcétera, se rompen; pocos casos de agrietamiento de aplanados; caen objetos inestables. Se observan perturbaciones en los árboles, postes y otros objetos altos. Se detienen de relojes de péndulo.
VI	Sentido por todo mundo; muchas personas atemorizadas huyen hacia afuera. Algunos muebles pesados cambian de sitio. Daños ligeros.
VII	Advertido por todos. La gente huye al exterior. Daños sin importancia en edificios de buen diseño y construcción. Daños ligeros en estructuras ordinarias bien construidas; daños considerables en las débiles o mal planeadas. Estimado por las personas conduciendo vehículos en movimiento.
VIII	Daños ligeros en estructuras de diseño especialmente bueno; considerable en edificios ordinarios con derrumbe parcial; grande en estructuras débilmente construidas. Los muros salen de sus armaduras. Caída de productos en los almacenes de las fábricas, columnas, monumentos y muros. Los muebles pesados se vuelcan. Arena y lodo proyectados en pequeñas cantidades. Cambio en el nivel del agua de los pozos. Pérdida de control en la personas que guían vehículos motorizados.
IX	Daño considerable en las estructuras de diseño bueno; las armaduras de las estructuras bien planeadas se desploman; grandes daños en los edificios sólidos, con derrumbe parcial. Los edificios salen de sus cimientos. El terreno se agrieta notablemente. Las tuberías subterráneas se rompen.
X	Destrucción de algunas estructuras de madera bien construidas; la mayor parte de las estructuras de mampostería y armaduras se destruyen con todo y cimientos; agrietamiento considerable del terreno. Las vías del ferrocarril se tuercen. Considerables deslizamientos en las márgenes de los ríos y pendientes fuertes. Invasión del agua de los ríos sobre sus márgenes.
XI	Casi ninguna estructura de mampostería queda en pie. Puentes destruidos. Anchas grietas en el terreno. Las tuberías subterráneas quedan fuera de servicio. Hundimientos y derrumbes en terreno suave. Gran torsión de vías férreas.
XII	Destrucción total. Ondas visibles sobre el terreno. Perturbaciones de las cotas de nivel (ríos, lagos y mares). Objetos lanzados en el aire hacia arriba.

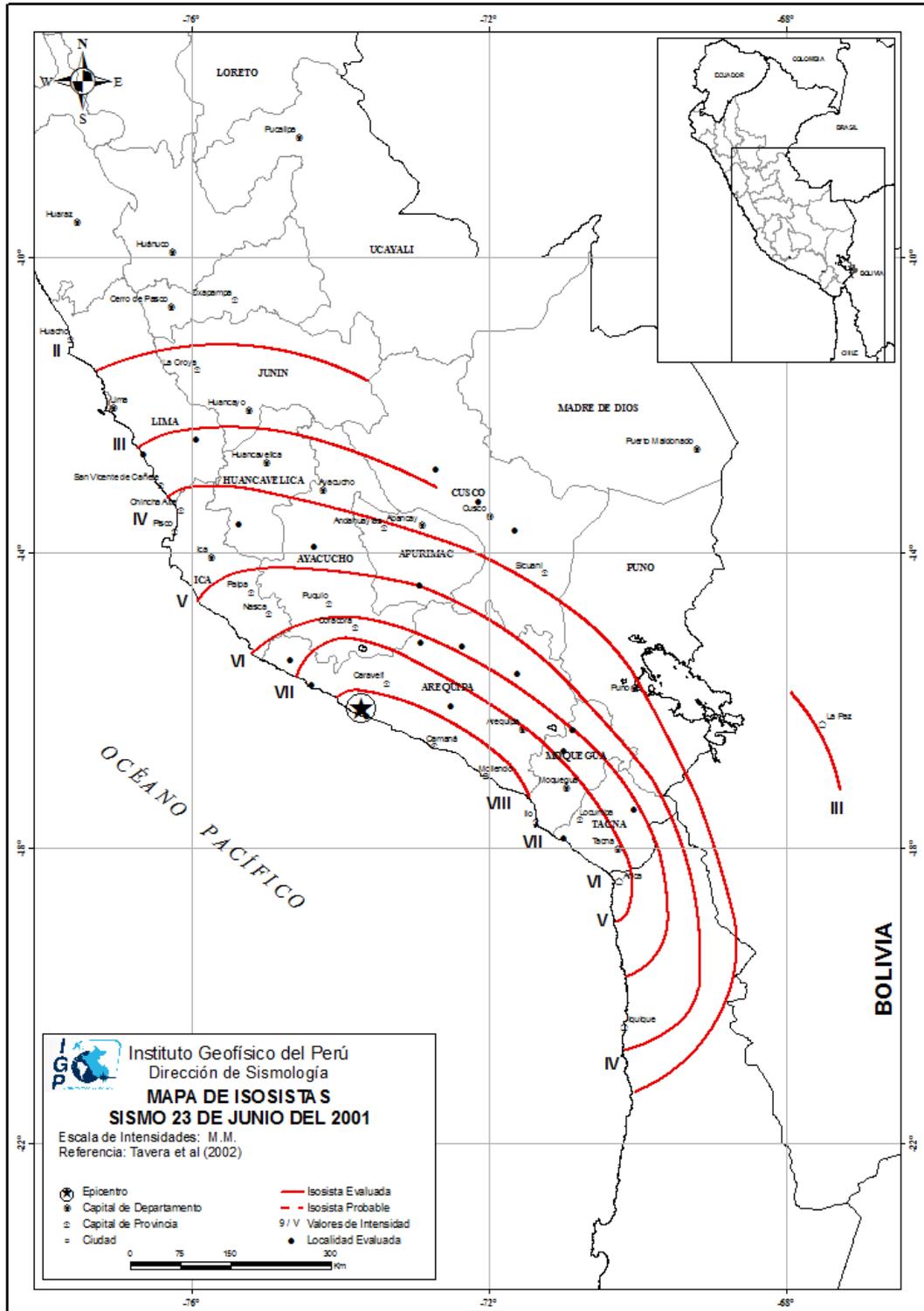


Figura 3.5. Mapa de Isosistas del sismo ocurrido el 23 de junio del 2001 (Tavera et al., 2002). La estrella indica el epicentro del sismo. Las líneas rojas indican las isosistas evaluadas.

CAPÍTULO IV

SISMICIDAD EN PERÚ

El Perú se encuentra en una de las regiones de mayor potencial sísmico en Sudamérica y su actividad sísmica ha sido descrita y discutida ampliamente por diversos autores (Barazangi y Isacks, 1976; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998; Bernal, 1999; Heras, 1999; Bernal, 2002, Antayhua, 2002; Heras, 2002; Ccallo, 2003 y Valdivia, 2003). Esta actividad está relacionada con el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, el mismo que se realiza con una velocidad relativa de 8 cm/año y está presente a lo largo de todo el borde Occidental del Continente Sudamericano (Mister y Jordan, 1978; DeMets et al., 1990, Norabuena et al, 1990).

En general, la información sobre la sismicidad en Perú puede ser dividida en histórica e instrumental. La primera puede agrupar a los sismos ocurridos entre 1500 y 1959 aproximadamente y la calidad de sus datos dependerá de las fuentes consultadas, del número y resolución de los primeros sismógrafos instalados en el mundo alrededor del 1910. La sismicidad instrumental considera sismos ocurridos a partir de 1960, fecha en la que inicia su funcionamiento la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standart Network).

4.1. Sismicidad Histórica

La información sobre la sismicidad histórica en Perú data del tiempo de la conquista y la colonización de País y se encuentra esparcida en diferentes obras inéditas, manuscritos, crónicas, narraciones, informes administrativos por parte

de clérigos y gobernantes de aquellos años. Gran parte de esta información ha sido recopilada y publicada por Polo (1904), Barriga (1936), Silgado (1978) y Dorbath et al (1990). Dichos autores indican que el sismo más antiguo de Perú para el cual se tiene información data del año 1513. Es importante considerar que la calidad de estos datos dependerá de la distribución y densidad de la población en las regiones afectadas por estos sismos; motivo por el cual; existe la posibilidad de que hayan ocurrido sismos importantes en áreas no pobladas o próximas a localidades con las cuales era difícil establecer comunicación. Esto explicaría la ausencia de información sobre sismos que pudieran haber ocurrido en la Alta Cordillera y Zona Subandina (Figura 4.1)

La Figura 4.1 muestra la localización epicentral de los sismos históricos ocurridos entre 1513 y 1959 los cuales generaron intensidades mayores a VII en la escala Mercalli Modificada (Silgado, 1978). Se puede apreciar que la distribución de los sismos es principalmente entre la línea de fosa y la costa, localizándose en mayor número en la región Centro y Sur de Perú debido probablemente a que estas regiones eran las más pobladas y donde se constituyeron las ciudades más importantes después del siglo XVI; lo cual no ocurre en la región Norte donde no existe mayor información sobre la ocurrencia de sismos importantes, esto debido probablemente a la ausencia de ciudades importantes de donde recaudar información. En la Figura 4.1, se presenta que hacia el interior del continente el número de sismos disminuye considerablemente y solo se dispone de información de tres sismos ocurridos en Cuzco (1650), Huaraz (1946) y Satipo (1947) (Tavera y Buforn, 1998).

Entre los sismos más importantes ocurridos durante el periodo de 1513 a 1959 en la región Norte de Perú está el ocurrido el 14 de febrero de 1619 (Silgado, 1978) que causó daños en la ciudad de Trujillo. Según crónicas del padre Calancha, el sismo fue sentido en más de 300 leguas de N a S (2000 km aprox.) y en más de 60 leguas de E a O (330 km aprox.) causando desastre en toda esta área como destrucción de viviendas, agrietamiento de suelos, cauces de ríos alterados. En general este sismo causó la muerte de más de 350 personas, de las cuales un aproximado de 130 quedaron sepultadas entre los escombros de las

viviendas. Otro sismo que causo grandes daños fue el ocurrido el 12 de diciembre de 1953 en Tumbes (Silgado, 1978) el cual causó la muerte de 6 personas, 20 heridos y numeroso daños materiales. Este sismo fue sentido en un área aproximada de 700,000 km², abarcando el área de mayor daño un aproximado de 5000 km², generando intensidades máximas de VII y VIII (MM) en al área de mayor influencia; el sismo ocasionó daños en viviendas de concreto armado, grietas en viviendas de adobe, agrietamiento de suelos y en algunos canales de regadío.

En la región Central de Perú se puede mencionar los del año 1586 (el primer gran sismo del que se obtuvo documentación histórica), 1687 y el sismo de 1746 que destruyó completamente la ciudad de Lima y generó tsunamis con olas de 15 a 20 metros de altitud (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990b). Durante el periodo 1513-1959, Lima fue destruida sucesivamente por un total de 15 sismos.

En la región Sur, los sismos más importantes son los ocurridos en los años 1604, 1784 y el de 1868 del cual se posee documentación ya que fue descrito por Montessus de Ballore (1911) y Vargas (1922). Estos sismos destruyeron ciudades del Sur de Perú y Norte de Chile. El sismo de 1868 fue sentido desde Guayaquil (Ecuador) hasta Concepción (Chile) generando un importante maremoto con olas de 15 metros de altura (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990b). En la región Andina, el único sismo histórico documentado es el ocurrido en 1650, que destruyó la ciudad de Cuzco y fue sentido en Lima, Arequipa (Perú) y la Paz (Bolivia). En la zona Central, el sismo ocurrido en 1947 afectó un área máxima de 4000 km² y fue sentido en casi todo el territorio peruano. Para este periodo (1513-1920), no existe información sobre sismos ocurridos en la Zona Andina y Subandina del Norte y Centro de Perú, pero en la actualidad se ha comprobado que estas zonas son sísmicamente muy activas (Tavera y Buforn, 1998).

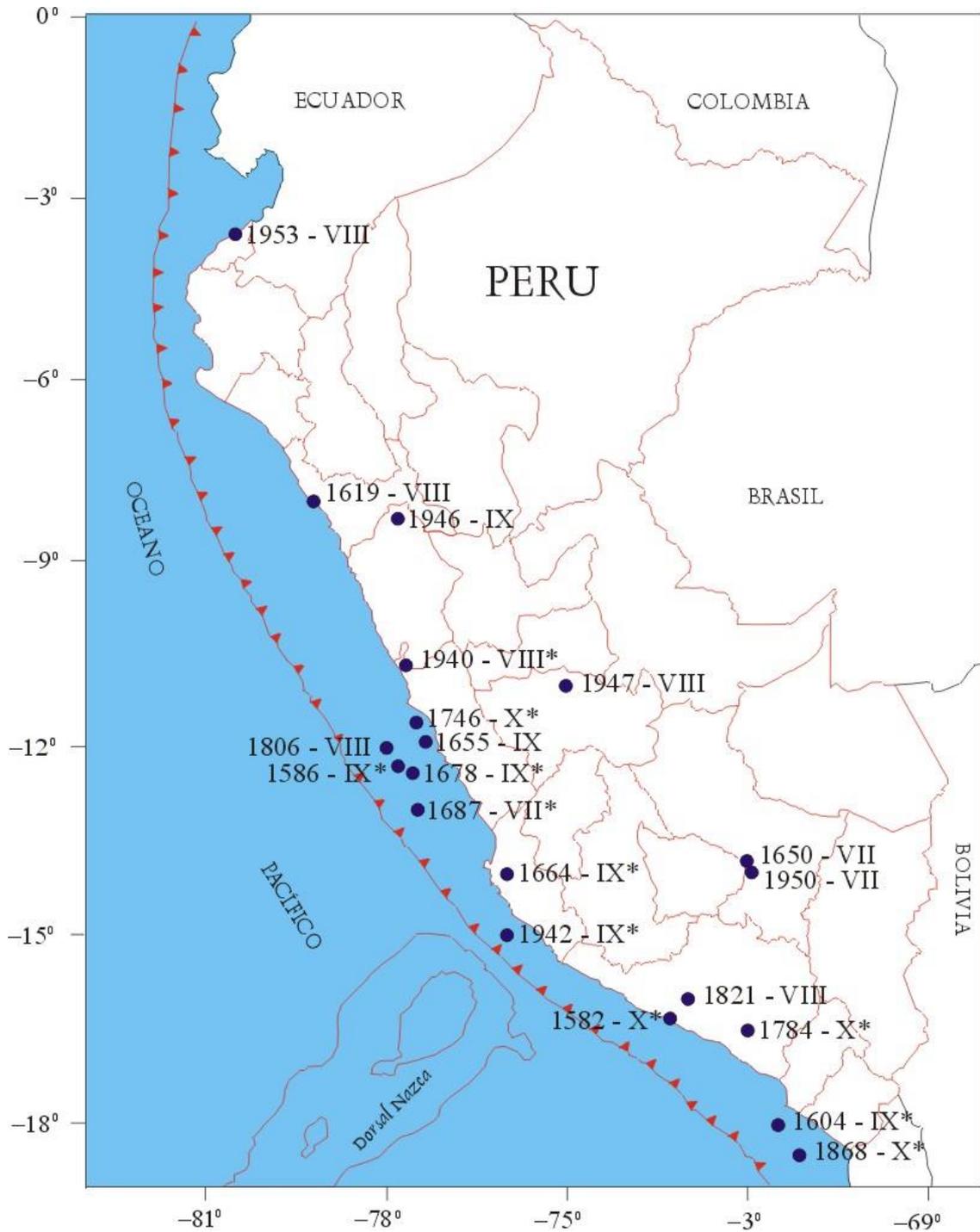


Figura 4.1. Localización epicentral de los sismos históricos ocurridos entre 1513 y 1959 con intensidades mayores a VII MM (Silgado, 1978). Los sismos que originaron tsunamis están indicados con un asterisco. Los valores de intensidad (por ejemplo, VIII) están expresados en la escala Mercalli Modificada (MM)

4.2. Sismicidad Instrumental

Considera los sismos ocurridos a partir de 1960, ya que en ese año se instaló la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standard Seismic Network) y esta información permitió mejorar el cálculo de los parámetros que definen las características de los sismos (tamaño y ubicación) en comparación con la información histórica.

El análisis y evaluación de la distribución espacial, en superficie y profundidad de la sismicidad instrumental ocurrida en Perú, ha sido realizada por diversos autores utilizando información telesísmica (Stauder, 1975; Baranzangi y Isacks, 1976; Wortel, 1985; Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998 y Bernal, 1999) y regional (Hasegawa y Sacks, 1981; Grange, 1984; Bevis y Isacks, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Rodríguez y Tavera, 1991; Heras, 1999; Ccallo, 2001; Valdivia, 2001; Bernal, 2002; Antayhua, 2002 y Heras, 2002). Los resultados obtenidos por dichos autores utilizando diferentes bases de datos, han permitido conocer las características y geometría de las principales fuentes sismogénicas asociadas a la deformación cortical y al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Durante el periodo de 1960-2014 en el borde occidental del Perú han ocurrido siete sismos de magnitudes elevadas en las regiones Centro y Sur (Figura 4.2); mientras que, en la región Norte de Perú no han ocurrido sismos importantes, y actualmente es de interés de la comunidad científica conocer la geodinámica particular de esta región. Las características de los principales sismo ocurridos en el territorio peruano para el periodo instrumental de detallan a continuación.

- ❖ En 1966, el 17 de octubre se produjo un sismo de magnitud 8.1Mw que afectó la ciudad de Lima. En la Hacienda San Nicolás, a 156 km, al norte de Lima, aparecieron numerosas grietas sobre el terreno. Este evento produjo una longitud de ruptura de 100 km. y generó un tsunami con olas de 1.6m de altura registrados por los mareógrafos de La Punta, Chimbote y San Juan. El área de percepción del sismo fue de alrededor de los 524000 km². Según CERESIS las intensidades máximas alcanzadas cerca

al epicentro fueron de VIII (MM) en Huacho y de grado VII en Lima metropolitana.

- ❖ El 31 de mayo del 1970 ocurrió un sismo frente a la costa del departamento de Ancash con una magnitud 7.8Mw; este sismo provocó el desprendimiento de la cornisa norte del nevado Huascarán, produciendo una avalancha que sepulto la ciudad de Yungay; se estima más de 70000 muertos y 50000 desaparecidos (Ericksen et al., 1970).
- ❖ El 3 de octubre de 1974 ocurrió un sismo con epicentro a 80 Km al oeste de Lima, con una magnitud de 7.5Mw. Según Huaco et al (1975) y Giesecke (1980), ocurrieron fenómenos locales de licuación en el valle de Cañete, donde el nivel freático es muy superficial. El sismo causó severos daños en la ciudad de Lima y localidades cercanas. El sismo generó intensidades máximas de VIII-IX (MM) para Chorrillos y la Molina y V-VI en san Isidro, san Borja y algunos lugares de Miraflores. También generó un tsunami local con olas de 3 metros, el mareógrafo de La Punta registro un máximo de ola de 2 metros mientras que en el pueblo de San Juan Alcanzó una elevación máxima de 2.5 metros.
- ❖ El 21 de febrero de 1996 ocurrió un sismo con epicentro a 210 Km al SO de la ciudad de Chimbote, con magnitud 7.5Mw. El evento generó un tsunami que causó daños materiales y la muerte de 15 personas en el departamento de Chimbote.
- ❖ El 12 de noviembre de 1996 ocurrió un sismo de magnitud 7.7Mw, con epicentro a 98 Km al SO de la ciudad de Nazca, departamento de Ica (IGP, 1996). Este sismo presentó su epicentro en la misma área donde ocurrió el sismo del 24 de agosto de 1942 y pondría en evidencia el importante rol que cumple la Dorsal de Nazca en la generación de sismos en esta región. El Instituto Geofísico de Perú (IGP, 1997) informó licuación generalizada en el estuario del río Yauca, se observaron volcanes de arena y eyección de lodo. El sismo generó intensidades máximas de VI (MM) sobre un área elíptica de 4000 Km² en torno a la

ciudad de Nazca. Se estima que hubieron 1500 heridos y más de 100000 damnificados en las localidades de Ica y Nazca.

- ❖ El 23 de junio del 2001 a las 15 hora y 33 minutos (hora local), el sur del Perú se produjo un sismo con magnitud 8.0Mw que causó muerte y destrucción en los departamento de Arequipa, Moquegua y Tacna en Perú; Arica e Iquique en Chile y La Paz en Bolivia. Las intensidades máximas generadas en ciudades próximas a la costa llegaron a VII-VIII en al escala Modificada de Mercalli (MM). Este sismo se considera como el más grande ocurrido en esta región desde el año 1868.

- ❖ El 15 de agosto del 2007 ocurrió un sismo de magnitud 8.0Mw que produjo muerte y destrucción en las ciudades de Pisco, Ica y Chíncha. El sismo produjo intensidades máximas de VII-VIII en la escala de Mercalli Modificada (MM), siendo sentido por el norte, hasta la ciudad de Piura y por el sur, hasta la ciudad de Arequipa y Cusco con intensidades II-III (MM). La característica principal de este sismo fue su gran duración y el complejo proceso de ruptura que experimento; además, de ser seguido por un gran número de réplicas con magnitudes menores al sismo principal. Esté sismo se constituye como el de mayor magnitud y duración ocurrido en los últimos 50 años.

Durante todo este periodo, en la región norte de Perú no ha ocurrido sismos importantes (Figura 4.2), lo cual sugiere el desarrollo de una geodinámica diferente a las regiones centro y sur, y a escenarios que tengan resoluciones con el modo y/o manera de desarrollarse el contacto entre placas.

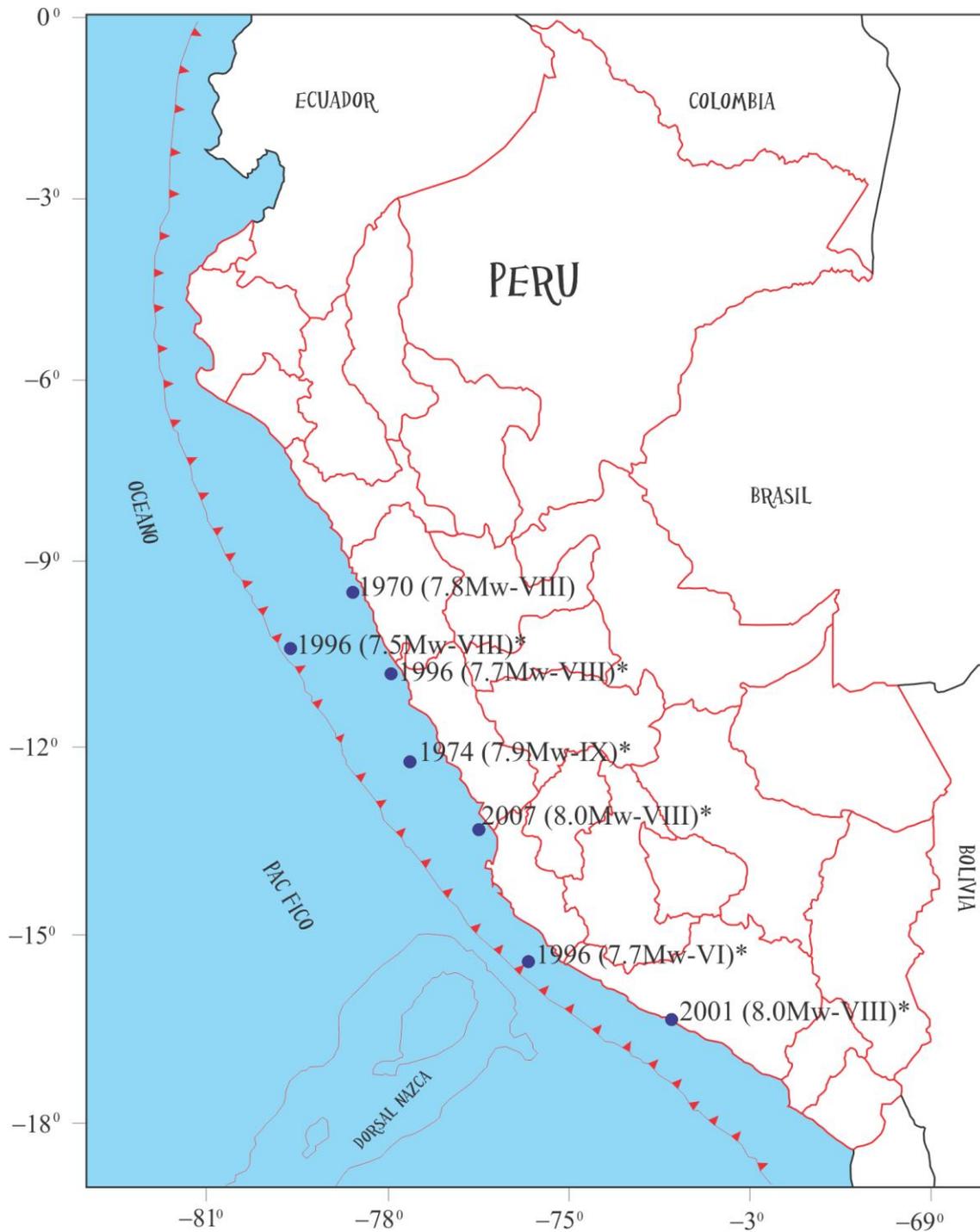


Figura 4.2. Distribución espacial de grandes sismos ocurridos en el borde occidental de Perú, periodo instrumental (1960-2010). Los círculos azules indican el epicentro de los sismos. Los asteriscos indican los sismos que generaron tsunamis

4.3. Distribución Espacial de la Sismicidad en Perú

Para un mejor análisis de la distribución espacial de los sismos, en la Figura 4.3, se presenta la actividad sísmica ocurrida en Perú durante el periodo de 1960 al 2014 con magnitudes $M_L \geq 2.5$. La base de datos ha sido extraída del Catálogo Sísmico Preliminar del Instituto Geofísico del Perú y clasificada en tres grupos: sismos con foco superficial ($h < 60\text{km}$), sismos con foco intermedio ($60 < h < 300\text{km}$) y sismos con foco profundo ($h > 350\text{km}$).

4.3.1. Sismos con Foco Superficial ($h < 60\text{km}$)

En la Figura 4.3, los sismos con foco superficial están representados por círculos de color rojo y ellos se distribuyen de Norte a Sur, entre la fosa y la línea de Costa con magnitudes variables, aunque los sismos de magnitud elevada son frecuentes como los ocurridos el 17 de octubre de 1966 (7.7 Mw), el 31 de mayo de 1970 (8.0 Mw; $I_{\text{max}} = \text{VI-VII MM}$), el 3 de octubre de 1974 (7.9 Mw; $I_{\text{max}} = \text{VIII MM}$), el 12 de noviembre de 1996 (7.7 Mw; $I_{\text{max}} = \text{VIII MM}$), el 21 de febrero del 1996 (7.5 Mw), el 23 de junio del 2001 (8.0 Mw; $I_{\text{max}} = \text{VIII MM}$) y el más reciente ocurrido el 15 de agosto del 2007 (8.0 Mw; $I_{\text{max}} = \text{VIII MM}$). Todos estos eventos causaron la destrucción de viviendas y daños permanentes en las zonas epicentrales.

Un segundo grupo de sismicidad superficial se localiza en el interior del continente y debería su origen al proceso de deformación cortical que se produce en la Alta Cordillera, generando fallas como la de Moyobamba, Huaytapallana, Ayacucho, Tambomachay, Cordillera Blanca y Marcona, etc. Esta sismicidad es menor en magnitud y frecuencia con relación a la que ocurre en la zona de subducción. El sismo continental de mayor magnitud ocurrió en el año 1991 (6.4 Mw), y produjo innumerables pérdidas humanas y económicas en las localidades de Moyobamba, Soritor y Rioja.

4.3.2. Sismos con Foco Intermedio ($61 < h < 300\text{km}$)

En la Figura 4.3, la sismicidad con foco intermedio está representada por círculos verdes cuyos focos se ubican a profundidades intermedias; es decir, entre 61 y 300 km. De manera general, estos sismos se distribuyen principalmente en el interior del continente formando tres grupos: el primero se localiza en el interior del continente, abarcando la región Norte y Centro de Perú con alineamientos Norte-Sur a lo largo de la Cordillera Oriental y la Zona Subandina. El segundo grupo se distribuye paralelo a la línea de Costa desde los 8° y 15° de latitud sur y se caracteriza por la frecuente ocurrencia de sismos de magnitud elevada, 6.0 y 6.5 Ms, como los ocurridos el 15 de enero de 1958 (6.5 Ms), el 28 de septiembre de 1968 (6.0 Ms), el 1 de enero de 197 (6.4 Ms), el 16 de febrero de 1979 (6.9 Ms), 28 de marzo de 1982 (6.1 Ms), el 18 de abril de 1993 (6.0 Ms). El tercer grupo se distribuye a partir de los 16° de latitud Sur y se extiende hacia el sur del Perú sobre la Cordillera Occidental y el Altiplano siendo esta región la de mayor índice de sismicidad para estos niveles de profundidad.

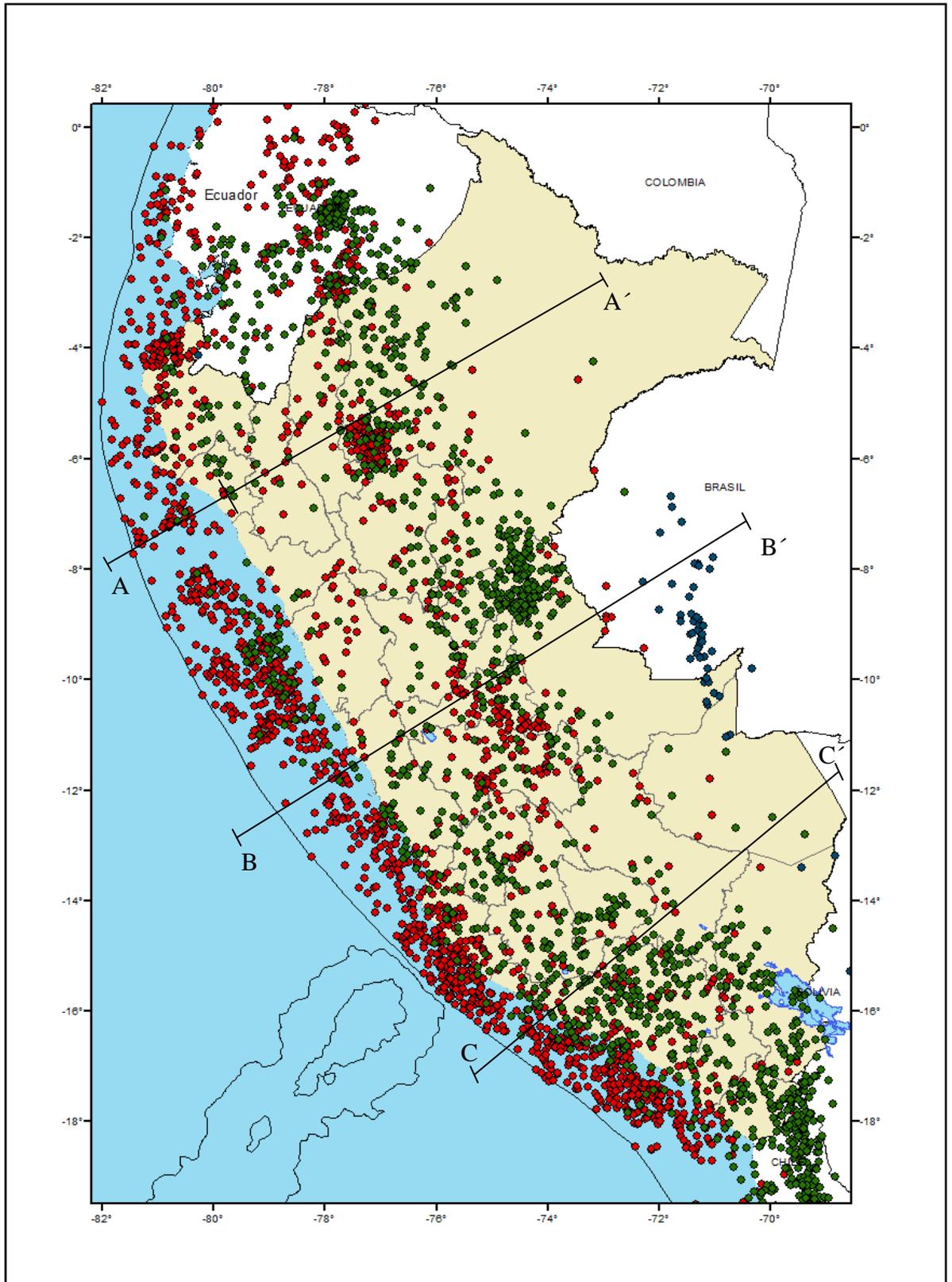


Figura 4.3. Distribución espacial de la actividad sísmica ocurrida en Perú durante el periodo 1960-2014 con magnitudes mayores e iguales a 4.5 M_L (catálogo del Instituto Geofísico del Perú). El color de los círculos corresponde a los diferentes rangos de profundidad establecidos en este estudio. Superficiales (rojo), Intermedios (verde), Profundos (azul))

4.3.3. Sismos con Foco Profundo ($h > 301\text{km}$)

En la Figura 4.3, los círculos de color azul representan la sismicidad con foco profundo. El mayor número de estos sismos se encuentran en la región Central siguiendo una orientación N-S sobre una longitud de 500 km aproximadamente. En la región Sur, el número de sismos es menor y su distribución es más dispersa con una alineación aparente en dirección E-O. La naturaleza y el origen de estos sismos aun vienen siendo tema de investigación (Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998).

4.4. Distribución en profundidad de los Sismos

Con la finalidad de analizar la distribución de la sismicidad en profundidad se han trazado tres secciones verticales perpendiculares a la línea de costa, tal como se indica en la Figura 4.3: Región Norte (perfil A-A'), Región Central (perfil B-B') y Región Sur (perfil C-C').

- **Perfil A-A' (Región Norte).** Los sismos en esta sección (Figura 4.4a) siguen un alineamiento aparente con una inclinación de aproximadamente 10° desde la fosa hasta alcanzar una profundidad promedio de 150 km. Entre los 330 y 540 km de distancia horizontal desde la fosa, se observa una menor ocurrencia de sismos. A partir de la distancia de 540 km desde la fosa, el número y la profundidad de los sismos aumenta hasta una distancia horizontal de 1000 km. Según esta tendencia, los sismos, desde la fosa hasta la profundidad de 150 km, está asociada al contacto de placas dentro del proceso de subducción. Cabe mencionar que la presencia de sismos en dicha región es menor en relación a las regiones centro y sur, siendo posible que el proceso de subducción se presente en condiciones sismotectónicas diferentes y aún es tema de investigación.
- **Perfil B-B' (Región Centro).** En esta sección (Figura 4.4b) la tendencia de la sismicidad sigue el mismo patrón descrito anteriormente; es decir, la sismicidad se distribuye siguiendo una línea con pendiente de 25° a 30°

de inclinación hasta la profundidad de 150 km; a partir de esta profundidad, la forma de la placa oceánica sería prácticamente horizontal. Asimismo, entre los 150 y 500 km de profundidad hay una ausencia de sismos volviendo estos a aparecer a partir de los 600 km de profundidad y 1000 km de distancia horizontal. Esta característica pondría en evidencia la no continuidad de la placa oceánica en el proceso de subducción a mayores niveles de profundidad.

- **Perfil C-C' (Región Sur).** En esta región, los sismos se distribuyen en profundidad con características diferentes a las otras regiones (Figura 4.4c). Los sismos se alinean de Oeste a Este sobre una recta con pendiente de 30^0 hasta los 300 km de profundidad, siendo continua hasta una distancia horizontal de 720 km. En esta región los sismos profundos se presentan a partir de los 960 km de distancia horizontal y en menor número con relación a la región Central.

De acuerdo a las características de la distribución espacial de los sismos, el borde Oeste de Perú y del continente Sudamericano, es por demás activo y en términos generales, representan un peligro potencial para la población.

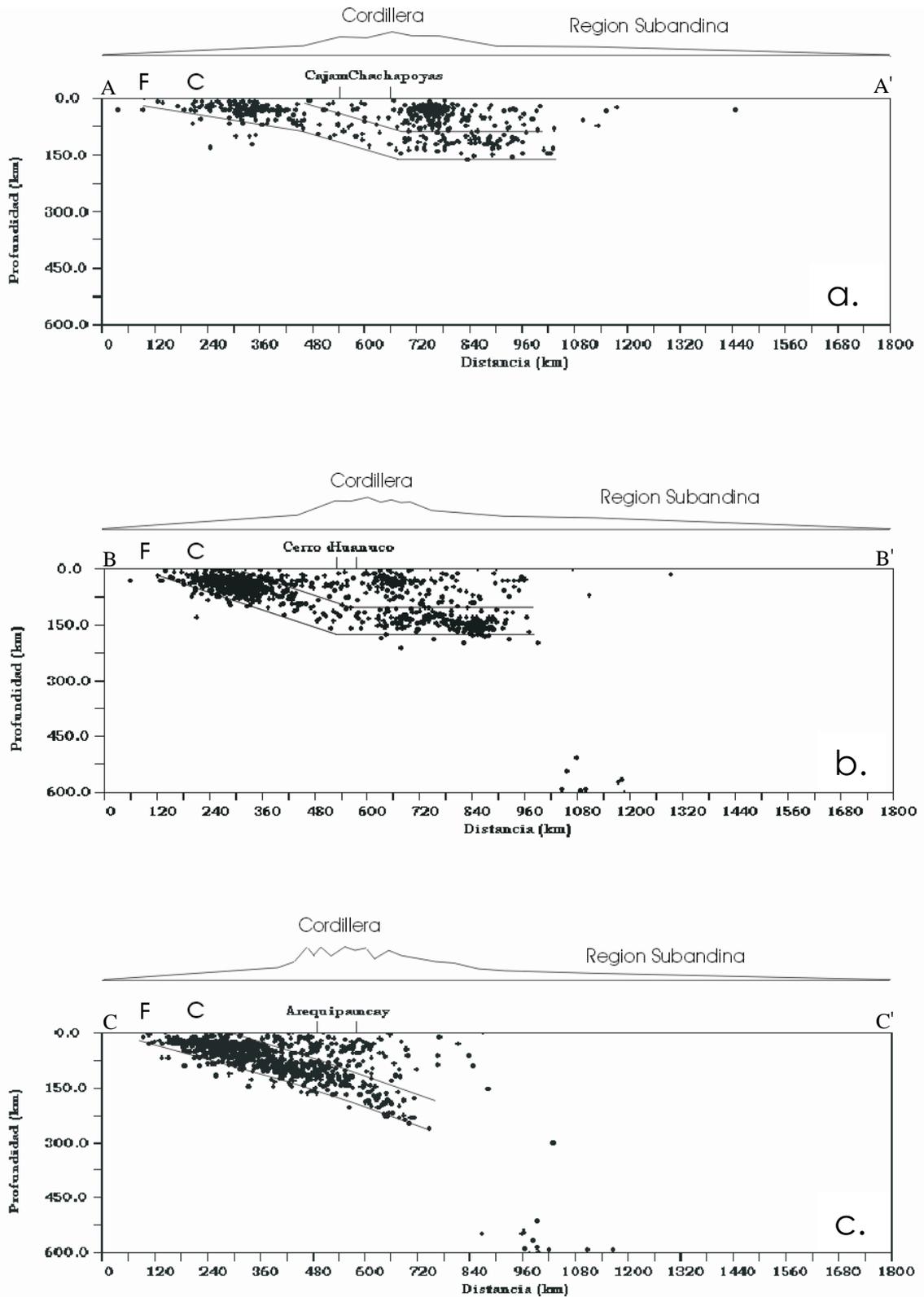


Figura 4.4. Secciones verticales de sismicidad para la Región Norte (A.), Centro (B.) y Sur (C.) de Perú (periodo 1960 – 2005, $M_L \geq 4.5$) para la Figura 3.2. F = Fosa Perú-Chile; C = Línea de Costa. Las líneas indican la tendencia media de la sismicidad para las diferentes regiones.

CAPÍTULO V

LA ZONA DE WADATI- BENIOFF

Los diferentes procesos tectónicos que se han desarrollado en el continente Sudamericano tienen su correspondencia en los cambios de la geometría del proceso de subducción en todo su borde occidental. Dentro de este contexto, la Cordillera de los Andes, situada en la frontera occidental de Perú, es considerada como ejemplo del resultado de estos procesos y cualquier cambio que ella soporte exigirá cambios en la geometría de la zona de Wadati-Benioff (Kausel y Lomnitz, 1968; Jordania et al.; 1983; Lindo, 1993). En Perú, los estudios mas recientes sobre la geometría de la zona de Wadati-Benioff consideran la existencia de una subducción normal en la región sur con la presencia de cadenas volcánicas activas y subhorizontal, en la región norte y centro con ausencia de actividad volcánica (Barazangi y Isacks 1979; Jordania et al. 1983; Cahill y Isacks, 1992; Spence et al. 1999; Tavera y Buforn, 2001; Bernal y Tavera, 2002). En general, los estudios indicados fueron realizados utilizando datos telesísmicos obtenidos del NEIC y recientemente con el catálogo de Engdahl (Engdahl et al. 1997). Se debe considerar que estos catálogos, en promedio, consideran sismos con $M \geq 4.0$; por lo tanto, no permiten tener un mayor conocimiento sobre la geometría de la zona de Wadati-Benioff (ZWB), siendo para ello necesario el uso de datos proporcionados por redes sísmicas locales ($\Delta < 500\text{km}$).

En Perú, los estudios sobre la geometría de la zona de Wadati-Benioff usando información obtenida de redes sísmicas locales solo ha sido realizado para las regiones Sur y Centro, y ellos han permitido que muchos autores propongan modelos

1D y 3D para dichas geometrías (Hasegawa y Sacks, 1981; Grange, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Schneider y Sacks, 1988; Deverchere, 1988; Rodríguez y Tavera, 1991; Lindo et al. 1992). Donde, Hasegawa y Sacks (1981), ver Figura 5.1a.

Por ejemplo, para la región Sur, Hasegawa y Sacks (1981) utilizando datos de una red sísmica local identifica la presencia de importantes fuentes sismogénicas netamente superficiales, así como la forma del proceso de subducción en esta región. El autor postula que el ángulo de subducción es de 30° hasta una profundidad de 400 km, el mismo que disminuye hacia la región Central hasta la profundidad de 100 km.

Así mismo, Schneider y Sacks (1987), utilizando datos de una red sísmica local instalada en la región Sur de Perú examinan el modo de subducción de la placa de Nazca en dicha región. Los autores sostiene que la subducción en la región Sur de Perú se realiza con un ángulo de 25° hasta alcanzar los 250 km de profundidad; mientras que, en la región Central con el mismo ángulo alcanza una profundidad de 100 km, a partir de la cual estos se distribuyen de manera casi horizontal en la región central, tal como lo muestra la Figura 5.1b.

Finalmente, Rodríguez y Tavera (1991) determinaron la geometría de subducción para la región central de Perú utilizando datos obtenidos de cuatro redes sísmicas locales que funcionaron en diversos periodos de tiempo. A partir de sus resultados, los autores concluyen que en la región Central la placa de Nazca subduce con un ángulo promedio de 30° hasta una profundidad de 107 km para luego desplazarse de manera casi horizontal hasta los 650 km de distancia desde la fosa. Hacia la región Sur, el ángulo de subducción se mantendría en 30° y la placa de Nazca se contorsionaría para pasar de un modo de subducción subhorizontal a otro normal (Figura 5.1c).

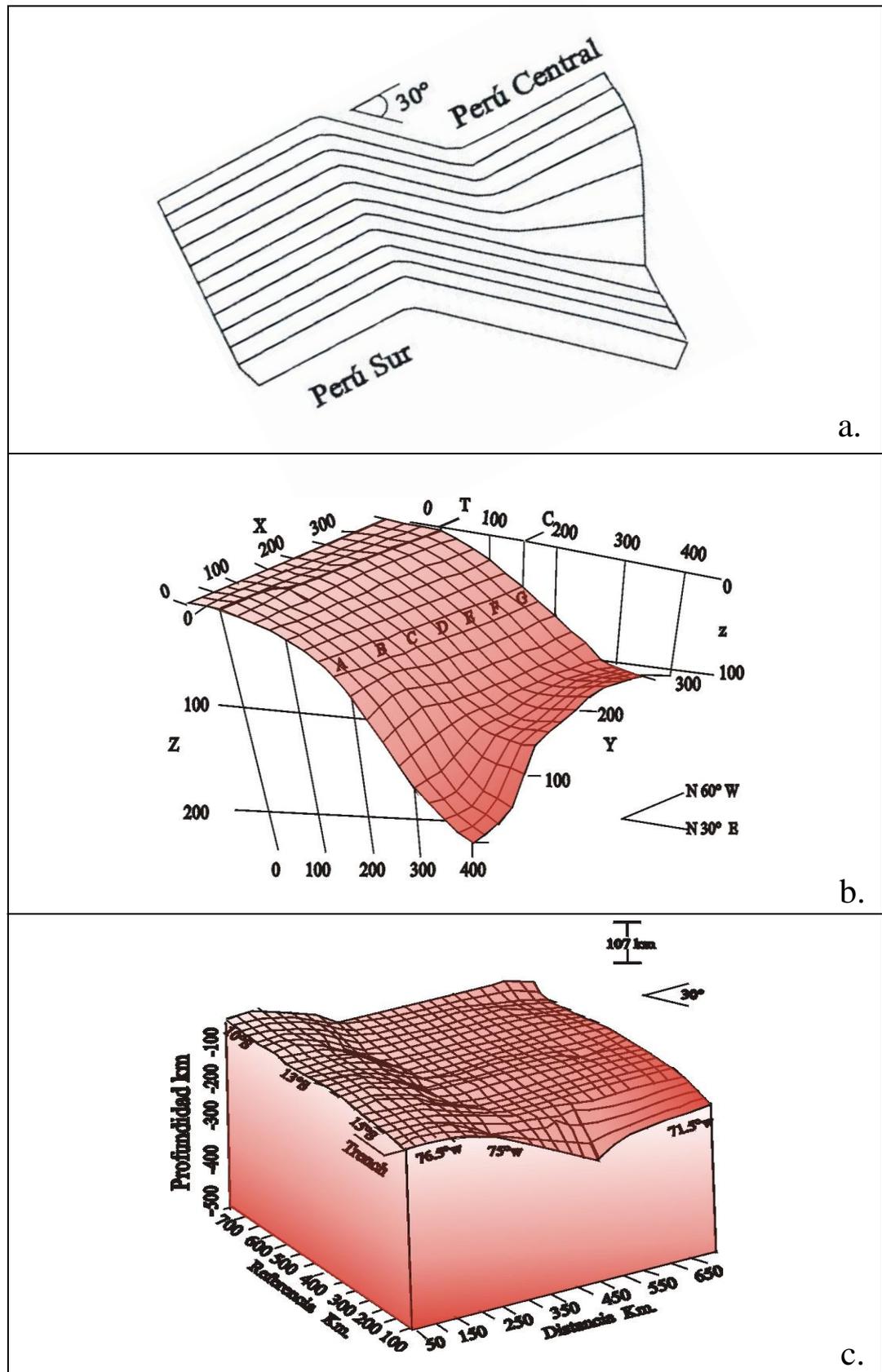


Figura 5.1. Diferentes geometrías obtenidas para el proceso de subducción en las regiones Centro y Sur de Perú. (a): Geometría propuesta por Hasegawa y Sacks (1981) para la región Sur. (b): Geometría propuesta por Scheider y Sacks (1987) para la región Sur. (c): Geometría propuesta por Rodríguez y Tavera (1991) para la región Centro.

En el caso de la región Norte de Perú, no existen estudios en detalle que muestren la geometría de zona de Wadati-Benioff utilizando datos locales y en la actualidad, los mejores resultados son los obtenidos con datos telesísmicos que proponen geometrías de similares características que el propuesto para la zona Central de Perú. Por ejemplo, en la Figura 5.2 se presenta el mapa de sismicidad para la región Norte de Perú con datos obtenidos del catálogo de Engdahl (1964-1990, $M \geq 4.5$) y del Instituto Geofísico del Perú (2000-2003, $M \geq 4.5$). En dicho mapa los sismos superficiales (≤ 60 km) son representados por círculos negros y los sismos intermedios (61 – 350 km) por círculos blancos. En general se observa que los sismos superficiales están distribuidos entre la fosa y la línea de costa, formando tres agrupaciones separadas por áreas claras con ausencia de sismicidad. Dentro del continente, al Norte de la localidad de Moyobamba (zona Subandina), los sismos superficiales se agrupan sobre algunas trazas de fallas como las de Rioja-Moyobamba; mientras que, en la zona central en donde se ubica la Cordillera Andina, se puede observar la ausencia total de sismicidad superficial. Los sismos intermedios se encuentran distribuidos principalmente dentro del continente, al Norte y Oeste de la localidad de Moyobamba, y tal como se dijo anteriormente, existe ausencia total de sismos intermedios por debajo de la Cordillera Andina.

En una sección vertical (AB) con orientación N70⁰E, presentada en la Figura 5.3, paralela a la dirección de convergencia de las placas, se observa que los sismos se distribuyen en profundidad formando tres grupos: el primero se encuentra entre la fosa y la línea de costa y estaría asociado al proceso de convergencia de la placa oceánica por debajo de la placa continental con una inclinación de 20⁰ grados hasta alcanzar una profundidad aparente de 100 km. El segundo grupo de sismos asociado a la deformación interna de la placa oceánica por debajo de la Cordillera Andina se encuentra a la distancia de 550 km hasta los 700 km siguiendo una tendencia subhorizontal con focos ubicados a una profundidad de 120 km. A distancias comprendidas entre los 200 y 550 km de distancia horizontal, existiría ausencia de sismicidad para sismos con magnitudes mayores a 4.5 M_L .

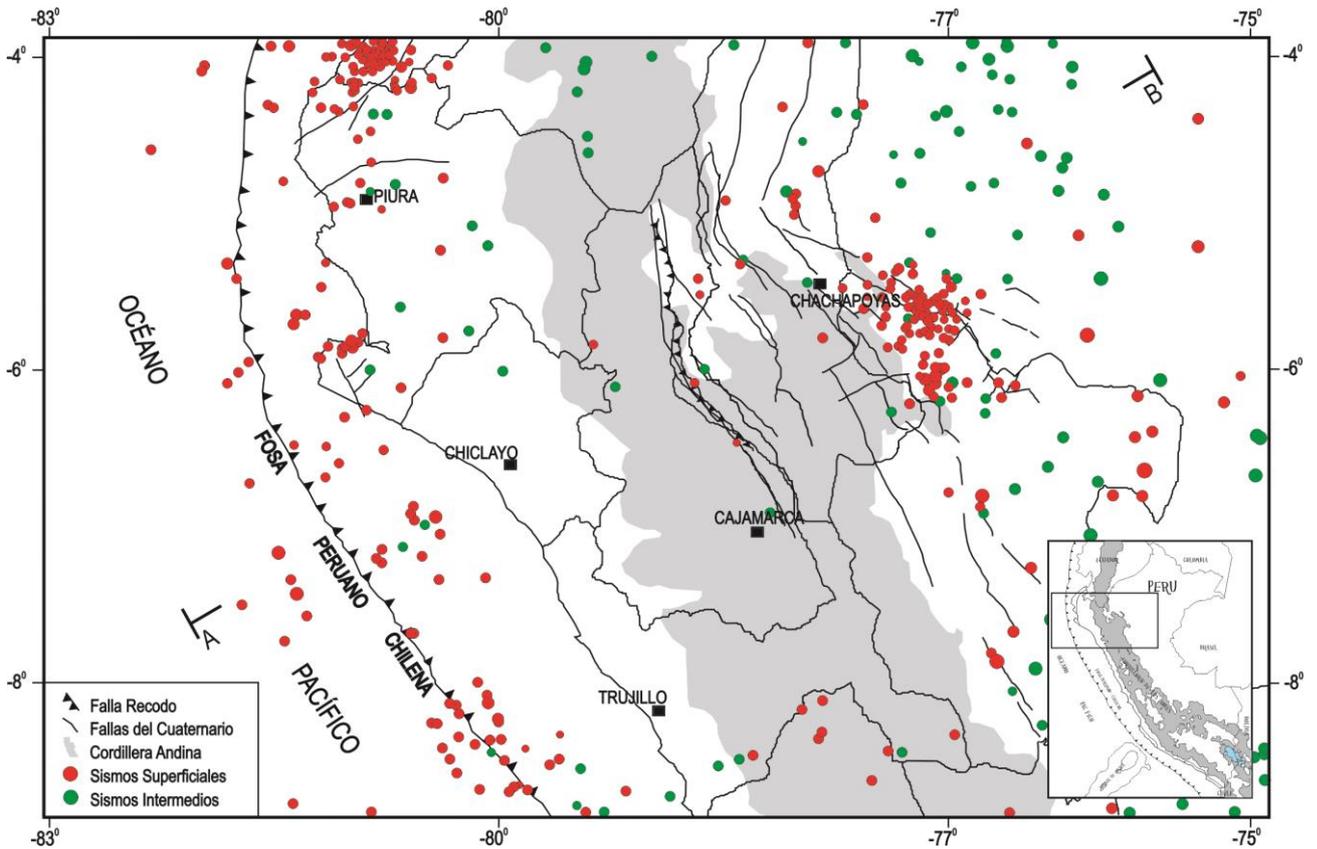


Figura 5.2. Mapa de sismicidad para la región Norte de Perú (1964-1990) elaborado con datos obtenidos del catalogo de Engdahl et al y del IGP. Los círculos en rojo representan a sismos superficiales, los círculos en verde representan a sismos intermedios.

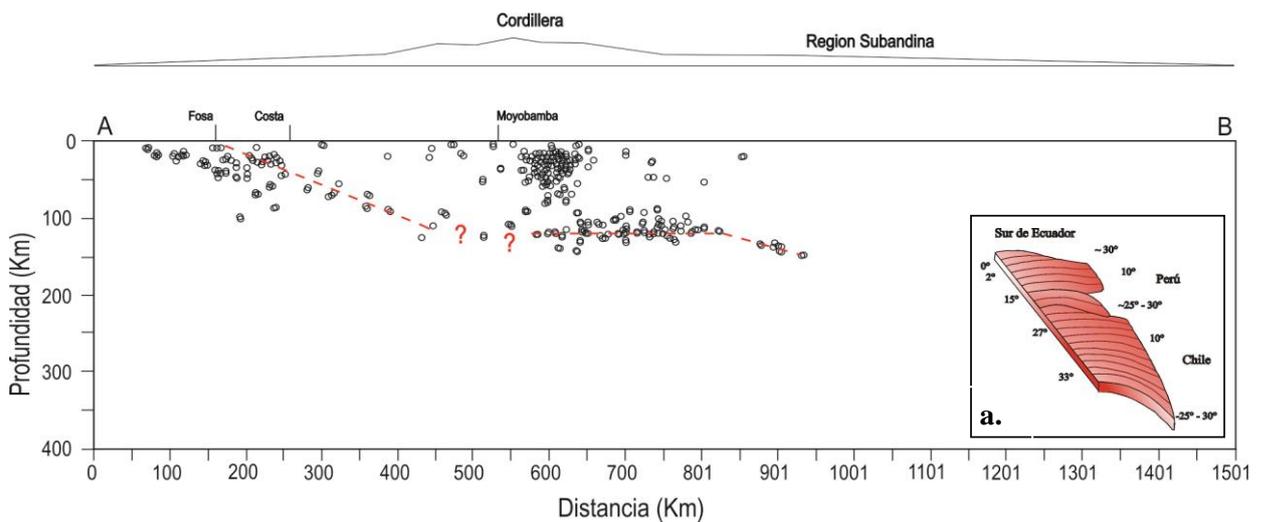


Figura 5.3. Sección vertical para la región noroeste de Perú con datos obtenidos del catalogo de Engdahl et al (1964-1990) y del IGP según la dirección A-B indicada en la Figura 6.1. (a) Geometría propuesta por Barasangi y Isacks et al. (1976-1979) para la zona norte centro del Perú

El tercer grupo considera los sismos ocurridos dentro del continente con focos superficiales, específicamente al Norte de la localidad de Moyobamba (zona Subandina), con profundidades menores a 60 km y que se agruparían sobre algunas trazas de fallas como las de Rioja-Moyobamba.

La limitada información existente para la región Norte de Perú, no ha permitido conocer en detalle las características de su sismicidad superficial e intermedia, ni definir correctamente la geometría de la zona de Wadati-Benioff, siendo la propuesta por Barazangi y Isacks et al (1976) la única conocida al a fecha. A fin de obtener una base de datos sísmica que permita definir de manera correcta la geometría de la zona de Wadati-Benioff, es necesario disponer de datos de una red sísmica local.

5.1. La Red Sísmica Local

En la región norte de Perú, el Instituto Geofísico de Perú (IGP) mantenía operativa entre 1990 y 2001 una red sísmica radiotelemétrica compuesta de 8 estaciones sísmicas instaladas con la finalidad de monitorear la actividad microsísmica asociada a deformaciones superficiales que pudieran afectar el proyecto Olmos-Tinajones y Complejo Hidroeléctrico Carhuaquero. Estas estaciones son: Portachuelo (PCH), Puntería (SPU), Malpaso (MPA), Pomahuaca (PMA), Maychil (MCH), Montañita (MTA), Porcuya (PCU) y Huarmaca (HCA), tres de ellas ubicadas por debajo de los 700 m. s. n. m. y las 5 restantes sobre los 1000 m. s. n. m.; todas equipadas con sismómetros de periodo corto (SP) del tipo Kinematics, modelo SS-1 y registro en formato analógico y desde el año 1996 en formato digital. La distribución de dichas estaciones es presentada en la Figura 5.4, y en la Tabla 5.1 sus características de operación (código nacional, coordenadas geográficas).

Tabla 5.1. Relación de estaciones sísmicas que constituyen la red sísmica local de la región Norte de Perú y que fueron utilizadas en el presente estudio.

Estación	Cod. Nacional	Latitud °S	Longitud °O
Est. Punteria	SPU	-6.915	-79.659
Huarmaca	HCA	-5.585	-79.486
Maichil	MCH	-6.519	-79.186
Mal Paso	MPA	-6.663	-79.443
Montañita	MTA	-6.849	-79.136
Pomahuaca	PMA	-5.922	-79.196
Porcuya	PCU	-5.862	-79.487
Portachuelo	PCH	-6.009	-79.685

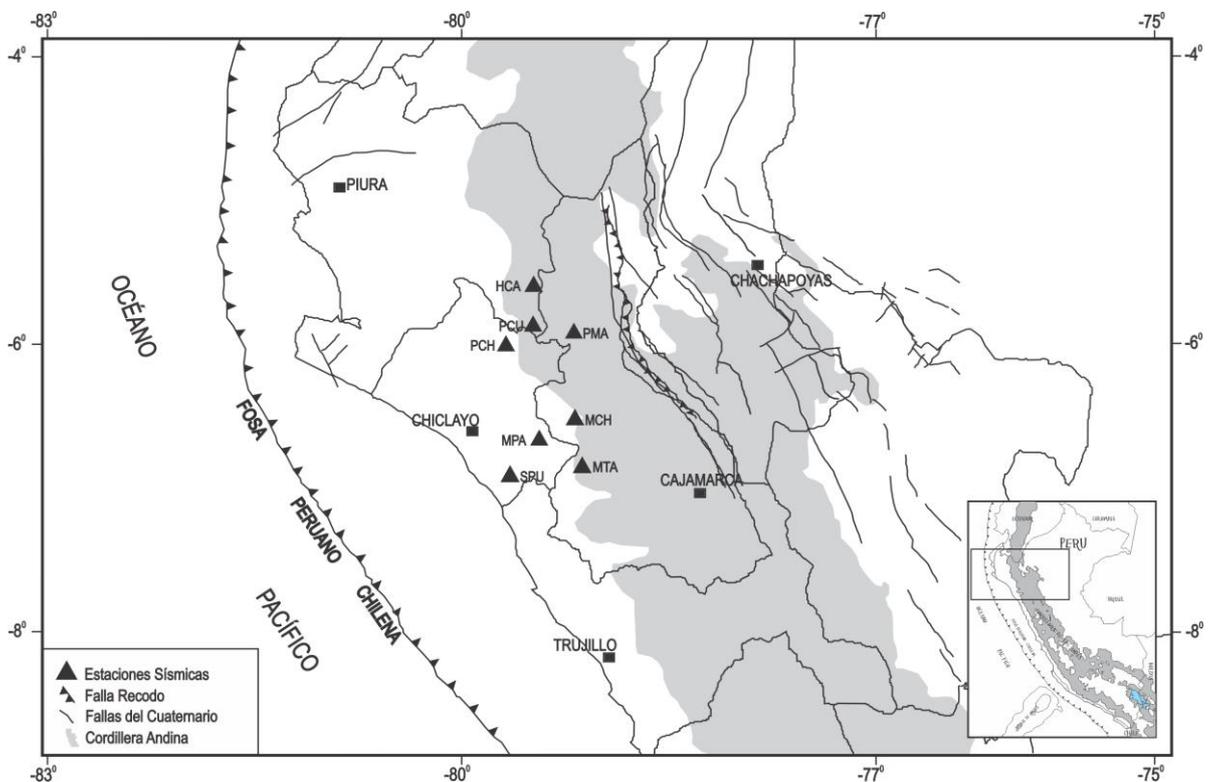


Figura 5.4. Mapa de distribución de las estaciones sísmicas para la región Norte de Perú. Los triángulos en negro representan a las estaciones sísmicas.

5.2. Adquisición y Calidad de Datos

Para el presente estudio se ha considerado un periodo de registro de la red sísmica del norte de Perú de seis años (1996-2001), esto debido a que durante este periodo se encontraron en funcionamiento la totalidad de estaciones sísmicas (8 estaciones). Para la selección de los eventos sísmicos locales, en una

primera etapa se descartó aquellos que presentaban diferencia entre el tiempo de llegada de las ondas S menos el tiempo de llegada de las ondas P ($T_s - T_p$) mayores a 40 segundos, de este modo se eliminaron sismos que hayan ocurrido a distancias mayores a 250 km. Finalmente, se llegó a construir una base de datos compuesta por 2014 sismos y para los cuales, se leyeron los tiempos de llegada de las ondas P y S a cada una de las estaciones sísmicas, la polaridad de la onda P y la duración total del registro del sismo. Las primeras lecturas se realizaron para obtener los parámetros hipocentrales, la segunda para construir los mecanismos focales y la tercera para estimar la magnitud de los sismos.

Los eventos sísmicos cuyos tiempos de arribo de las ondas P y S presentaban márgenes de error de 0.1 segundos, fueron considerados como eventos de Tipo A; mientras que, aquellos eventos con un margen mayor de error debido a que presentaban registros con ruido y/o saturados, fueron considerados como eventos de Tipo B. Por ejemplo, en la Figura 5.5a se presenta el registro de un sismo de Tipo A ocurrido el 25 de Febrero de 1997 a las 22h 59m (GMT) y registrado por cinco de las estaciones sísmicas que integran la red y en este caso, los tiempos de llegada de las ondas P y S fueron correctamente identificados (líneas verticales en blanco), así como la duración del sismo. En la Figura 5.5b, se muestra la señal sísmica en la estación de Porcuya (PCU), y en ella se observa claramente la polaridad de la onda P (dilatación) y el arribo de las ondas P y S. El uso de este tipo de información permitió considerar en el cálculo epicentral valores para los RMC menores a 0.2 segundos y errores en la horizontal (ERH) y vertical (ERZ) menores a 3 km.

Del mismo modo, se presentaron casos en los cuales debido a la presencia de ruido de fondo o saturación de la señal sísmica, fue difícil poder leer con exactitud el tiempo de arribo de la onda S, siendo estos sismos, menos del 2% del total de los datos (eventos del Tipo B). La Figura 5.6a presenta el registro del sismo ocurrido el 23 de Julio de 1997 a las 0h 27m (GMT) y registrado por cuatro de las estaciones sísmicas que integran la red sísmica local. En dicha figura se puede observar las marcas para los arribos de la onda P y S respectivamente (líneas verticales en blanco), así como para la duración del sismo. En la Figura 5.6b, se amplía la señal sísmica del sismo registrado por la

estación de Maichil (MCH), obsérvese que la señal sísmica presenta ruido de fondo, lo cual dificulta la identificación del arribo tanto de la onda P como de la onda S, motivo por el cual, muchas veces no son usados en el cálculo hipocentral final.

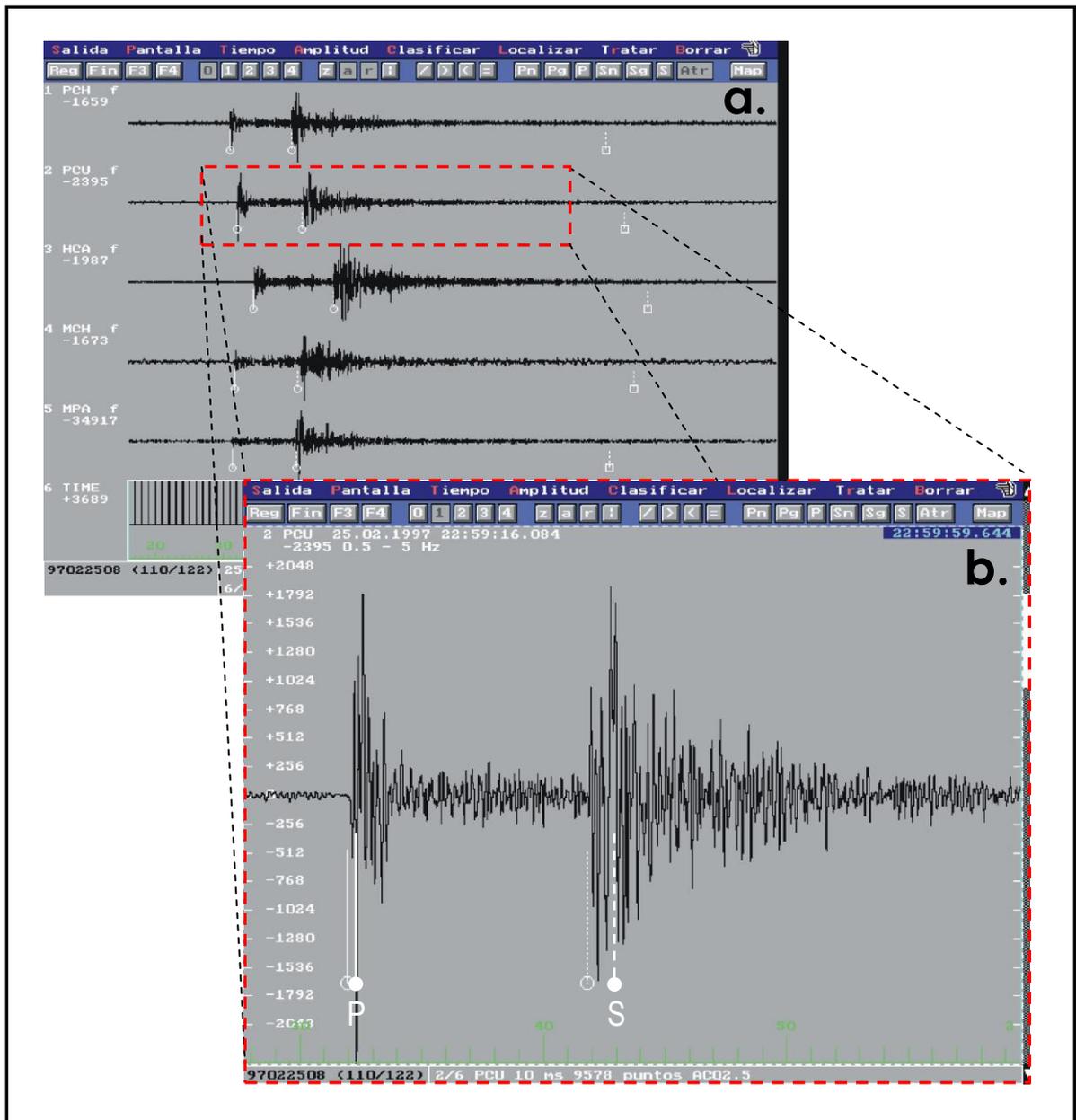


Figura 5.5. Ejemplo del registro de un sismo Tipo A. (a) Sismo ocurrido el 25 de Febrero de 1997 a las 22h 59m (GMT) y registrado por estaciones de la red sísmica local del Norte de Perú. (b) Sismo registrado en la estación de Porcuya (PCU). Las líneas blancas indican el arribo de la onda P y S respectivamente, así como la duración del sismo.

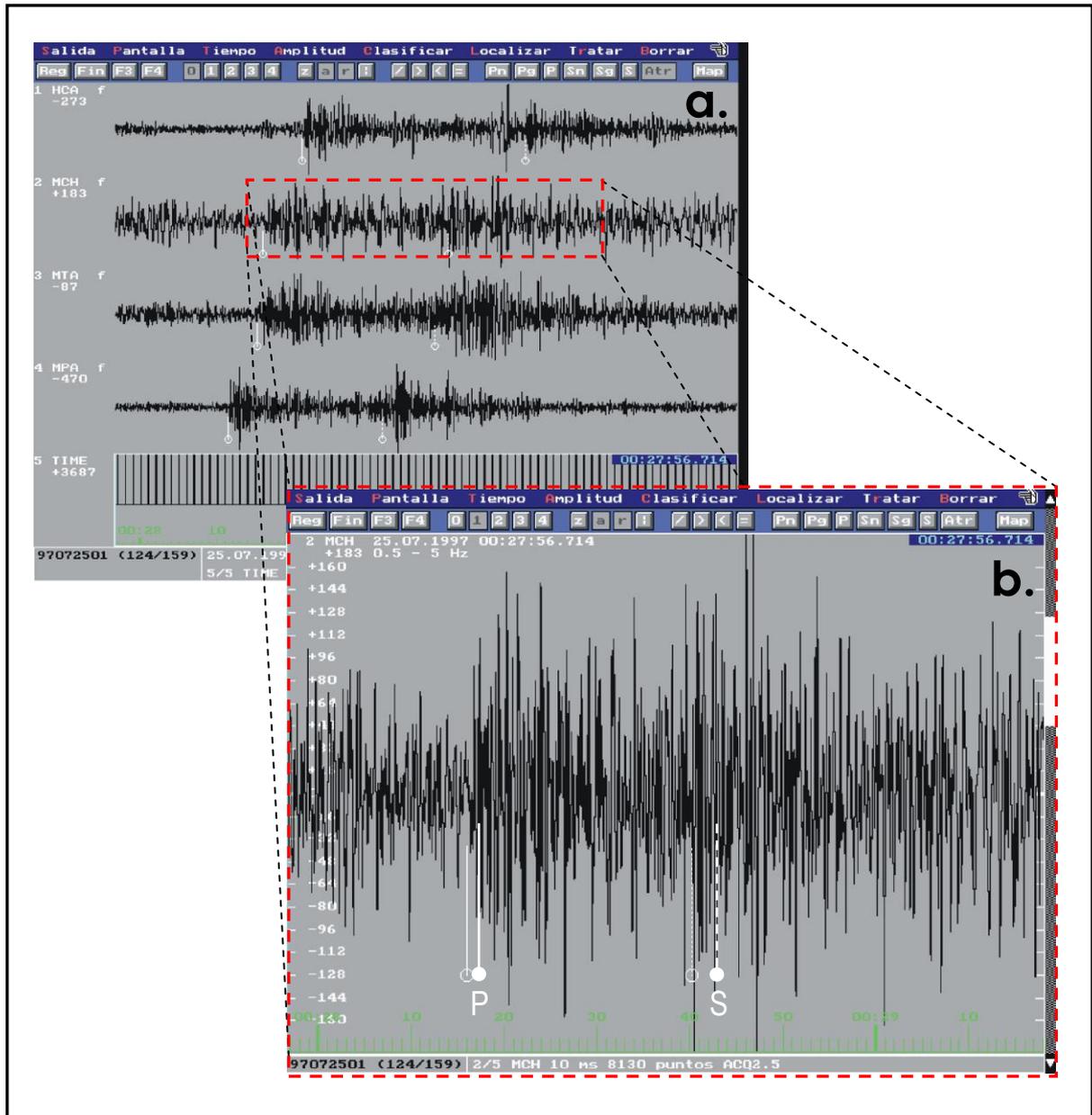


Figura 5.6. Ejemplo del registro de un sismo Tipo B. (a) Sismo ocurrido el 23 de Julio de 1997 a las 0h 27m (GMT) y registrado por estaciones de la red sísmica local del Norte de Perú. (b) Sismo registrado en la estación de Maichil (MCH). Las líneas blancas indican el tiempo de arribo posible para las ondas P y S respectivamente, así como la duración del sismo.

5.3. Modelos de Velocidad

En Perú no existen modelos de velocidad reales que permitan conocer la distribución de la velocidad de las ondas en el interior de la corteza a nivel local, de ahí que frecuentemente se opta por evaluar modelos regionales a fin de seleccionar aquel que resuelva mejor los parámetros hipocentrales de los sismos y por lo tanto, presente errores mínimos en la estimación de estos parámetros.

Tabla 5.2. Modelos de velocidad evaluados y utilizados en el presente estudio. Donde VP es la velocidad de la onda P y Prof. es la profundidad del nivel inferior de la capa

MODELO 1 (M1)		MODELO 2 (M2)		MODELO 3 (M3)	
James (1971)		Grange (1984)		Dorbath (1991)	
Vp (km/sg)	Prof. (km)	Vp (km/sg)	Prof. (km)	Vp (km/sg)	Prof. (km)
5.5	0.0	5.5	0.0	5.2	0.0
6.0	5.0	6.0	5.0	6.2	15.0
6.6	25.0	6.8	30.0	6.8	30.0
7.9	60.0	8.0	50.0	8.0	50.0
8.0	100.0				

Para la región Norte se ha procedido a evaluar tres diferentes modelos de velocidad, que han sido utilizados en otros estudios realizados en Perú y en áreas con características similares a la región de interés (Tabla 5.2). El modelo propuesto por James (1971), fue utilizado para estudios de microsismicidad en la región central de Perú. Este modelo fue determinado a partir de las características físicas de la dispersión de las ondas Rayleigh y. El modelo propuesto por Grange (1983), obtenido a partir de estudios de tomografía sísmica, fue aplicado en el estudio de la sismicidad registrada por una red local en la región Sur de Perú, y finalmente, el modelo propuesto por Dorbath et al. (1991), el cual realiza algunas modificaciones al modelo de Grange (1983) a fin de dar mayor peso a las capas superficiales, fue utilizado para el estudio de las sismicidad de la región del Huaytapallana, Huancayo (región central de Perú) presentes en la cuenca del Mantaro de la región central de Perú. Para tal fin, el autor incrementa el espesor de la primera capa en 15 km e incrementa la velocidad de la primera capa a 6.2 km/s, mayor a lo propuesto por Grange (1983). Posteriormente, estos modelos han venido siendo usados con notable

éxito en otros estudios regionales realizados en Perú (Antayhua 2002; Villegas, 2009).

Del total de los datos analizados (2014 sismos), se ha seleccionado un número de 50 sismos al azar, para evaluar a los modelos de velocidad antes indicados (ver Tabla 5.2). Los resultados obtenidos son presentados en la Tabla 6.3, y en ella se observa que los errores en la horizontal (er_h) son de 1.0 km en promedio para los tres modelos, salvo para los sismos número 1 y 27, donde los errores son del orden de las centésimas de kilómetros para los tres modelos. En el caso de la profundidad, los resultados obtenidos con cada modelo son muy variables y muestran diferencias considerables, tal es el caso de los sismos 17, 23, 37 y 48, donde la diferencia en profundidad varía en el orden de los 18 km.

En general, los resultados mostrados en la Tabla 5.3 sugieren que los parámetros hipocentrales obtenidos con el modelo 3 presentan menores errores (valores en negro y cursiva); por lo tanto, se ha optado por utilizar este modelo para el cálculo hipocentral del total de los sismos que constituyen la base de datos a utilizarse en este estudio. Este mismo modelo fue utilizado anteriormente por Lindo (1993) para realizar estudios sobre la sismicidad en la región centro del Perú, similares al estudio a realizarse en la región Norte.

Tabla 5.3. Tabla donde se compara los resultados obtenidos para 50 sismos elegidos al azar utilizando los 3 modelos de velocidad de la Tabla 5.2. Nro=número de sismos; Prof=profundidad en Km; ML=Magnitud; rmc=raíz media cuadrática; erh y erz=error en la componente horizontal y vertical en km; M=modelo de velocidad.

Nro.	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof (km)	erh (km)	erz (km)	ML	rmc	M
1	01/04/2000	7:12:50.85	-6.213	-80.533	16.2	1.20	1.80	3.0	0.2	M 3
	01/04/2000	7:12:50.83	-6.215	-80.538	15.2	1.23	1.81	3.0	0.2	M 2
	01/04/2000	7:12:50.86	-6.216	-80.537	15.0	1.25	1.83	3.0	0.2	M 1
2	02/04/2000	0: 0: 0.35	-7.475	-79.348	69.7	1.40	1.90	3.3	0.1	
	02/04/2000	0: 0: 0.35	-7.474	-79.347	69.6	1.41	1.87	3.3	0.1	
	02/04/2000	0: 0: 0.35	-7.473	-79.346	69.9	2.01	1.95	3.3	0.1	
3	05/04/2000	15:58:34.26	-8.013	-79.781	30.8	2.70	1.40	3.4	0.2	
	05/04/2000	15:58:34.30	-8.015	-79.783	30.9	2.72	1.42	3.4	0.2	
	05/04/2000	15:58:34.30	-8.017	-79.785	30.7	2.95	2.06	3.4	0.2	
4	05/04/2000	19:56: 8.41	-5.760	-78.788	23.3	2.00	2.00	2.7	0.2	
	05/04/2000	19:56: 8.39	-5.765	-78.789	24.0	2.01	2.05	2.7	0.2	
	05/04/2000	19:56: 8.39	-5.767	-78.792	25.2	3.50	2.99	2.7	0.2	
5	10/04/2000	21:36:14.43	-6.120	-79.958	50.1	1.40	1.90	3.0	0.2	
	10/04/2000	21:36:14.42	-6.120	-79.958	50.2	1.44	1.91	3.0	0.1	
	10/04/2000	21:36:14.44	-6.125	-79.960	51.0	2.05	2.20	3.0	0.1	
6	11/04/2000	23:57:36.24	-8.211	-79.999	19.8	2.40	1.60	3.2	0.1	
	11/04/2000	23:57:36.24	-8.212	-79.998	19.9	2.48	2.90	3.2	0.1	
	11/04/2000	23:57:36.26	-8.215	-79.999	20.1	3.26	1.65	3.2	0.1	
7	17/04/2000	23:53:23.27	-7.181	-79.776	56.7	2.70	2.10	2.5	0.1	
	17/04/2000	23:53:23.26	-7.180	-79.778	56.9	2.72	2.11	2.5	0.1	
	17/04/2000	23:53:23.26	-7.181	-79.779	57.0	3.23	3.00	2.5	0.1	
8	20/04/2000	10:56: 2.48	-6.606	-80.329	44.8	1.60	0.70	3.1	0.2	
	20/04/2000	10:56: 2.47	-6.605	-80.328	44.9	1.60	0.73	3.1	0.2	
	20/04/2000	10:56: 2.48	-6.606	-80.329	45.6	2.22	1.20	3.1	0.2	
9	21/04/2000	23:54:34.52	-6.770	-78.247	18.4	1.40	1.80	3.1	0.2	
	21/04/2000	23:54:34.50	-6.770	-78.246	18.5	1.65	2.51	3.1	0.1	
	21/04/2000	23:54:34.51	-6.769	-78.245	18.9	1.44	1.85	3.1	0.1	
10	26/04/2000	3:14: 6.46	-6.435	-79.659	72.7	1.90	2.00	2.7	0.1	
	26/04/2000	3:14: 6.45	-6.434	-79.658	73.0	1.91	2.25	2.7	0.2	
	26/04/2000	3:14: 6.46	-6.433	-79.656	72.9	2.36	2.02	2.7	0.2	
11	28/04/2000	9: 8:39.44	-6.408	-79.773	66.7	1.60	1.80	2.6	0.1	
	28/04/2000	9: 8:39.44	-6.407	-79.772	66.8	2.30	1.81	2.6	0.1	
	28/04/2000	9: 8:39.45	-6.401	-79.772	70.5	1.63	2.55	2.6	0.1	
12	30/04/2000	7:21:22.12	-6.559	-79.486	67.4	2.30	1.50	2.9	0.2	
	30/04/2000	7:21:22.13	-6.558	-79.485	67.5	2.30	2.65	2.9	0.2	
	30/04/2000	7:21:22.14	-6.557	-79.488	66.6	3.52	1.50	2.9	0.2	
13	04/04/2001	20:53:45.35	-5.735	-78.853	28.7	2.20	1.30	2.8	0.1	
	04/04/2001	20:53:45.35	-5.734	-78.852	30.2	3.00	1.33	2.8	0.1	
	04/04/2001	20:53:45.34	-5.734	-78.851	28.5	2.30	1.99	2.8	0.1	
14	17/04/1997	7:49:28.63	-6.032	-80.567	40.1	2.20	2.10	3.6	0.1	
	17/04/1997	7:49:28.63	-6.032	-80.568	40.5	2.21	3.88	3.6	0.1	
	17/04/1997	7:49:28.61	-6.031	-80.567	41.2	3.00	2.10	3.6	0.1	
15	02/04/1997	5: 2: 9.95	-6.057	-79.384	74.6	2.70	2.70	2.7	0.2	
	02/04/1997	5: 2: 9.95	-6.057	-79.384	74.6	2.70	3.84	2.7	0.2	
	02/04/1997	5: 2: 9.95	-6.055	-79.389	74.6	3.26	2.71	2.7	0.2	
16	02/04/1997	5:34: 4.06	-5.498	-78.717	20.4	1.50	2.40	3.2	0.1	
	02/04/1997	5:34: 4.05	-5.497	-78.716	20.4	2.65	2.45	3.2	0.1	
	02/04/1997	5:34: 4.06	-5.485	-78.765	25.2	1.52	3.11	3.2	0.1	
17	03/04/1997	17: 9: 6.66	-6.200	-79.212	94.4	2.50	1.50	3.4	0.1	
	03/04/1997	17: 9: 6.65	-6.199	-79.265	120.2	3.52	2.31	3.4	0.1	
	03/04/1997	17: 9: 6.65	-6.200	-79.212	154.2	4.52	4.21	3.4	0.1	

///...

Nro.	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof (km)	erh (km)	erz (km)	ML	rnc	M
18	09/04/1997	19: 4:13.46	-6.113	-79.647	66.2	2.90	1.70	2.6	0.1	M 3
	09/04/1997	19: 4:13.46	-6.200	-79.646	68.3	2.95	2.00	2.6	0.1	M 2
	09/04/1997	19: 4:13.48	-6.113	-79.625	69.0	3.41	1.71	2.6	0.1	M 1
19	12/04/1997	20:51:19.38	-5.908	-79.948	65.4	2.60	1.50	2.7	0.2	
	12/04/1997	20:51:19.38	-5.907	-79.952	60.0	3.32	1.54	2.7	0.2	
	12/04/1997	20:51:19.39	-5.909	-79.933	65.3	2.60	2.65	2.7	0.2	
20	24/04/1997	22:19:32.77	-5.532	-80.292	49.0	1.90	1.10	3.5	0.2	
	24/04/1997	22:19:32.78	-5.531	-80.291	49.1	1.90	2.88	3.5	0.2	
	24/04/1997	22:19:32.77	-5.535	-80.290	52.0	2.65	1.55	3.5	0.2	
21	25/04/1997	0: 7:13.69	-5.633	-79.856	87.4	2.60	1.00	3.4	0.1	
	25/04/1997	0: 7:13.69	-5.633	-79.855	87.4	2.69	1.50	3.4	0.1	
	25/04/1997	0: 7:13.70	-5.625	-79.845	90.3	3.00	2.01	3.4	0.1	
22	25/04/1997	5:24:54.21	-5.758	-80.062	46.6	2.30	1.00	3.5	0.2	
	25/04/1997	5:24:54.22	-5.758	-80.059	47.5	2.55	1.55	3.5	0.2	
	25/04/1997	5:24:54.23	-5.756	-80.061	49.5	3.08	2.62	3.5	0.2	
23	25/04/1997	20: 7:32.20	-6.554	-80.289	43.3	1.40	0.80	3.1	0.1	
	25/04/1997	20: 7:32.20	-6.553	-80.288	55.9	1.58	1.98	3.1	0.1	
	25/04/1997	20: 7:32.20	-6.555	-80.275	75.4	3.56	3.56	3.1	0.1	
24	26/04/1997	16:33: 3.81	-6.331	-79.590	63.7	2.50	1.70	2.7	0.2	
	26/04/1997	16:33: 3.82	-6.325	-79.589	63.9	2.50	2.50	2.7	0.2	
	26/04/1997	16:33: 3.81	-6.330	-79.595	70.2	3.95	1.75	2.7	0.2	
25	28/04/1997	21:53:16.35	-6.470	-79.141	92.4	2.90	1.70	2.7	0.1	
	28/04/1997	21:53:16.35	-6.470	-79.140	95.4	3.00	1.71	2.7	0.1	
	28/04/1997	21:53:16.34	-6.475	-79.135	99.4	3.52	2.51	2.7	0.1	
26	07/08/2000	2: 7:42.68	-6.413	-79.550	74.7	2.70	1.70	2.9	0.1	
	07/08/2000	2: 7:42.67	-6.415	-79.549	80.0	3.02	1.95	2.9	0.2	
	07/08/2000	2: 7:42.67	-6.415	-79.555	74.9	2.75	1.85	2.9	0.2	
27	09/08/2000	1:40:50.02	-6.881	-79.524	61.0	1.90	1.40	2.2	0.1	
	09/08/2000	1:40:50.02	-6.882	-79.523	62.5	1.96	1.45	2.2	0.1	
	09/08/2000	1:40:50.02	-6.890	-79.530	70.0	1.91	1.47	2.2	0.1	
28	15/08/2000	0:57:53.96	-6.809	-79.624	60.6	2.30	1.70	2.3	0.2	
	15/08/2000	0:57:53.97	-6.810	-79.623	62.5	2.65	1.95	2.3	0.2	
	15/08/2000	0:57:53.97	-6.810	-79.623	65.9	3.52	1.85	2.3	0.2	
29	28/08/2001	19:54:47.05	-5.690	-78.967	28.8	2.10	1.20	3.1	0.2	
	28/08/2001	19:54:47.06	-5.689	-78.971	30.0	2.36	1.33	3.1	0.2	
	28/08/2001	19:54:47.07	-5.695	-78.966	28.8	2.55	2.01	3.1	0.2	
30	02/08/1996	18:10: 4.71	-5.981	-80.588	20.7	1.40	1.60	3.1	0.2	
	02/08/1996	18:10: 4.70	-5.980	-80.587	20.7	1.95	1.98	3.1	0.2	
	02/08/1996	18:10: 4.70	-5.987	-80.589	21.2	2.01	1.75	3.1	0.2	
31	08/08/1996	20:19:30.32	-6.088	-79.826	61.3	1.50	1.40	2.7	0.1	
	08/08/1996	20:19:30.31	-6.090	-79.833	65.0	2.03	1.88	2.7	0.1	
	08/08/1996	20:19:30.32	-6.087	-79.826	61.4	2.55	2.00	2.7	0.1	
32	12/08/1996	19:55: 3.10	-6.999	-79.508	63.2	2.10	1.20	2.9	0.1	
	12/08/1996	19:55: 3.11	-6.999	-79.507	65.4	2.99	1.44	2.9	0.1	
	12/08/1996	19:55: 3.12	-7.000	-79.510	69.5	2.54	1.99	2.9	0.1	
33	15/08/1996	9:10:26.53	-6.449	-79.248	83.0	1.50	1.50	3.0	0.1	
	15/08/1996	9:10:26.53	-6.450	-79.238	85.5	1.98	1.95	3.0	0.1	
	15/08/1996	9:10:26.54	-6.448	-79.244	84.1	2.65	2.00	3.0	0.1	
34	16/08/1996	12:57:38.82	-5.717	-80.027	67.4	1.40	1.50	3.0	0.1	
	16/08/1996	12:57:38.80	-5.711	-80.026	68.8	1.65	1.85	3.0	0.1	
	16/08/1996	12:57:38.81	-5.715	-80.030	72.5	1.88	2.00	3.0	0.1	

///...

Nro.	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof (km)	erh (km)	erz (km)	ML	rnc	M
35	25/08/1996	13:52:14.44	-5.670	-79.587	77.2	2.10	1.70	2.8	0.2	M 3
	25/08/1996	13:52:14.43	-5.675	-79.590	79.2	2.55	1.85	2.8	0.2	M 2
	25/08/1996	13:52:14.43	-5.673	-79.586	77.3	2.68	2.11	2.8	0.2	M 1
36	25/08/1996	17:41:27.92	-7.288	-80.771	32.3	2.00	1.30	3.8	0.2	
	25/08/1996	17:41:27.93	-7.287	-80.770	32.4	2.53	1.45	3.8	0.2	
	25/08/1996	17:41:27.94	-7.281	-80.769	35.4	2.48	1.65	3.8	0.2	
37	25/08/1996	18:38:26.01	-7.139	-80.673	15.2	1.60	1.10	3.8	0.2	
	25/08/1996	18:38:26.01	-7.149	-80.660	25.6	3.56	3.00	3.8	0.2	
	25/08/1996	18:38:26.00	-7.152	-80.652	38.9	4.56	5.23	3.8	0.2	
38	29/08/1996	10:43:31.77	-6.022	-79.736	62.2	1.60	1.30	2.6	0.2	
	29/08/1996	10:43:31.78	-6.029	-79.740	64.9	1.75	1.31	2.6	0.2	
	29/08/1996	10:43:31.79	-6.024	-79.735	70.5	2.55	1.31	2.6	0.2	
39	31/08/1996	0:52:34.58	-5.847	-80.550	19.8	2.40	1.50	2.9	0.2	
	31/08/1996	0:52:34.57	-5.850	-80.548	21.5	2.98	1.99	2.9	0.2	
	31/08/1996	0:52:34.57	-5.849	-80.551	20.4	2.75	1.87	2.9	0.2	
40	02/08/1997	11:57:11.50	-6.188	-80.525	38.6	1.60	0.80	3.5	0.1	
	02/08/1997	11:57:11.50	-6.187	-80.524	38.9	1.65	0.85	3.5	0.1	
	02/08/1997	11:57:11.51	-6.190	-80.522	42.3	2.52	1.23	3.5	0.1	
41	02/08/1997	17:58:45.14	-7.021	-79.610	68.6	2.40	2.20	2.6	0.1	
	02/08/1997	17:58:45.15	-7.020	-79.609	69.8	2.98	1.99	2.6	0.1	
	02/08/1997	17:58:45.14	-7.024	-79.612	72.5	2.57	1.87	2.6	0.1	
42	03/08/1997	11:32:32.68	-6.191	-79.736	84.7	2.20	1.60	2.9	0.1	
	03/08/1997	11:32:32.65	-6.190	-79.730	87.0	2.68	2.01	2.9	0.1	
	03/08/1997	11:32:32.65	-6.189	-79.735	89.5	2.84	2.30	2.9	0.1	
43	04/08/1997	18:45:18.79	-6.911	-79.510	64.3	2.00	1.20	3.2	0.1	
	04/08/1997	18:45:18.78	-6.912	-79.511	66.8	2.52	1.55	3.2	0.1	
	04/08/1997	18:45:18.78	-6.909	-79.513	68.0	2.98	2.00	3.2	0.1	
44	06/08/1997	16:21:35.59	-6.416	-80.534	39.5	1.30	0.70	3.4	0.2	
	06/08/1997	16:21:35.57	-6.413	-80.525	42.6	1.75	1.50	3.4	0.2	
	06/08/1997	16:21:35.59	-6.415	-80.522	55.8	1.89	1.86	3.4	0.2	
45	06/08/1997	22:33:0.93	-6.678	-79.478	77.2	2.10	1.50	2.9	0.2	
	06/08/1997	22:33:0.94	-6.676	-79.477	77.8	2.87	1.59	2.9	0.2	
	06/08/1997	22:33:0.95	-6.677	-79.475	75.2	2.44	1.99	2.9	0.2	
46	10/08/1997	16:54:53.02	-5.982	-79.569	77.6	2.20	1.60	2.9	0.1	
	10/08/1997	16:54:53.02	-5.983	-79.567	80.2	2.33	1.95	2.9	0.1	
	10/08/1997	16:54:53.03	-5.981	-79.568	96.4	2.99	2.08	2.9	0.1	
47	12/08/1997	23:31:2.28	-6.302	-80.685	41.9	1.90	1.20	3.1	0.1	
	12/08/1997	23:31:2.27	-6.308	-80.683	46.5	2.56	1.95	3.1	0.1	
	12/08/1997	23:31:2.26	-6.304	-80.686	47.9	2.45	1.84	3.1	0.1	
48	13/08/1997	17:56:45.64	-7.014	-80.447	27.2	1.60	2.80	3.3	0.1	
	13/08/1997	17:56:45.64	-7.015	-80.460	45.8	3.02	4.99	3.3	0.1	
	13/08/1997	17:56:45.64	-7.020	-80.451	53.3	4.21	6.33	3.3	0.1	
49	14/08/1997	4:23:12.22	-6.294	-79.911	60.8	2.40	2.10	2.8	0.1	
	14/08/1997	4:23:12.21	-6.295	-79.909	65.0	2.65	2.55	2.8	0.2	
	14/08/1997	4:23:12.21	-6.296	-79.910	69.4	2.99	2.20	2.8	0.2	
50	17/08/1997	19:25:21.77	-6.458	-79.702	81.1	2.60	1.70	3.1	0.2	
	17/08/1997	19:25:21.76	-6.456	-79.700	89.7	2.89	1.95	3.1	0.2	
	17/08/1997	19:25:21.75	-6.457	-79.701	93.8	3.26	2.00	3.1	0.2	

5.4. Relación de Velocidades

En general, todos los algoritmos de localización hipocentral utilizan como modelo de velocidad, una distribución de capas planas para las cuales solo se conoce su espesor y la velocidad de la onda P. En estas condiciones, a fin de estimar la velocidad de la onda S, los algoritmos de localización consideran la relación teórica de $V_p/V_s=1.73$ correspondiente a una Tierra esféricamente homogénea, donde la propagación de las ondas es en un medio supuestamente conocido. Por lo tanto, para conocer la velocidad de la onda S, es necesario utilizar técnicas como la de Wadati, que relaciona los tiempos de llegada de las ondas P y S; ambas afectadas por las propiedades físicas del medio en el cual se propagan.

Para construir la curva de Wadati para la región de estudio se hace uso de un total de 7500 lecturas de ondas P y S registradas por la red sísmica local en un periodo de seis años (1996-2001). Los valores utilizados en el ajuste corresponden a la diferencia en tiempo existente para cada sismo, entre el valor del tiempo de llegada mínimo con los valores mayores, tanto para la onda P como para la onda S ($T_s - T_{smin}$ y $T_p - T_{pmin}$). Conocidos estos valores, se ha construido el gráfico de la Figura 5.7 y cuyo ajuste de la tendencia sigue una recta con pendiente igual a 1.75 ± 0.03 . Este valor, para la relación de velocidades, por encima del teórico ($V_p/V_s = 1.73$), es similar a otros valores obtenidos en diversos estudios de microsismicidad superficial (Dorbath et al., 1991; Lindo, 1993; Tavera et al., 2000) lo cual sugiere una relación de Poisson de $\sigma = 0.2521$; es decir, ligeramente mayor al valor teórico ($\sigma = 0.25$). Estos resultados permiten otorgar mayor peso a las lecturas de fases sísmicas; por lo tanto, la base de datos utilizada es de buena calidad.

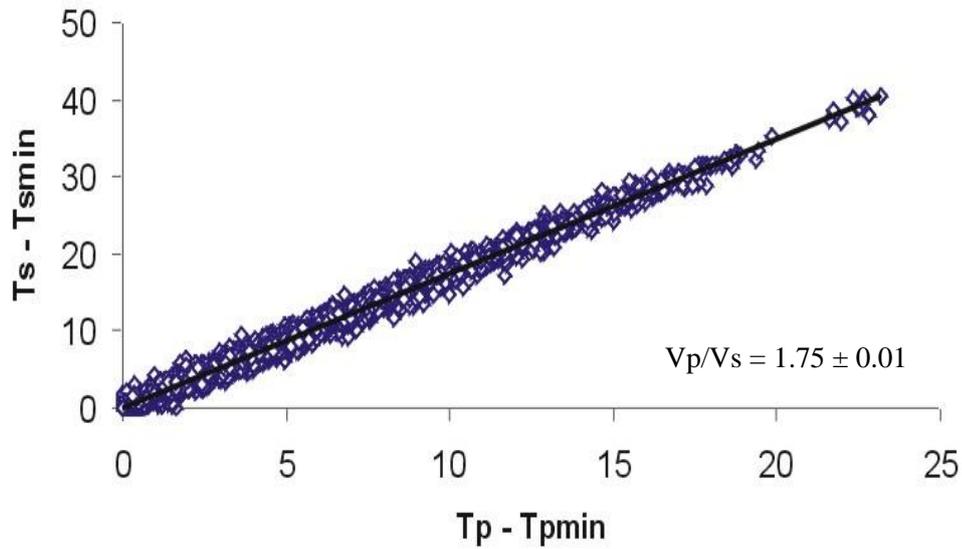


Figura 5.7. Curva de Wadati para los sismos ocurridos en la región Noroeste de Perú. T_p y T_s son los tiempos de llegada de las ondas P y S, V_p y V_s son las velocidades de las ondas P y S.

5.5. Localización Hipocentral

Para el cálculo de los parámetros hipocentrales del total de sismos se ha utilizado el algoritmo Hypoinverse (Klein, 1978), que requiere como datos de entrada, las coordenadas geográficas de las estaciones sísmicas utilizadas (Tabla 5.4) y los tiempos de llegada de las ondas sísmicas (P y S) a cada una de las estaciones, el modelo de velocidad propuesto por Dorbath et al. (1991) presentado en la Tabla 5.2 y la relación de velocidades $V_p/V_s = 1.75 \pm 0.03$ (Figura 5.8).

En este estudio se ha tenido especial consideración en realizar las lecturas de los tiempos de arribo de las ondas P y S, intentando eliminar cualquier incertidumbre antes de realizar el cálculo de los parámetros hipocentrales de la información sísmica obtenida. Los parámetros hipocentrales del total de sismos procesados (2014) presentaron errores en la horizontal (ERH) y vertical (ERZ) menores a 5 km. y un RMS menor e igual a 0.2 segundos. Sin embargo, en este estudio se ha visto por conveniente seleccionar aquellos sismos que presenten errores menores o iguales a 3 km, tanto en la componente horizontal (ERH) como en la vertical (ERZ) reduciendo así el total de la base de datos a 547

sismos. Comte (1999) y Rietbrock y Waldhauser (2004) establecen que las diferencias en los parámetros hipocentrales de sismos registrados por una red sísmica local usando modelos de velocidad 1-D y 3-D están por debajo del rango de 1-2 km, lo cual sugiere confiabilidad en la calidad de datos usados en este estudio.

5.6. Calculo de la Magnitud

Para el cálculo de la magnitud se utilizó la relación propuesta por Lee et al (1972), la cual considera el logaritmo de la duración del registro de la señal sísmica y su relación con la distancia epicentral y profundidad de foco. Esta magnitud es conocida como “magnitud de duración” (ML) y es recomendada para estudios de sismicidad local donde las distancias epicentrales no superen los 600 km. La formula propuesta por Lee et al (1972) es,

$$M_L(D) = a \text{Log}D + b (\Delta) + c (h) + d$$

donde, D es la duración del registro del sismo en segundos, la distancia epicentral en km, h la profundidad del sismo expresado en km; a, b, c y d son constantes determinadas para cada estación. En este estudio se utiliza las ecuaciones definidas para las estaciones de Huarmaca (HCA), Portachuelo (PCH), Porcuya (PCU), las cuales son presentadas en la Tabla 5.4, Los sismos obtenidos en el presente estudio presenta magnitudes entre 1.8 y 4.1 M_L , lo que indica la presencia de actividad sísmica con magnitudes menores a las presentados en los catálogos de Engaldh et al (1997) y del IGP para la región Norte de Perú.

Tabla 5.4. Tabla donde se presentan las ecuaciones utilizadas para estimar la magnitud en tres estaciones perteneciente a la red sísmica local del Norte de Perú. D= es la duración del sismo, d= es la distancia epicentral y h=profundidad del sismo

Estación	Código	Ecuación
Huarmaca	HCA	$ML(D) = 2.189208\text{Log}D - 0.000067(d) + 0.000080(h) - 0.561799$
Porculla	PCU	$ML(D) = 2.150215\text{Log}D + 0.000003(d) - 0.000116(h) - 0.477415$
Portachuelo	PCH	$ML(D) = 2.15031\text{Log}D + 0.000003(d) - 0.000115(h) - 0.477640$

5.7. Distribución Espacial de la Sismicidad

La distribución espacial de los 547 sismos seleccionados en este estudio se presenta en la Figura 5.8, ubicándose todos dentro del área de estudio y de cobertura de la red sísmica local, nótese la presencia de sismicidad de foco superficial e intermedio.

La Sismicidad Superficial ($h < 60$ km), representada por círculos de color rojo se distribuye principalmente en dos grupos, el primero presente entre la fosa y la línea de la costa, con la presencia de un pequeño grupo de sismos en continente, exactamente al sur de la ciudad de Piura y norte de Chiclayo. El segundo grupo de sismos se distribuye dentro del continente, y se ubica al extremo noreste de la red sísmica local (triángulos en negro) a lo largo del sistema de fallas de la deflexión de Huancabamba, donde la traza mayor es conocida como “*Recodo*” (de la Cruz, 1995; Sánchez et al., 1996) y cuya geometría no es conocida.

La Sismicidad Intermedia ($61 > h > 300$ km), representada por círculos en verde y distribuidos dentro y alrededor del área de cobertura de la red sísmica local y por debajo de la Cordillera Andina. Estos sismos cubren toda el área en la cual estudios previos (Stauder 1975; Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 2001; Bernal y Tavera, 2002) indicaban la ausencia de sismos de profundidad intermedia ($60 > h > 300$ km).

En la sección vertical A-B con orientación N70°E paralela a la dirección de convergencia de las placas (ver Figura 5.9a) se puede observar que los sismos están distribuidos de Oeste a Este (desde la fosa), siguiendo una tendencia subhorizontal con un ángulo de inclinación, medido desde la horizontal, de 10° hasta la línea de costa; a partir de donde la sismicidad incrementa su ángulo de inclinación a 28° hasta la profundidad de 120 km. Esta sismicidad define el proceso de convergencia de la placa de Nazca por debajo de la placa continental; es decir, la geometría del proceso de subducción para la región Norte de Perú. Los sismos superficiales localizados por debajo de la red sísmica local, corresponderían a procesos de deformaciones muy locales con profundidades menores a 25 km. En el extremo derecho de la red sísmica local, la actividad

sísmica superficial podría sugerir el desarrollo de importante deformación superficial en esta región, asociada a la presencia de la falla *Recodo*.

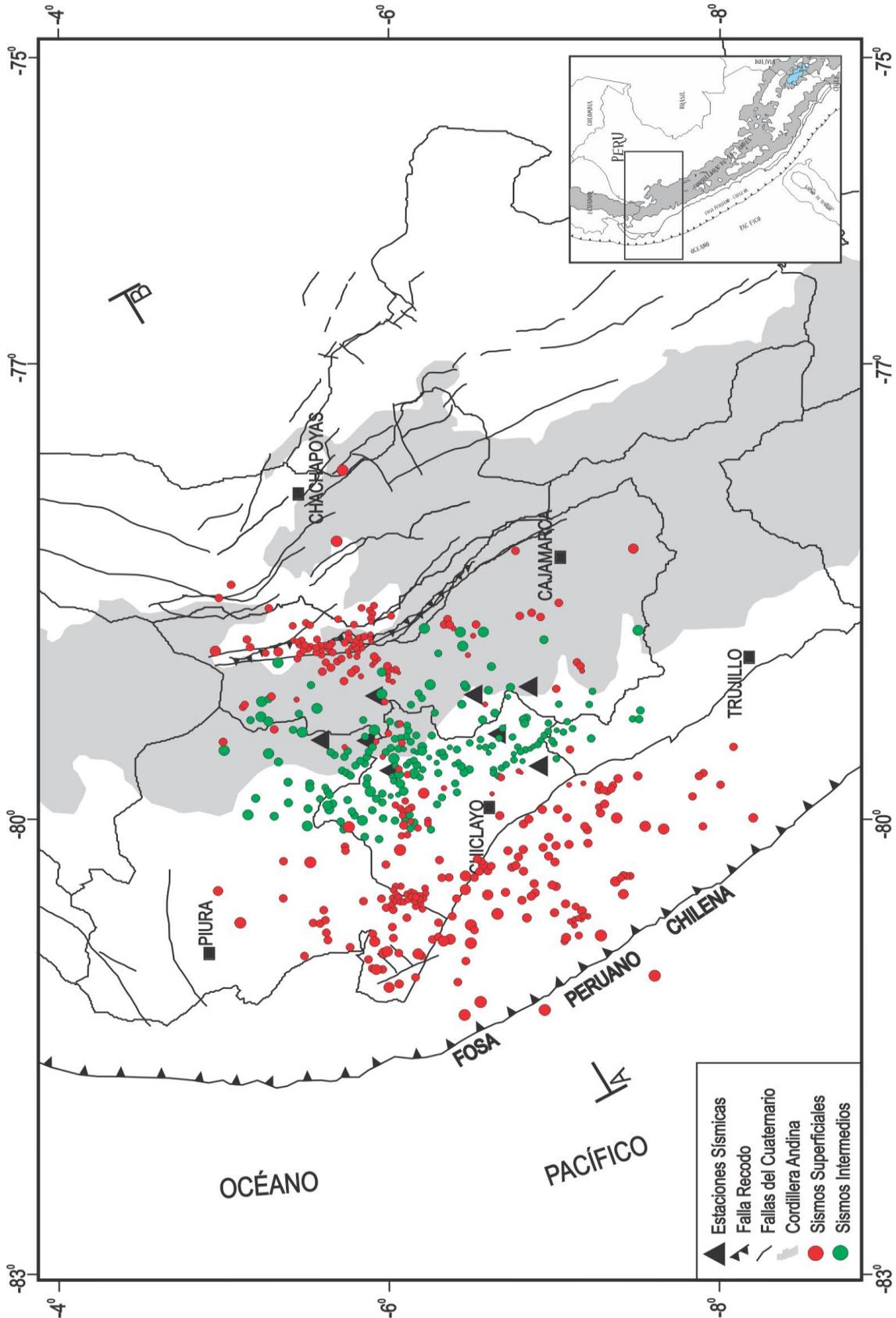


Figura 5.8. Distribución epicentral de la actividad sísmica registrada por la red sísmica local durante el periodo de 1996-2001. Los sismos superficiales están representados por círculos rojos y los intermedios por círculos verdes. La letras A-B representan el perfil trazado en dirección N70°E.

En la Figura 5.9b se puede observar como la información sísmica obtenida en este estudio y representada por círculos en rojo permite completar de manera casi total la zona comprendida entre los 150 y 450 km de distancia horizontal señalada por diversos autores (Suarez et al., 1986, Tavera y Buforn, 1998; Bernal, 2001, etc.) como una zona de ausencia de sismicidad; lo cual queda descartado debido a la información sísmica obtenida en el presente estudio. Sin embargo, aun resta completar la zona comprendida entre los 450 y 600 km de distancia horizontal y para esto deberá contarse con una red sísmica de mayor cobertura que permita tener control sobre los parámetros hipocentrales de posibles sismos ocurridos en esta área. A partir de la distancia horizontal de 600 km, la sismicidad seguiría una tendencia subhorizontal hasta los 1000 km con focos ubicados a una profundidad de 120 km. Por consiguiente, y a diferencia de otros estudios realizados con datos telesísmicos (Figuras 5.3 y 5.4), en esta región la distribución de los sismos demuestran la correcta geometría de la Zona de Wadati-Benioff.

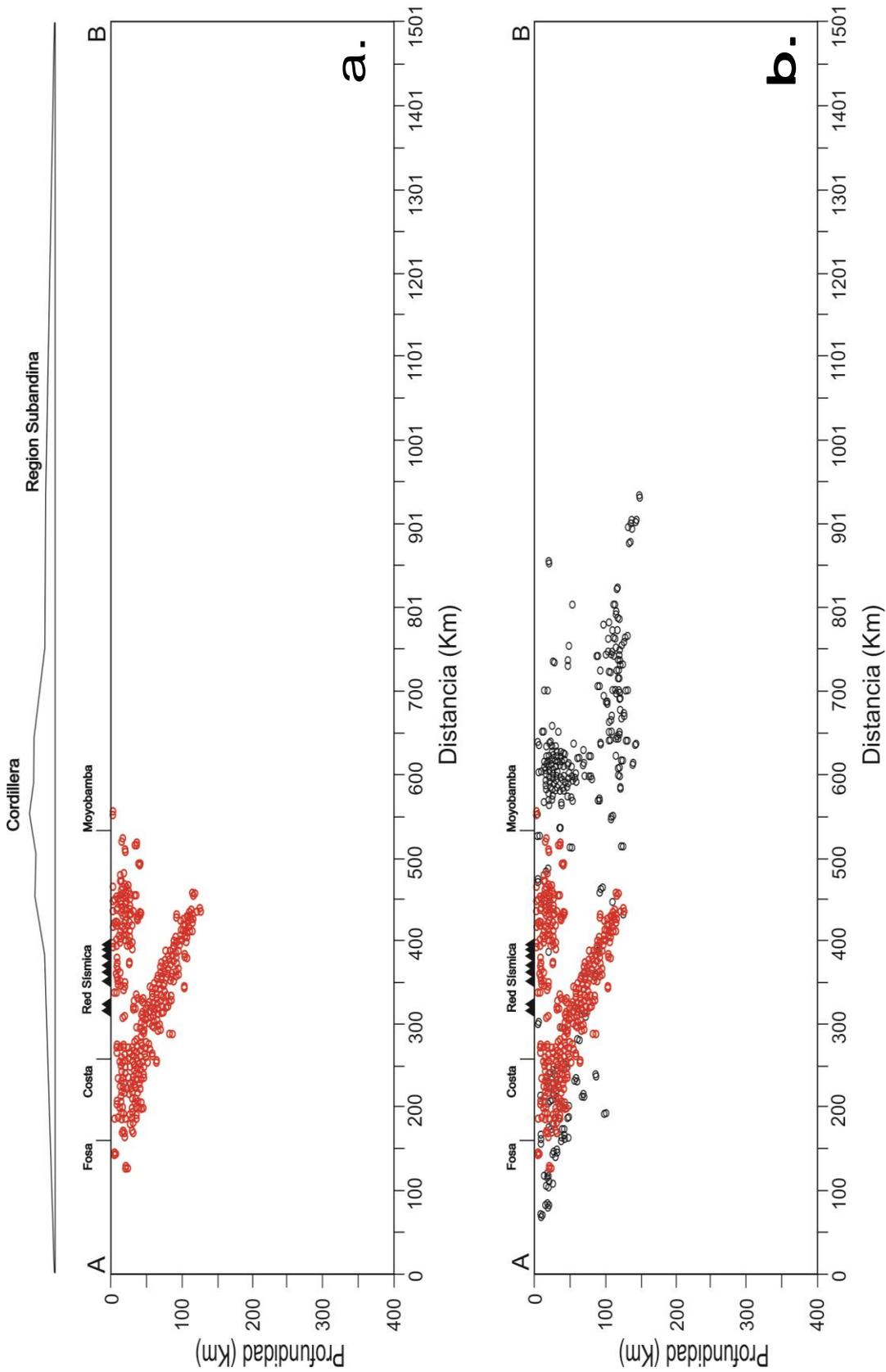


Figura 5.9. Perfiles sísmicos perpendiculares a la línea de costa (N70E) mostrando actividad sísmica en noroeste de Perú. (a). Perfil sísmico según la dirección A-B mostrando la sismicidad de la Figura 5.9. (b). Perfil sísmico que presenta la base de datos obtenida en este estudio, representada por círculos en rojo y los datos del catálogo de Engdahl (1964-1990) y del IGP, representada por círculos en negro (Figura 5.3).

5.8. Distribución en Profundidad de la Sismicidad

El interés por analizar y evaluar la distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, se debe a la importancia por definir la superficie de contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana para la región Norte de Perú y así poder conocer a detalle la geometría de contacto entre ambas placas. Por tal motivo y a fin de analizar de Norte a Sur, la distribución de los sismos en profundidad, se han elaborado 8 secciones verticales perpendiculares a la línea de fosa; es decir, orientadas en dirección N70⁰E, tal como se muestra en la Figura 5.10a. Para facilitar el análisis de la sismicidad, se ha considerado como punto de referencia el extremo NO de cada sección indicada como PR (punto de referencia). La longitud de cada sección es de 800 km con un ancho de 42 km.

Del mismo modo, la información adquirida permite conocer de forma aproximada la profundidad de los principales sistemas de fallas presentes en dicha región, cuya información resulta ser de mucha importancia para establecer patrones de peligro para la población habitante en los alrededores de dichos sistemas de fallas.

Secciones 1 y 2: En la sección 1 (Figura 5.10b) se observa la presencia de una ligera sismicidad de forma dispersa, no mostrando ningún patrón definido en su distribución. En la sección 2 se puede apreciar un ligero incremento de sismicidad a partir de la línea de fosa hasta los 200 km de distancia horizontal y presentando una ligera tendencia a ser subhorizontal con profundidades del orden de los 100 km. Del mismo modo, se tiene la presencia de sismicidad superficial muy dispersa en el extremo oeste de la tendencia.

Secciones 3, 4 y 5: En estas secciones (Figura 5.10b), la sismicidad aumenta considerablemente en relación a la descrita anteriormente; la *Sección 3* presenta mayor número de sismos y una clara tendencia subhorizontal con profundidades que alcanzan los 150 km y distancias horizontales de 250 km. Entre los 200 y 230 km se puede apreciar el agrupamiento de sismos con foco superficial hasta profundidades del orden de los 20 km. En la *Sección 4* se presenta un aumento considerable en el número de sismos y dos agrupamientos bien marcados, el

primero se inicia a partir de la línea de fosa con una tendencia subhorizontal muy marcada y ángulo de inclinación de 10° , aumentando de Oeste a Este hasta una profundidad máxima de 250 km y una distancia horizontal máxima de 295 km. El segundo agrupamiento con sismos de foco superficial presenta profundidades máximas del orden de los 35 km y se encuentra ubicada entre los 230 y 295 km de distancia horizontal desde la fosa; esta sismicidad se debería a la presencia de un sistema de fallas, siendo la de mayor importancia la conocida como “Recodo” (ver Figura 5.10b). La *Sección 5* presenta similares características a las descritas anteriormente, con dos agrupamientos de sismicidad claramente definidos, el de foco superficial desde los 200 a los 300 km de distancia horizontal y profundidades máximas de 35 km, y el segundo, con una tendencia subhorizontal hasta alcanzar profundidades de 120 km.

Secciones 6, 7, 8: En estas tres secciones la sismicidad disminuye considerablemente en relación a las descritas anteriormente, desapareciendo la sismicidad superficial y manteniendo la distribución subhorizontal hasta profundidades máximas de 120 km y distancias horizontales de hasta los 290 km, tal como lo muestra la *Sección 7*, hasta desaparecer en la *Sección 8* (Figura 5.10b).

Finalmente, del análisis realizado, se observa que la distribución de los sismos en la región Norte de Perú, a diferentes niveles de profundidad, no es homogénea. Los sismos con foco superficial se distribuyen sobre los sistemas de fallas presentes en dicha región y la intermedia ha permitido tener una idea clara de la geometría de superficie de contacto entre la placa de Nazca y la Sudamericana para la región Norte de Perú.

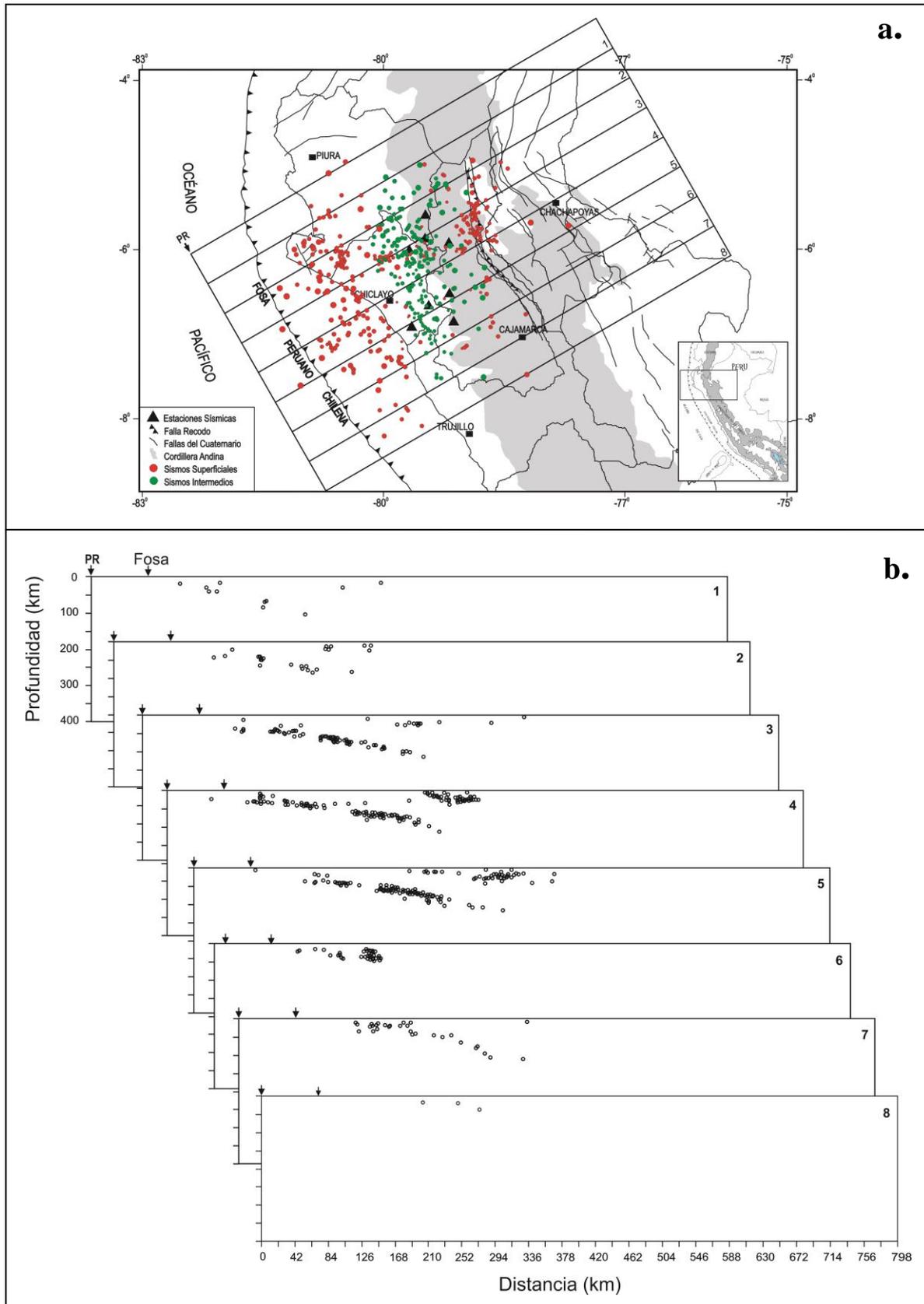


Figura 5.10. Distribución en profundidad de la sismicidad de la región norte de Perú. (a). Distribución de áreas construidas para la evaluación de la sismicidad en profundidad, se encuentran orientadas N70°E y perpendiculares a la fosa peruana. (b). Distribución de perfiles en profundidad (8 secciones) que presentan la tendencia de la sismicidad en la región Norte de Perú. PR Representa el punto de referencia para las secciones verticales.

CAPÍTULO VI

SISMICIDAD Y DISTRIBUCION DE ESFUERZOS

La continua mejora de las redes sísmicas en el mundo ha permitido tener mayor conocimiento de la distribución espacial de la sismicidad y los esfuerzos causantes de la deformación que se produce en el interior de la tierra. En el caso del Perú, la sismicidad registrada por una red sísmica local, ha permitido conocer la distribución espacial de los sismos en la región norte y a la vez construir mecanismo focales compuestos a fin de conocer la orientación de los posibles patrones de deformación que controlan la geodinámica local asociada al proceso de convergencia de placas.

6.1. Mecanismos Focales

Los mecanismos focales, en la sismología, tienen como principal objetivo tratar de determinar el tipo de proceso dinámico que se desarrolla en el foco de un sismo. En principio, el método consiste en correlacionar el campo de desplazamientos teóricos, producidos por un foco hipotético formado por una distribución de fuerzas, con los desplazamientos de las ondas elásticas producidas por un sismo y observadas en los sismogramas, los cuales se encuentran distribuidos sobre la superficie de la tierra. El mecanismo focal de un sismo es una representación gráfica de dos posibles soluciones de la ruptura (falla) que origina un sismo (Figura 6.1) y de la configuración de los esfuerzos tectónicos en el área, o según Lay y Wallace (1995), describe el posible mecanismo de falla en el foco donde se libera la energía en forma de ondas sísmicas.

Los mecanismos focales de los sismos son considerados como una de las principales herramientas dentro del análisis sismotectónico de regiones continentales y zonas oceánicas como lo muestran trabajos realizados en diferentes regiones del mundo (Sykes, 1967; Isacks et al., 1968; Molnar y Skykes, 1969; Noworoozi, 1972; Udías et al., 1976 y Tavera y Buforn, 1998) y para el estudio del tipo de desplazamiento y movimiento relativo entre los bordes de los límites de diferentes placas y fallas tectónicas (Tandon y Srivastava, 1975; Philip y Cisternas, 1985; Udías y Buforn, 1985; Aztis y Kanamori, 1988; Adamek et al, 1988; Salcedo et al., 1995; Buforn y Udías; y Tavera y Buforn, 1998).

La metodología para obtener el mecanismo focal de un sismo ha evolucionado considerablemente; la más usada a nivel mundial es la obtenida a partir de la utilización de la polaridad del primer impulso de la onda P. En cambio, cuando el número de lecturas de polaridades de las ondas P no son suficientes para obtener una solución confiable, generalmente se usa la técnica de inversión de ondas. Actualmente, con el desarrollo de algunos algoritmos, el estudio del mecanismo de los sismos y la aplicación de los resultados de las investigaciones son mejor utilizadas, tanto la tectónica regional, como en el conocimiento de estructuras locales (fallas). El uso de estos métodos, los cuales definen los parámetros del mecanismo focal de un sismo, muestra una gran concordancia con los resultados obtenidos de observaciones geológicas y geofísicas.

La sismicidad y los mecanismos focales, permiten conocer el estado de esfuerzos al que se encuentran sometidas las diferentes estructuras geológicas que conforman las diferentes regiones que participan en un margen convergente, divergente o transformante (Figura 6.1). En el caso de este estudio, convergencia entre placa continental y oceánica.

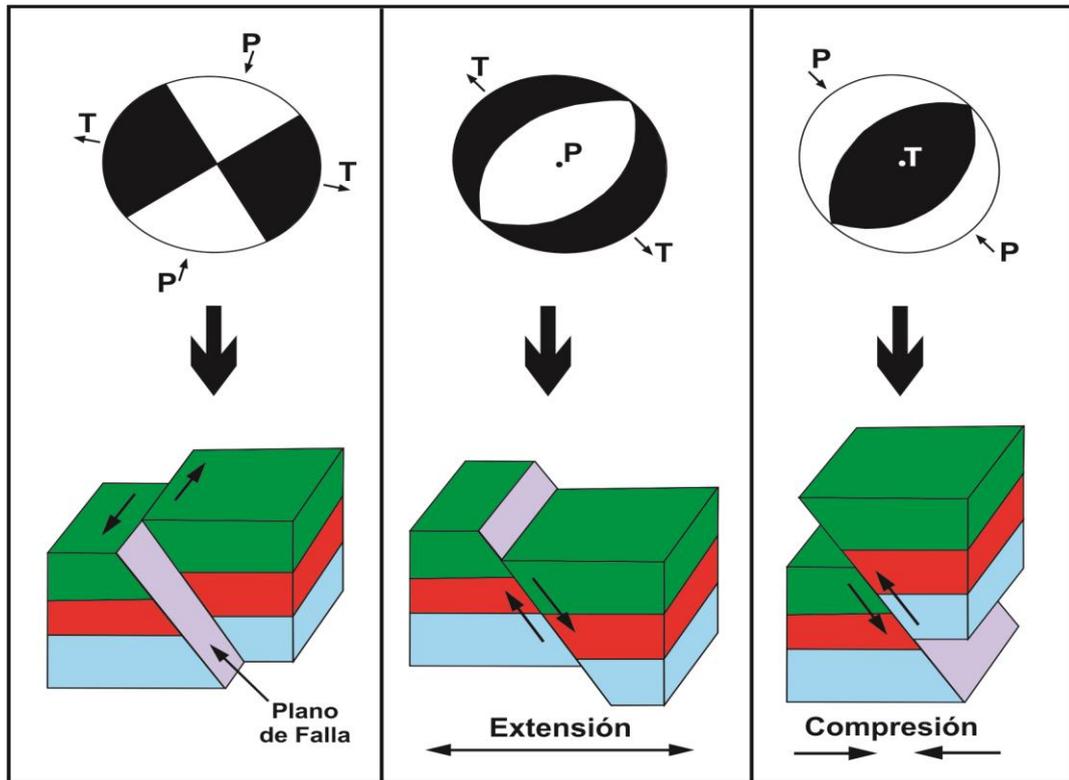


Figura 6.1. Representación gráfica de los mecanismos focales asociados a los principales tipos de fallas y/o procesos tectónicos. P y T indican la orientación de los esfuerzos de Presión y Tensión actuando en cada tipo de mecanismo. Lay y Wallace, 1995

6.2. Patrones de Deformación

En este estudio, los mecanismos focales fueron obtenidos utilizando el método de polaridad de ondas P y por ello, solo se ha construido sismos que tenían el mayor número de polaridades impulsivas. En la Figura 6.2 se muestran las soluciones de mecanismo focal correspondientes a 22 eventos sísmicos. Para definir los planos de falla se ha considerado los resultados obtenidos en diferentes estudios sísmicos realizados en Perú por Lindo et al. (1992); Lindo (1993); Suarez et al. (1975); Grange et al. (1984); Tavera y Buforn (1998).

En la Figura 6.3 se muestra el mapa de distribución epicentral de la sismicidad registrada y los mecanismos focales elaborados en este estudio, observándose que ellos definen mayormente el desarrollo de deformaciones por extensión, propios de zonas de subducción, tal como se muestra en el perfil de la Figura 6.4b. Esta deformación es producto del avances de la placa de Nazca en

dirección N70°E a consecuencia de las corrientes de convección y resistencia al desplazamiento que se produce en la superficie de acoplamiento sísmico.

En general, debe entenderse que los patrones de deformación observados son coherentes con la dinámica de convergencia de placas en Perú y que fueron definidas por otros autores (Lindo et al., 1992; Lindo, 1993; Suarez et al, 1975; Grange et al 1984; Tavera y Buforn, 1998; Scheider, y Sacks, 1987; Cahill y Isacks, 1992). Sin embargo, obsérvese que a la distancia entre los 200 y 400 km se tiene mecanismos focales que definen la presencia de deformaciones por compresión y extensión, sugiriendo la necesidad de realizarse su análisis en detalle (ver Figura 6.4b), tanto en la distribución espacial de los sismos como de los mecanismos focales (ver Figura 6.4c). Este tipo de deformación ya fue observado en otras zonas de subducción como Japón y Chile, siendo asociadas a “Zonas Dobles de Subducción”.

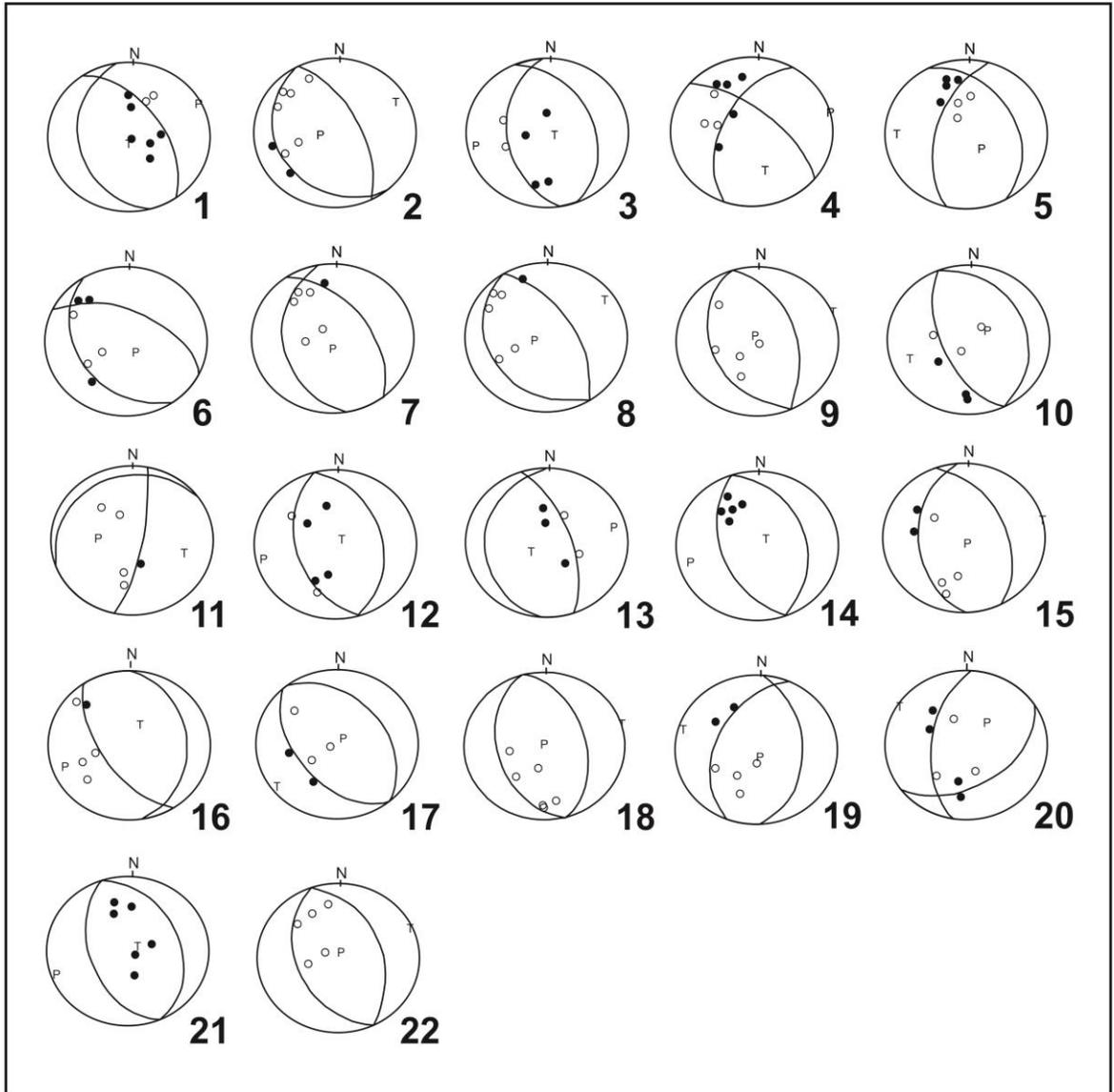


Figura 6.2. Mecanismos focales obtenidos con las polaridades de la onda P para 22 sismos descritos en este estudio. Se puede observar trece mecanismo de tipo normal (2, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 15, 17, 18, 19, 20, 22) y nueve de tipo inverso (1, 3, 4, 11, 12, 13, 14, 16, 21)

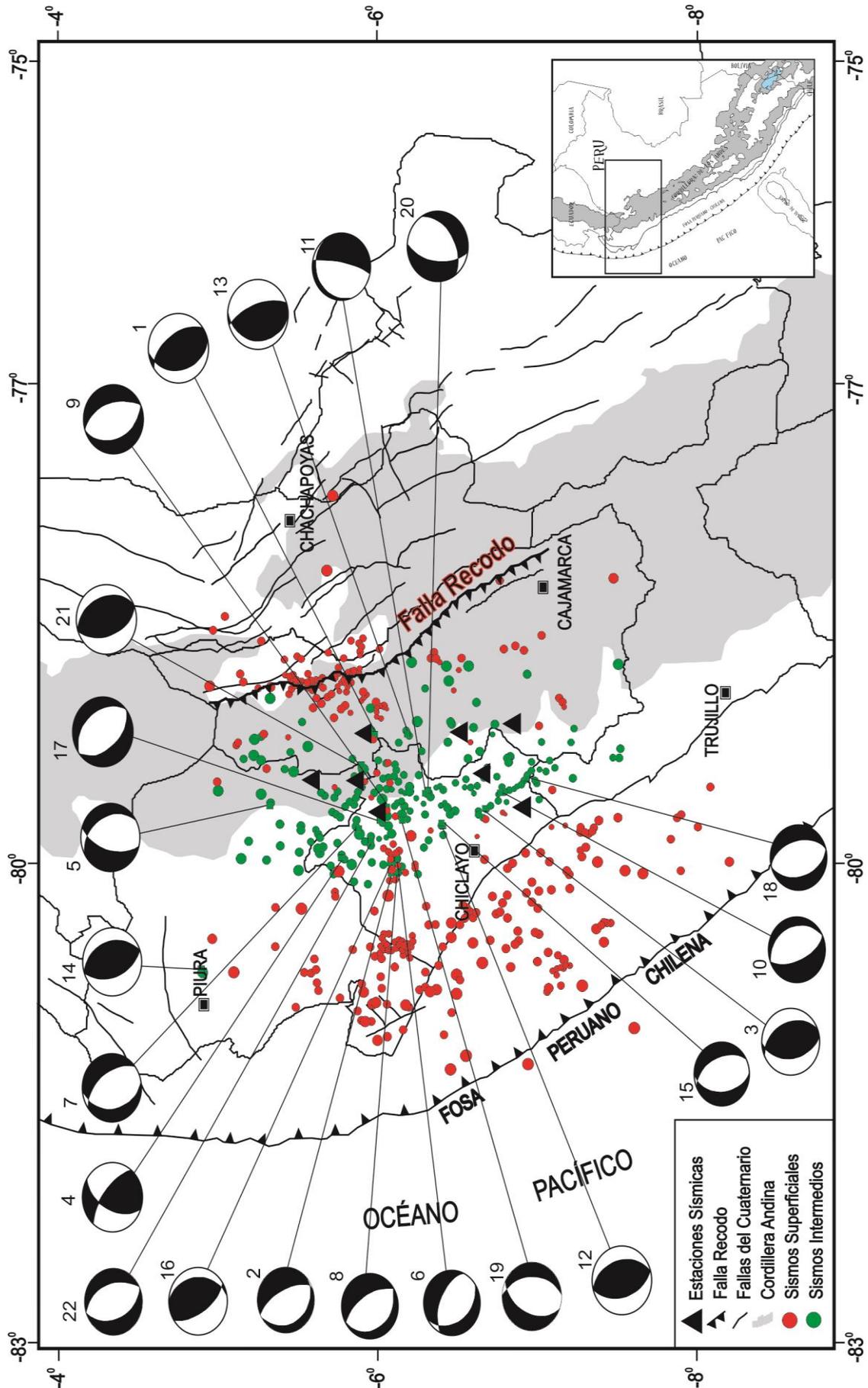


Figura 6.3. Distribución epicentral de los 547 sismos registrados por la red sísmica local durante los años 1996 al 2001. Los círculos negros representan la sismicidad superficial y los círculos blancos la sismicidad intermedia. Los triángulos representan la distribución de la red sísmica local.

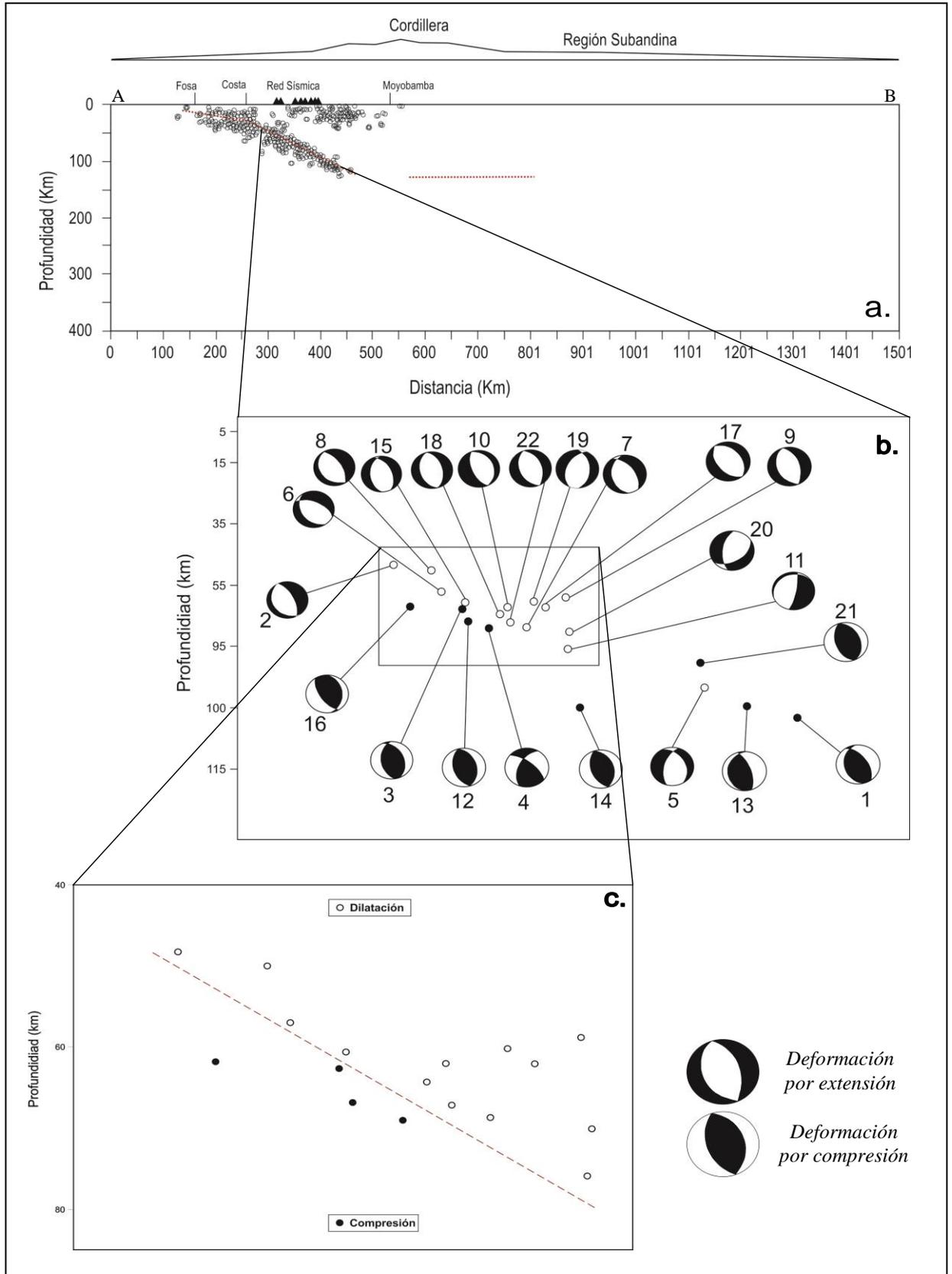


Figura 6.4. (a). Distribución en profundidad de la sismicidad registrada por la red sísmica local. (b). Mecanismos focales de 22 sismos de similar profundidad. (c). Presencia de una doble tendencia de deformación: extensiones (círculos blancos) por sobre las compresiones (círculos en negro).

6.3. Zona Doble de Subducción

Se entiende por Zona Doble de Subducción (ZDS) al escenario donde dos planos de sismicidad, paralelos entre sí, situados dentro de la placa oceánica subducen a profundidades intermedias (entre 50 y 200 km), notándose en todos los casos, la presencia de esfuerzos extensionales sobre los esfuerzos compresionales. El primer y más raro caso de una ZDS se presenta al norte de Honshu (Japón), donde ambas formas de deformación están separadas entre 30-40 y 10 km respectivamente (Hasegawa et al., 1978; Seno y Pongsawat, 1981; Kawakatsu y Coseno, 1983).

En el caso de Sudamérica, Comte y Suarez (1994) sugieren la presencia de una doble zona sísmica presente en Iquique (Chile) con eventos originados por esfuerzos de extensión (círculos blancos) distribuidos sobre compresiones (círculos negros), tal como lo muestra la Figura 6.5. En el perfil de sismicidad "A" realizado a la altura de la ciudad de Arica se muestra la presencia de una agrupación de sismos por debajo de la zona volcánica (representada por triángulos en negro) y cuyos mecanismos focales son presentados a la derecha del perfil, observándose la distribución de los eventos por extensión (círculos blancos) por sobre los eventos compresionales (círculos negros). Del mismo modo, en el perfil "B", elaborado a la altura de la ciudad de Antofagasta, se observa una ligera agrupación de sismos también por debajo de la zona volcánica (triángulos en negro) y donde sus mecanismos focales, a la derecha del perfil, presenta similares características a las mostradas en el perfil "A". En ambos perfiles los eventos por extensión están separados de los compresionales por una distancia de 10 a 15 km aproximadamente. Finalmente, dichos autores sugieren que este proceso complejo se debe a la flexión de la Placa debajo del arco volcánico, liberando magma de distintas composiciones mineralógicas (basáltico, peridotita) para dar origen a la formación de conos volcánicos. En Japón, este proceso también se presenta en zonas volcánicas.

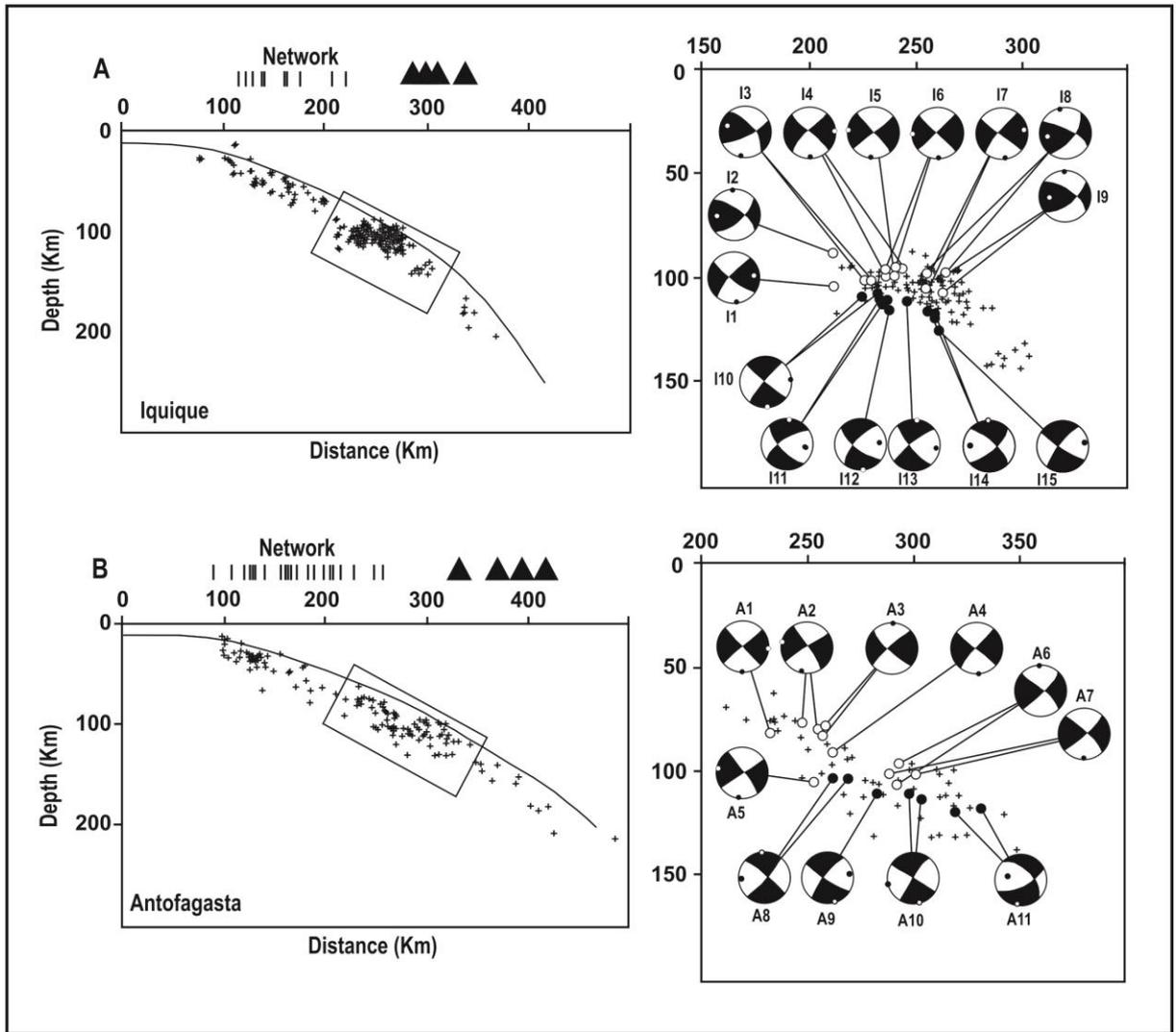


Figura 6.5. Secciones transversales en la dirección de convergencia de placas en la región norte de Chile a la altura de la ciudad de Iquique(A) y Antofagasta (B). La proyección de las estaciones sísmicas son representadas por barras verticales, los triángulos corresponden a la actividad volcánica en la región. Las esferas representan los mecanismo focales (blanco=dilatación, negro=compresiones). Los círculos blancos corresponden a eventos por extensión y los círculos negros a eventos compresionales. Los ejes de P y T son representados por pequeños puntos blancos y negros respectivamente. Comte y Suarez, 1994

Para la región norte de Perú, fue necesario realizar el análisis detallado de la información sísmica utilizada para la construcción de mecanismos focales y para ello se considera el ejemplo de la Figura 6.6a correspondiente al mecanismo focal del sismo número 5 (ver Figura 6.2), con polaridades para la onda P bien definidas en cada una de las estaciones de registro. En la Figura 6.6b se muestra los cambios en la polaridad de la onda P para diez sismos registrados por cinco

estaciones sísmicas (PCU, MPA, MTA, MPA, PCH), todos ellos con similares niveles de profundidad (ver Figura 6.4b) y que definen que a profundidades cercanas se desarrollan diferentes procesos de deformación, unos por extensión y otros por compresión. Para la región norte de Perú, este proceso de deformación presenta una separación de aproximadamente 7 cm entre ambas tendencias, tal como lo muestra la Figura 6.4c. En Japón esta separación es de 20 a 25 km aproximadamente y para Chile de 10 a 15 km, distancias mayores que la observada en Perú, pero que claramente definen la presencia de una Zona Doble de Subducción.

Desde el punto de vista de distribución de esfuerzos, la deformación por extensión se desarrollara en la superficie superior de la placa de Nazca que subduce; mientras que, la compresión en la superficie inferior, lo cual es coherente con el escenario de deformación que se desarrolla en la placa de Nazca dentro del proceso de subducción. (ver Figura 6.4c).

En Chile, (Comte y Suarez, 1994; Comte et al., 1999; Rietbrock y Waldhauser, 2004) y Japón (Fujita y Kanamori, 1991; Igarashi et al., 2001), sostienen que las dobles zonas sísmicas son propias de regiones donde la actividad volcánica es constante debido a los diversos y complejos cambios químicos de deformación, tales como, estados térmicos, reacciones de deshidratación de la placa y la migración de fluidos (Dorbath et al., 2008), Grevemeyer et al. 2003, 2005), dando origen a la presencia de arcos y cadenas volcánicas.

En el caso de Perú, en la región norte, no se cuenta con actividad volcánica conocida; por lo tanto, la doble zona sísmica no está relacionada con estos procesos, pero si a un modelo más simple podría corresponder a la flexión de la placa debido al proceso de subducción que induce esfuerzos tensionales (superior) y compresionales (inferior).

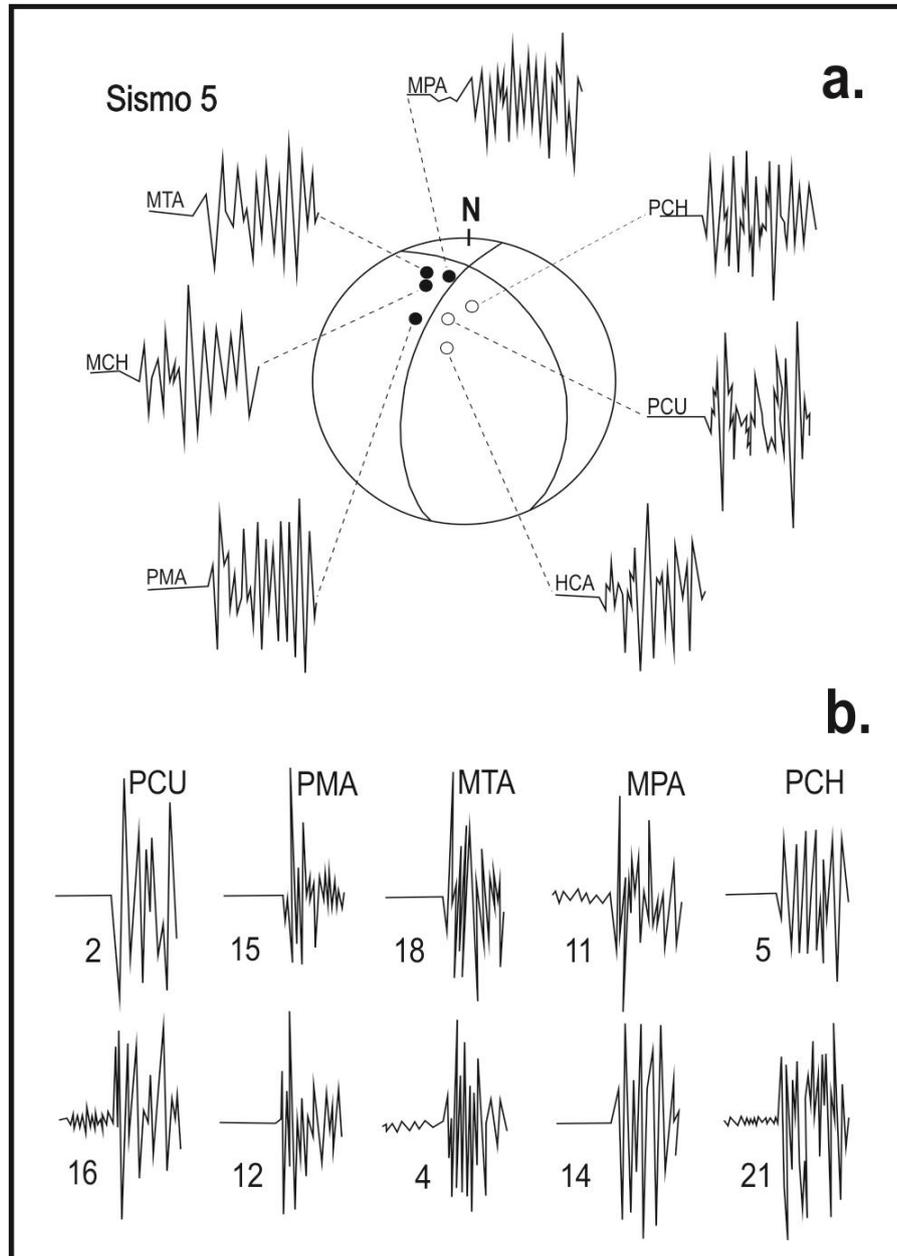


Figura 6.6. (a). Solución propuesta para el mecanismos focales del sismo 5. (b). Formas de la onda P en las estaciones de PCU, PMA, MTA, MPA, PCH usadas para obtener los mecanismos focales de eventos de similar profundidad. Nótese la diferente polaridad de la onda P, dilatación (2, 15, 18, 11, 5) y compresión (16, 12, 4, 14, 21)

CONCLUSIONES

La aplicación de las diferentes metodologías seguidas para el análisis de la sismicidad en la región norte de Perú usando datos de una red sísmica local instalada en dicha región ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

1. En el borde noroeste de la región Norte de Perú, con el uso de información obtenida de una red sísmica local durante un periodo de 6 años (1996-2001) se pudo identificar sismicidad intermedia en el centro del área de estudio (debajo de la Cordillera Andina) en un área donde es poco frecuente la ocurrencia de sismos con $M_L \leq 4.5$.
2. Los mecanismos focales elaborados para sismos asociados al proceso de convergencia de placas son coherentes con la geometría de Subducción en la región norte de Perú, similar a la propuesta por otros autores para la región centro y sur de Perú.
3. Los mecanismo focales elaborados para 22 sismos registrados por la red sísmica local, presentan soluciones de tipo normal (13 soluciones) e inverso (9 soluciones); estas soluciones se distribuyen en profundidad de manera que las soluciones de tipo normal se encuentran alineadas sobre las soluciones de tipo inverso.
4. Para sismos ubicados a distancias entre 250-400 km desde la fosa, los mecanismos focales sugieren procesos complejos de deformación, con la presencia de dilataciones por encima de las compresiones. Estas características permiten definir la probable presencia de una Doble

Zona Sísmica (parte superior esfuerzos tensionales, parte inferior esfuerzos compresionales), tal como se ha observado en otras zonas de subducción como Japón y Chile.

5. La distribución de esfuerzos para la región norte de Perú, ponen en evidencia la probable presencia de una Zona Doble Sísmica asociada al complejo proceso de deformación y a la flexión de la placa debido al proceso de deshidratación de la misma dentro del proceso de subducción de la placa oceánica por debajo de la continental.

BIBLIOGRAFÍA

ANTAYHUA, Y. (2002). Análisis de la Actividad Sísmica en la Región del Volcán Sabancaya y los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998). Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa 146p.

ARRIOLA, L. A. y MARROQUIN, G. (1991). Estudio de Magnitud local ML. Report under the project “R of natural disasters in Central America”. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway, 124 p.

BALLATORE, S., MEZCUA, J., RUEDA, J., CONSOLE, R., y BENITO, J. (1997). Determination of the effectiveness of the hypocenter earthquake location program using synthetic and real data: Instituto Geográfico Nacional. Madrid. Spain, Instituto Nazionale di Geofísica. Roma. Italy. 5p

BARAZANGI, M. y ISACKS, B. (1976). Spatial distribution of earthquake subduction of the Nazca plate beneath América. *Geology*, Volumen 4, 686-692p.

BARRIGA, V. (1939). Libro de cabildos de la ciudad de Arequipa. Sesión del 10 de Agosto de 1555, reproducida en documentos para la Historia de Arequipa.

BELLIER, O. (1988). Introducción a la sismotectónica de la zona de Cuzco-Anta-Zurite. Informe de Actividades en el Perú. Convenio IGP-ORSTOM. 33p

BERNAL, I. (2002). Aproximación a un modelo detallado de la sismicidad en el Perú: Características y evaluación de la energía sísmica liberada. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa 169p.

BERNAL, I. (2002). Propuesta de Optimización de la Red Sísmica Nacional-Instituto Geofísico del Perú. Compendio de Trabajos de Investigación realizados por estudiantes durante el año 2001. Volumen 4, 137-148p.

BEVIS, M. y ISACKS, B. (1984). Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zone. *J. Geophys Res.* 89, 6. 153-6.170p.

CAHILL, T. y ISACKS, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Jour Geoph. Res.* 97, 17503-17529p.

CCALLO, F., TAVERA, H. y VALDIVIA, I. (2002). La magnitud de sismos locales y regionales ocurridos en Perú a partir de la onda Lg y duración de su registro. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú.* Volumen 94, 61-69p.

CCALLO, F. (2003). La magnitud de sismos locales y regionales ocurridos en Perú a partir de la onda Lg y la duración de su registro. Efectos y daños en la ciudad de Moquegua debido al sismo de Arequipa del 23 de Junio del 2001. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa. 170p.

CALDAS, J. (1990). Mapa geológico de la zona subandina del norte de Perú. Inédito, Petroleos del Perú.

COMTE, D. y SUAREZ, G., (1994). An inverted double seismic zone in Chile: Evidence of phase transformation in the subducted slab, *Science*, 263, 212-215p.

COMTE, D., DORBATH, L., PARDO, M., MONFRET, T., HAESSLER, H., RIVERA, L., FROGNEUX, M., GLASS, B. y MENESES, C. (1999). A double-layered seismic zone in Arica, Northern Chile, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1965-1968p.

DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G. y MAROCCO, R. (1980). Geologie des Andes peruvienes, caracteres genetaux d`evolution géologique des Andes peruviennes. *Trav. Doc. Orstom.* 96, 217p.

DEMETS, C., GORDON, R., ARGUS, D. y STERN, S. (1981). Current plate motions *Geophys J. Res.*, 101, 425-478p.

DEVERCHERE, J. (1988). Premiers résultats sur la sismicité de la Cordillera Blanca (Hautes Andes du Pérou central). *Géodynamique* 3 (1-2). 45-55p.

DEZA, E., HUACO, P., MINAYA, M., VASQUEZ, M., RODRIGUEZ, S., HUAMAN, D., FLORES, A. y ALVARADO, P. (1986). Instituto Geofísico del Perú. Informe. 68p.

DORBATH, L., DORBATH, C., JIMENEZ, E. y RIVERA, L. (1990). Seismicity and tectonic deformation in the Eastern Cordillera and the sub-Andean zone of central Perú. *Journal of South American Earth Sciences*. Volumen 4, Número 1/2. 13-24pp.

DORBATH, C., GERBAULT, M., CARLIER, G. y GUIRAUD, M. (2009). The double seismic zone of the Nazca plate in Northern Chile: High Resolution Velocity Structure, Petrological Implications and ThermoMechanical Modelling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, AGU and the Geochemical Society, 2008, 1-29p.

ENGDAHL, E., VANDERHILST y BULAND R. (1997). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 722-743p.

FUENZALIDA, A., PARDO, M., CISTERNAS, A., DORBATH, L., COMTE, D. y KAUSEL, E. (1992). On the geometry of the Nazca Plate subducted under Central Chile (32-34.45°S) as inferred from microseismic data, *Tectonophysics*, 1-11.

FUJITA, K y KANAMORI, H. (1981). Double seismic zones and stress of intermediate depth earthquakes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 66, 131-156p.

GRANGE, F. (1984). Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. These Docteur 3er cycle, univ. Scientifique et Médicale de Grenoble.

GRANGE, F., CUMNINGAM, P., GAPNEPAIN, J., HATZFELD, D., MOLNAR, P., OCOLA, L., RODRÍGUEZ, A., ROECKER, S., STOCK, J. y SUAREZ, G. (1984). The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in southern Perú. *Geoph. Res. Lett.* 11(1). 38-41p.

HASEGAWA, A. y ISACKS, S. (1981). Subduction of Nazca plate beneath Perú as determined by seismic observations, *J. Geophys. Res.* 86, 4971-4980p.

HERAS, H. (2002). Análisis de la distribución del valor de “b” en la zona de Subducción en Perú. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa 115p.

HUTTON, L. K. y BOORE, D. (1987). The ML scale in southern California. *Bull. Seism. Am.* 77,2074-2094p.

IGARASHI, T., MATSUZAWA, T., UMINO, N & HASEGAWA, A. (2001). Spatial distribution of focal mechanisms for interpolate and intraplate earthquake with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone, *J. Geophys. Res.*, 106, 2177-2191p.

JAMES, D. (1978). Andean Crustal and Upper Mantle Structure. *J. Geophys. Res.*, 76, 1077-1083p.

KIRBY, S., ENGDAHL, R. y DENLINGER, R. (1996). Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs (overview), in *Subduction: Top to Bottom Geophys. Monogr. Ser.*, 96p. 195-214, ed Bedout et al., AGU, Washington, D. C.

LINDO, R., DORBATH, C., CISTERNAS, A., DORBATH, L., OCOLA, L. y MORALES, M. (1992). Subduction geometry in central Perú from a microseismicity survey: first results. *Tectonophysics*, 205. 23-29p.

LINDO, R. (1993). Sismotectonique des Andes du Perú central: Apport des données Sismologiques de Haute precision. These de Doctorat. Université Louis-Pasteur de Strasbourg, Francia. 74p.

MADARIAGA, R. (1998). Sismicidad de Chile en: A. Udias y E. Buforn (ed). *Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra*, UCM. N°10, 221-258p.

MAROCCO, R. (1980). Geologie des Andes péruviennes: Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: la deflexión d’Abancay. Etude géologique de la

Codillère Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel. Sud du Pérou. Doc. Orstom 94p.

MARROQUIN, G. y ARRIOLA, L. (1992). Estudio de magnitud coda para la región Centroamericana. Report under the project "Reduction of natural disasters in Central.

MAROT, M., MONFRET T., PARDO M., RANALLI G. y NOLET G. (2013). A double seismic zone in the subductiong Juan Fernandez Ridge of the Nazca Plate (32°S), central Chile. *J. Geophysical. Res:Solid Earth*, Vol. 118, 3462-3475p.

MÉGARD, F. (1978). Etude géologique des Andes du Pérou Central. Mem. OSRTOM. 86, 310p.

MISTER, J. y JORDAN, T. (1978). Present-day plate motions. *Journ. Geophys. Res.* Volumen 83, 53331-53354p.

MONGE, F. (1978). Efectos geológicos del terremoto del 29 de Mayo de 1990 en el departamento de San Martín, Informe Interno, Instituto Geofísico del Perú, Lima, 14p.

MONTESUS DE BALLORE, F. (1911). Historia Sísmica de los Andes Meridionales. Cervantes, Santiago de Chile. Volumen 6.

MONTOYA, M. (1991). Estilos estructurales en la cuenca del Oriente peruano. VII Congreso Peruano de Geología, Lima, V-1, 339-344p.

PEACOCK, S. (2001). Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydrtation in ubducting oceanic mantle?. *Geological Society of America.* 299-302p.

POLO, T. (1904). Sinopsis de los temblores y volcanes de Perú. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima.* Volumen VII-XVII, 323p.

RIETBROCK, A. y WALDHAUSER, F., (2004). A narrowly spaced double-seismic zone in the subducting Nazca plate, *Geophys. Res Lett.*, 31, 110608, doi:10.1029/2004gl019610.

ROBLES, I. (1991). Estudio Geológico y Neotectónico de las Cuencas Cenozoicas de Namora y San Marcos – Dpto. de Cajamarca. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima 136p.

RODRIGUEZ, L. y TAVERA, J. (1988). Problemas asociados a la determinación hypocentral: Optimización. Informe final CONCYTEC, Lima 150p.

RODRIGUEZ, L. y TAVERA, J. (1991). Determinación con alta resolución de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Perú Central. Revista Brasileira de Geofísica. Vol 9 (2).141-159p.

SCHNEIDER, J. y ISACKS, B. (1987). Stress in the contorted Nazca beneath Southern Perú from local earthquake, Jour. Geophys. Res., 92, 13887-13902p.

SILGADO, E. (1978). Historia de os sismos mas notables en el Perú (1513-1974). Boletín N^o 3, serie C. Geodinámica e ingeniería geológica INGEOMIN. 129p.

SOULAS, J. (1987). Curso de Neotectónica para fines de riesgo sísmico. UNDRO-EPN, Quito, Notas inéditas.

STAUDER, W. (1975). Subduction of the Nazca plate under Perú as evidenced by focal mechanism and by seismicity, J. Geophys. Res. 80, 053-1064p.

SUAREZ, G., GAGNEPAIN, J., CISTERNAS, A., HATZFELD, D., MOLNAR, P., OCOLA, L., POECKER, W. y VIODE, J. (1986). Tectonic the formation of the Andes and the configuration of the subducted slab in central Perú: Result from a Microsismic Experimente. J.R. Astorn. 50p.

TABOADA, A., DIMATÉ, C. y FUENZALIDA, A. et al. (1998). Sismotectónica de Colombia, deformación continental activa y subducción en: A. Udías y E. Buforn (ed). Sisimicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, UCM. N^o10,111-146p.

TAKASHI LIDAKA y YOSHITSUGU FURUKAWA. (1994). Double seismic zone for deep earthquake in the Izu-Boni subduction zone. Science. Vol. 263. 1116p.

TAVERA, H. y BUFORN, E. (1998). Sismicidad sismotectónica de Perú en: A. Udías y E. Buforn (ed). Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, UCM. N°10,187-219p.

TAVERA, H., FERNANDEZ, E., SALAS, H., AGÜERO, C., RODRIGUEZ, S., ALEMAN, H., PEREZ-PACHECO, Y., ZAMUDIO, Y. y VILCAPOMA, L. (2000). Catalogo Sismico preliminar, 1983-2000. Centro nacional de Datos geofísicos, IGP, Informe Interno.

TAVERA, H. y BUFORN, E. (2001). Source mechanism of earthquake in Perú. Journal of Seismology 5:519-539p.

TETSUZO SENO y YOSHIKO YAMANAKA. (1996). Double seismic zones, compresional deep trench-outer rise events, and superplumes. American Geophysical Union. 347p.

VALDIVIA, I. (2003). Desarrollo de un estructura para una base de datos sísmicos en el Sistema Oracle y consulta a partir de aplicaciones CGI. Estimación de la relación atenuación – intensidad para sismos en el Perú. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa 196p.

VARGAS, G. (1922). Monografía de Arica. Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, 36, 63-77p.

WANG, H. (2002). Undending combined with dehydration embrittlment as a cause for doble and triple seismic zones. Geophys. Res. Lett., 29 (18), 1889, doi:10.1029/2002GL015441.

WORTEL, M. (1985). Accretion and lateral variations in tectonic structure along the Perú-Chile Trench, Tectonophysics, 112, 443-463p.

YAMASAKI, T., y SENO, T. (2003). Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. J. Geophys. Res. Vol 108. 2212p.

ANEXOS

Se adjuntan la primera página de los resultados preliminares de investigación desarrollados por el autor, durante la etapa de elaboración del presente estudio. El mismo que fue presentado en forma oral en el Congreso Peruano de Geología (2006), además de ser publicado en la Earth Sciences Research JournalJournal Geophysyc Research (2006).

GEOMETRÍA DE SUBDUCCION EN LA REGIÓN NORTE DE PERÚ A PARTIR DE DATOS DE UNA RED SÍSMICA LOCAL

Marcos R. VILCA, Hernando TAVERA

Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología. Instituto Geofísico del Perú

E_mail: geomaren_ing@axil.igp.gob.pe

RESUMEN

En este estudio se analiza la geometría de subducción de la zona de Wadati – Benioff para la región Norte de Perú. El período de evaluación comprende 6 años (1996 al 2001); para ello se utilizó una red sísmica local, perteneciente al proyecto Olmos–Tinajones (DEPOLPI) y que el Instituto Geofísico del Perú (IGP) mantiene en funcionamiento; dichas estaciones sísmicas se encuentran distribuidas entre los departamentos de Piura, Lambayeque y Cajamarca.

Los resultados obtenidos muestran que la geometría de la zona de Wadati-Benioff para dicha región es consecuente con la propuesta por diversos autores. Sin embargo, existe una zona de ausencia de sismos lo cual podría considerarse como una probable laguna sísmica como lo indica Tavera y Buforn (1998). Finalmente, con los resultados obtenidos se completó el catálogo propuesto por Endghal para dicha región, así como se analizó la microsismicidad en la región Norte de Perú.

INTRODUCCION

Los diferentes procesos tectónicos en el continente Sudamericano corresponden a los cambios en la geometría de subducción de la zona de Wadati-Benioff para todo el borde Occidental de Sudamerica. Dicha geometría ya ha sido ampliamente descrita y estudiada por diversos autores los cuales en su mayoría han utilizado datos extraídos del National Earthquake Information Center (NEIC) o de redes regionales, es por ello que existen regiones en las cuales no se ha podido determinar la correcta geometría de la zona de Wadati-Benioff; debido, uno, a la calidad de datos utilizados y dos, debido a que en su mayoría la distribución de redes utilizadas no permitía tener una buena cobertura sobre las distintas zonas de estudio.

Endghal et al (1977) presenta un catálogo sísmico elaborado con datos telesísmicos obtenidos por el NEIC para todo el Perú. Sin embargo, dicho catálogo para la región Norte de Perú presenta una ausencia de sismicidad comprendida entre los 200 y 600 km de distancia horizontal. El presente estudio analiza y evalúa la actividad sísmica en la región Norte de Perú, utilizando una red sísmica local conformada por 8 estaciones; el periodo de evaluación comprende los años de 1996 al 2001. Con los resultados obtenidos se determinará la correcta geometría de subducción de la zona de Wadati-Benioff para la región en mención. Asimismo, se evaluará la microsismicidad en el interior del Continente y su probable relación con los sistemas de fallas presentes. Finalmente se completará el catálogo sísmico propuesto por Endghal et al.

ADQUISICIÓN DE DATOS Y LOCALIZACION HIPOCENTRAL

El área de estudio considerada es la región Norte de Perú. En dicha región el Instituto Geofísico de Perú (IGP) mantiene operativa una red radiotelemétrica desde 1990, la que inicialmente operó por el Proyecto Especial Olmos-Tinajones (DEPOLTI). Esta red está compuesta de 8 estaciones sísmicas: Portachuelo (PCH), Señal Puntería (SPU) y Malpaso (MPA) instaladas en Lambayeque; Pomahuaca (PMA), Maychil (MCH) y Montañita (MTA) en Cajamarca; Porculla (PCU) y Huarmaca (HCA) en Piura. Dichas estaciones están equipadas con sismómetros de periodo corto (SP) del tipo Kinematics (modelo SS-1). Para la ubicación hipocentral se usó un algoritmo de localización directa, la aproximación de dicho algoritmo es comparable a la del algoritmo propuesto por Nelson y Vidale (1990), pero la subrutina que calcula los tiempos teóricos



**INFERENCES ON THE GEOMETRY OF THE NAZCA PLATE IN
NORTHWESTERN PERÚ BASED ON DATA COLLECTED BY A
LOCAL SEISMOGRAPH NETWORK**

Hernando Tavera¹, Renzo Vilca² and Gloria Marín³

¹ *Dirección de Sismología, Instituto Geofísico del Perú*

² *Centro Nacional de Datos Geofísicos, Instituto Geofísico del Perú*

³ *Oficina Regional de Chiclayo (Perú), Instituto Geofísico del Perú*

Corresponding Author: Hernando Tavera, e-mail: hjtavera@geo.igp.gob.pe

ABSTRACT

In Central and Southern Peru, local and teleseismic data allow having insights on the Wadati-Benioff zone (WBZ) geometry. In the region of Northern Perú, only rough estimates of the WBZ geometry have been proposed, and were obtained using teleseismic data due to the reduced number of $m_b \geq 4.0$ -magnitude earthquakes available. The installation of a local seismic network in the NW border of Northern Perú, allowed the recording of a large number of earthquakes with magnitudes ranging from 1.8 to 4.1 M_L , and maximum depths of 120 km., distributed over the area where the occurrence of earthquakes with magnitudes > 4.0 is scarce. In a vertical section, oriented $N70^\circ E$ earthquakes are distributed along a 10° dipping plane from the trench. Landwards from the coastline, the dip angle increases to 28° . These results allow a high resolution definition of the Nazca plate geometry in NW Perú. Focal mechanisms computed for 22 earthquakes located between 50 and 120 km depth beneath the network suggest the development of deformation processes in direction parallel to the convergence Nazca plate direction.

Key words: Nazca Plate, subduction, double seismic zone, Perú.

RESUMEN

En la región centro y sur de Perú, la geometría de la Zona Wadati-Benioff (ZWB) ha sido estudiada con el uso de datos locales y telesísmicos; mientras que, para la región norte, solo se han realizado análisis utilizando datos telesísmicos debido al escaso número de sismos con magnitudes $m_b \geq 4.0$. La instalación de una red sismográfica en el borde NW de la región norte de Perú, ha permitido detectar un importante número de sismos con magnitudes M_L entre 1.8 y 4.1, y profundidades máximas hasta 120 km, todos distribuidos sobre el área en donde la ocurrencia de sismos con magnitudes M_L mayores a 4.0 es mínima. En una sección vertical orientada $N70^\circ E$, los sismos se distribuyen en profundidad, desde la fosa siguiendo una pendiente de 10° y a partir de la línea de costa hacia el continente, el ángulo de inclinación aumenta a 28° . Estos resultados permiten definir con alta resolución la geometría de la placa de Nazca en el borde NW de la región norte de Perú. Los mecanismos focales calculados para 22 sismos ubicados por debajo de