

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTIN DE AREQUIPA
FACULTAD DE GEOLOGIA, GEOFISICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERIA GEOFISICA**



**APROXIMACIÓN A UN MODELO DETALLADO DE LA
SISMICIDAD EN EL PERU: CARACTERISTICAS Y
EVALUACION DE LA
ENERGIA SISMICA LIBERADA**

Tesis presentada por el Bachiller en
Ciencias Geofísicas:
YESENIA ISABEL BERNAL ESQUIA
Para optar el Título Profesional de
Ingeniero Geofísico

**AREQUIPA – PERU
2002**



*A mi señora madre **Ninfa**
a mi padre **Carlos** y
a mis hermanos **Graciela** y **Omar**
por su constante apoyo y confianza.*

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

INDICE

INDICE

CAPITULO 1. INTRODUCCION	1
1.1.- Objetivos del Estudio	4
CAPITULO 2. CONTEXTO GEODINAMICO DEL PERU	5
2.1.- Principales Unidades Geomorfológicas	8
2.1.1.- <i>Cordillera Costanera</i>	8
2.1.2.- <i>Zona Costanera</i>	10
2.1.3.- <i>Cordillera Occidental</i>	10
2.1.4.- <i>El Altiplano</i>	11
2.1.5.- <i>Cordillera Oriental</i>	11
2.1.6.- <i>La Zona Subandina</i>	12
2.1.7.- <i>Llanura Amazónica</i>	12
2.2.- Principales Rasgos Tectónicos	13
2.2.1.- <i>Dorsal de Nazca</i>	13
2.2.2.- <i>Fractura de Mendaña</i>	15
2.2.3.- <i>Fosa Marina</i>	15
2.2.4.- <i>Cordillera Andina</i>	16
2.2.5.- <i>Cadena Volcánica</i>	17
2.2.6.- <i>Sistemas de Fallas</i>	18
CAPITULO 3. CARACTERISTICAS GENERALES DE LA SISMICIDAD	22
3.1.- Sismicidad Histórica	23
3.2.- Sismicidad Instrumental	27
3.3.- Características de la Deformación Superficial	31

3.4.- Modelos Para la geometría del Proceso de Subducción	33
3.5.- Principales Sismos Destructores	37
CAPITULO 4. ANALISIS Y EVALUACION DE LA SISMICIDAD DE PERU	43
4.1.- Base de Datos	44
4.2.- Distribución Espacial de los Sismos	46
4.2.1.- <i>Sismos con Foco Superficial ($h \leq 60$ km.)</i>	47
4.2.2.- <i>Sismos con Foco Intermedio ($60 < h \leq 300$ km)</i>	50
4.2.3.- <i>Sismos con Foco Profundo ($h > 300$ km)</i>	53
4.3.- Distribución en Profundidad de los Sismos	54
4.3.1.- <i>Secciones Verticales Paralelas a la Fosa</i>	54
4.3.2.- <i>Secciones Verticales Perpendiculares a la Fosa</i>	62
4.4.- Principales Fuentes de Deformación Superficial	69
4.5.- Modelos de Subducción para el Perú	71
CAPITULO 5. METODOS COMPLEMENTARIOS PARA LA EVALUACION DE LA SISMICIDAD	79
5.1.- Indices de Sismicidad	80
5.2.- Calculo del Volúmen de Deformación Sísmica	90
5.3.- Gráficos Polares	94
CAPITULO 6. ANALISIS Y EVALUACION DE LA ENERGIA SISMICA EN PERU	106
6.1.- Fundamento Teórico	110
6.2.- Distribución de la Energía Sísmica en Perú	112
6.2.1.- <i>Sismos con Foco Superficial ($h \leq 60$ km)</i>	116
6.2.2.- <i>Sismos con Foco Intermedio ($60 < h \leq 300$ km)</i>	121
6.2.3.- <i>Sismos con Foco Profundo ($h > 300$ km)</i>	123

CAPITULO 7. METODOS COMPLEMENTARIOS PARA LA EVALUACION DE LA ENERGIA SISMICA 125

7.1.- Método de Tsuboi 125

7.2.- Energía Sísmica en Función de la Profundidad de los Focos Sísmicos 134

7.3.- Frecuencia de Sismos y Cuantificaron de la Energía Sísmica 139

CAPITULO 8. ZONIFICACION SISMICA PRELIMINAR DEL PERU 148

CAPITULO 9. CONCLUSIONES 158

BIBLIOGRAFIA 165

ANEXO 1. Mapa Sísmico de Perú (1900-2000)

ANEXO 2. Participación en Trabajos de Investigación

- *El Terremoto de la Región Sur de Perú del 23 de Junio de 2001: Aspectos Sismológicos. Informe Final, CNDG – IGP (2002), p 19-30.*
- *Estimación del Tamaño del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001. Informe Final, CNDG – IGP (2002), p 31-38.*
- *Análisis espacial de las Replicas del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 a partir de datos de una Red Sísmica Local. Informe Final, CNDG – IGP (2002), p 49-60.*
- *Grandes Terremotos y Areas de Ruptura en la Región Sur de Perú: Terremoto de Arequipa del 23/06/2001. Informe Final, CNDG – IGP (2002), p 123-132.*
- *Educación y Prevención. Informe Final, CNDG – IGP (2002), p 141-150.*

- *Propuesta de Optimización de la Red Sísmica Nacional del IGP. Compendio de Trabajos de Investigación Realizados por Estudiantes Durante el año 2001. Vol 3, p 137-148.*
- *The Arequipa (Perú) Earthquake of June 23, 2002. Short Notes, in Journal of Seismological (in press).*
- *Análisis de los procesos de ruptura de los sismos ocurridos en 1990 y 1991 en el valle del alto mayo (Moyobamaba-Perú) Boletín de la Soc. Geológica del Perú. V. 91 (2001), p 55-68.*
- *Evaluación de la Sismicidad y Distribución de la Energía Sísmica en Perú. Boletín de la Soc. Geológica del Perú. V. 92 (2001), p 67-78.*
- *Análisis de la Actividad Sísmica en la Región del Volcán Sabancaya (Arequipa). Boletín de la Soc. Geológica del Perú. V. 92 (2001) p 79-88.*
- *Análisis y Evaluación del Sismo de Calacoa (Omate - Moquegua) del 6 de Mayo de 1999 (Mw=4.0). Boletín de la Soc. Geológica del Perú, p 25.*
- *Evaluación de la Vulnerabilidad de la Presa Antacoto y Zona de Marcapomacocha a Partir del Monitoreo de la Actividad Sísmica Local. Informe Final. IGP – SEDAPAL, p 110.*
- *Mecanismo Focal de los Terremotos de Arequipa del 8 de Octubre de 1998 (Mw=6.0) y 3 de Abril de 1999 (Mw=6.5). Boletín de la Soc. Geológica del Perú, V. 89 (2000) 21-23 p.*
- *Características de la Sismicidad en la Región Sur de Perú. Compendio de Trabajos de Investigación. CNDG – Biblioteca IGP, p 69–80.*

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

RESUMEN

El borde Oeste de Sudamérica y por ende el Perú, forma parte del Cinturón de Fuego del Pacífico, conocido por su alto potencial sísmico e importante actividad volcánica. La sismicidad presente en Perú, debe su origen al proceso de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, la misma que se realiza a velocidades del orden de 8 cm/año. Este proceso dio forma a la actual topografía de Perú caracterizada por la presencia de la Cordillera de los Andes, la misma que se constituye como fiel ejemplo de una tectónica dinámicamente activa. Como resultado de este continuo proceso en el Perú ocurre un gran número de terremotos de diversas magnitudes a diferentes niveles de profundidad; por lo tanto, resulta de importancia conocer en detalle las características de esta sismicidad.

En este estudio se hace uso de una base de datos sísmicos extraída de los catálogos de Engdahl (periodo 1964-1995) y del Instituto Geofísico del Perú (año 1996) para analizar las características de la distribución espacial de los sismos y su relación con el proceso de subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana ($m_b \geq 5.0$). Asimismo, se evalúa y cuantifica los niveles máximos de energía liberada por los sismos ocurridos a diferentes rangos de profundidad. Los resultados muestran la existencia de tres fuentes sismogénicas que dan origen a los sismos de foco superficial, intermedio y profundo. Los sismos asociados al contacto de placas y deformación de la placa oceánica, han permitido configurar la geometría del proceso de subducción llegando a verificarse la presencia de dos modos de subducción, una denominada subhorizontal y otra normal, ambas sugerida por diversos autores (Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998; Tavera y Buforn, 2001). Asimismo, los datos sugieren que a la latitud de

10°S, a una distancia de 700 km desde la fosa y a profundidades de 120-150 km, la placa de Nazca estaría soportando un proceso de doblamiento debido a fuerzas derivadas de su mismo peso. La distribución de las curvas de iso-energía coincide con la geometría de las fuentes sismogénicas, siendo los valores máximos de energía sísmica liberada debido a la ocurrencia de sismos de magnitud elevada. La evaluación del número de sismos y sus respectivos porcentajes de energía, sugieren que la frecuencia sísmica y la cantidad de energía sísmica liberada dependen de la magnitud de los sismos.

Por otro lado, métodos como el propuesto por Tusboi sugiere que para el Perú es difícil establecer y proponer periodos medios de acumulación de energía y ocurrencia de grandes sismos debido a la complejidad de los procesos que les dan origen, siendo estos por demás heterogéneos. Sin embargo, de acuerdo a la geometría de cada una de las fuentes sismogénicas presentes en Perú, los sismos pueden liberar mayor o menor energía a diferentes niveles de profundidad. El método de gráficos polares sugiere que los departamentos ubicados frente a la línea de costa serían mayormente afectados por la fuente sismogénica que considera a los sismos de subducción; mientras que, los departamentos del interior serían afectados por sismos asociados a fallas activas.

Dentro del campo de la ingeniería sísmica, el Mapa de Zonificación Sísmica Preliminar, proporciona importante información a tener en cuenta en futuros planes de prevención y mitigación a aplicarse a cada departamento de Perú. Los departamentos de Arequipa, Ica, Lima y Ancash han sido identificados como de Alta Sismicidad..

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

La Tierra se encuentra en constante actividad dinámica, puesta en evidencia con la presencia de una litósfera conformada por una docena de placas rígidas de forma esférica cuyo espesor puede llegar hasta 70 km aproximadamente. Cada una de estas placas, con diferentes características físicas y químicas se encuentran en un constante movimiento, dando origen a diversos procesos tectónicos como la formación de nueva corteza en los fondos oceánicos y la pérdida de la misma en las zonas de subducción (Isacks et al, 1968; Barazangi y Isacks, 1976). Las zonas de subducción y su proceso en sí, son de importancia científica por la remarcable evidencia que ofrece sobre la naturaleza de los diferentes procesos que tienen origen en el interior de la Tierra. Una típica zona de subducción es la conformada por la convergencia de la placa de Nazca y la Sudamericana, la misma que afecta directamente a Perú y Chile generando gran actividad sísmica y volcánica.

En el proceso de subducción, conforme la placa de Nazca (litósfera oceánica) desciende debajo de placa Sudamérica (litósfera continental), se genera un número ilimitado de sismos con diversas magnitudes y ha diferentes niveles de profundidad de ahí que sea posible clasificarlos en superficiales, intermedios y profundos. En estas condiciones, la sismicidad de Perú tendría su origen en el proceso de subducción y fricción entre las placas de Nazca y Sudamericana, constituyéndose este proceso como la principal fuente sismogénica debido a que ha dado lugar a la ocurrencia de sismos de magnitud elevada de manera muy frecuente. Estos sismos han producido un alto grado

de destrucción y mortalidad en las ciudades que se distribuyen de Norte a Sur, en el borde Oeste de Perú. La ocurrencia menos frecuente de sismos destructores se realiza en el interior del continente y permite considerar la presencia de una segunda fuente sismogénica con sismos de magnitud menor pero al ser más superficiales, son tan dañinos como los debidos al proceso de fricción de placas.

Las características de esta sismicidad han sido ampliamente analizadas y descritas por diversos autores, ya sea para configurar el proceso de subducción (Stauder, 1975; Barazangui y Isacks, 1976; Hasegawa y Sacks, 1981; Grange et al, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992; Lindo, 1993; Tavera, 1998; Tavera y Buforn, 2001) ó para definir zonas de deformación continental (Stauder, 1975; Suarez et al, 1982; Sebrier et al, 1985; Bonnot et al, 1988; Deverchere et al, 1989; Lindo, 1993; Tavera et al, 2000 y 2001). Sin embargo, estos estudios han sido realizados en su mayoría utilizando datos telesísmicos provenientes de la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standart Network) y a partir de estudios en áreas o regiones específicas, de ahí que no exista un estudio general utilizando una base de datos homogénea y que considere información calificada y reciente, además de considerar varios tópicos sismológicos que conlleve a realizar un análisis mas detallado de las características de la sismicidad en Perú.

El presente estudio esta estructurado en los siguientes capítulos:

En el *capítulo 2*, se describe el contexto geodinámico de Perú y su relación con la convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana, además de las características de su evolución y de los principales rasgos tectónicos superficiales responsables de la actual geodinámica superficial. En el *capítulo 3*, se presenta las características generales de la sismicidad del Perú, la misma que considera a la sismicidad histórica e instrumental, características de la deformación superficial y algunos modelos propuestos para el proceso de subducción. Asimismo, se considera una relación de los principales sismos destructores.

En el *capítulo 4* se realiza el análisis y evaluación de la sismicidad de Perú, utilizando una base de datos sísmicos calificados. Se analiza la distribución espacial y en profundidad de los sismos en función de la profundidad de sus focos, las principales fuentes de deformación superficial y los modelos de subducción propuestos para el Perú. Mientras que, en el *capítulo 5* se realiza la evaluación de la sismicidad a partir de otros métodos complementarios que permiten evaluar el índice de sismicidad, calcular el volumen de deformación sísmica y elaborar gráficos polares para diferentes ciudades.

El *capítulo 6*, esta consagrado al análisis y evaluación de la energía sísmica a partir de mapas de distribución de la energía dada en unidades de energía (*ue*) para diferentes periodos de tiempos. En el *capítulo 7*, se realiza la aplicación de otros métodos para la evaluación de la energía sísmica liberada, tal como el Método de Tsuboi, la cuantificación de la energía sísmica liberada en función de la profundidad de los focos y frecuencia de sismos expresados en porcentaje de energía. En el *capítulo 8* se presenta la zonificación sísmica preliminar para el Perú, a partir de la distribución de valores de intensidad que caracteriza a cada uno de los sismos de mayor magnitud (ocurridos entre 1964-2000) utilizados en este estudio.

En el *capítulo 9* se presenta las conclusiones obtenidas en el desarrollo del presente estudio.

Finalmente, la *bibliografía y anexos*, en el *Anexo 1* se presenta el Mapa Sísmico de Perú elaborado por el Centro Nacional de Datos Geofísicos como parte de los resultados obtenidos en este estudio y en el *Anexo 2*, en copias simples, los diferentes trabajos de investigación en los cuales el autor ha participado en los últimos dos años.

1.1.- Objetivos del Estudio

En este estudio se hace uso de una base de datos de 33 años, debidamente calificados y recientes, a fin de realizar una aproximación a un modelo detallado de las características de la sismicidad en el Perú. Así, los objetivos principales del presente estudio son:

- Definir los patrones de la sismicidad a partir del análisis y evaluación de la distribución espacial de la sismicidad.
- Proponer un modelo de subducción para Perú a partir de la distribución espacial y en profundidad de los sismos.
- Evaluar la frecuencia sísmica.
- Definir zonas de mayor potencial sísmico a partir de curvas de iso-energía
- Evaluar la recurrencia sísmica
- Realizar la cuantificación de la sismicidad
- Proponer una zonificación sísmica preliminar para el Perú a partir de los valores de Intensidad en la escala Mercalli Modificada.

CAPITULO 2

CONTEXTO GEODINAMICO DEL PERU

La geodinámica de Perú, esta directamente relacionada con la convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana, tal como se muestra en la Figura 2.1. La primera de estas placas se desplaza hacia el Este con una velocidad de aproximadamente 8 cm/año (DeMets et al 1990) y la segunda hacia el Oeste con una velocidad de 4 mm/año (Suaréz el al 1982). La interacción entre estas placas es la causa del arrugamiento y levantamiento del margen continental durante un proceso orogénico complejo que dio origen a una superficie topográfica muy accidentada y cuyo resultado final fue la formación de la Cordillera de los Andes. Este proceso, pudo tener una duración de aproximadamente 10 millones de años en promedio; es decir, menor tiempo que el considerado para la formación de las placas tectónicas y mayor que el tomado en cuenta para la formación de grandes fallas, tal como se muestra en la Tabla 2.1. La formación de la Cordillera Andina fue acompañada por una sucesión de periodos de subsidencias y levantamientos relacionados con regímenes tectónicos de extensión y compresión que produjeron consecuentemente el acortamiento y engrosamiento de la corteza. Este proceso dio origen a la formación de importantes sistemas de fallas, fracturas y pliegues de diferente longitud de onda. Evidentemente, todo este proceso fue acompañado o se desarrollo con la ocurrencia continua de sismos de diversas magnitudes.

Según Megard (1978), Dalmayrac et al, (1981) y Sebrier et al (1985), todo el proceso geodinámico que ha soportado el Perú, se ha desarrollado en dos periodos claramente identificados por los diferentes acontecimientos geológicos que en ellos



Figura 2.1.- Esquema del proceso de convergencia de la placa oceánica (Nazca) y la continental (Sudamericana). F1 y F2 indican la dirección de desplazamiento de las placas según DeMets et al (1990). Las flechas discontinuas indican la presencia y dirección de desplazamiento de la Dorsal de Carnegie, Fractura de Mendaña y Dorsal de Nazca.

ocurrieron. Un primer periodo cuyo régimen de deformación fue netamente extensional, el mismo que fue perturbado por la ocurrencia de variaciones en la velocidad del movimiento de las placas, dirección de la expansión oceánica, presencia de obstáculos en la zona de subducción, cambios en la densidad de la placa oceánica según su edad y un aumento en la capacidad de fricción existente entre la placa de Nazca y Sudamericana. En un segundo periodo, el proceso de deformación pasa a ser totalmente compresivo con la consecuente formación de la Cordillera Andina, hasta presentar los rasgos topográficos que restan hoy en día.

Tabla 2.1.-Duración estimada para la ocurrencia de grandes fenómenos tectónicos

DURACION	FENOMENOS SISMOTECTONICOS
100 Ma	Tectónica de placas
1 – 10 Ma	Formación de la Cadena de Montañas en Frontera de Placas
1000 a – 1 Ma	Formación de Grandes Fallas
100 – 1000 a	Periodo de Recurrencia de Grandes Sismos
1 – 100 a	Deformación Geodésica alrededor de fallas
1 a – 1 día	Posibilidad de Fenómenos Precursores
1 – 100 seg	Duración de la Ruptura Sísmica

Ma= Millones de años / a= Un año / seg= Segundos

Los elementos tectónicos presentes en el margen peruano y en el interior del continente reflejan claramente la evolución geodinámica de Sudamérica. Así, el litoral costero muestra dos cambios importantes en su orientación permitiendo dividirla en tres regiones geográficas: región Norte (al norte de la latitud 5.5° S), región Centro (entre 5.5° y 14° S) y región Sur (por debajo de la latitud de 14° S). Estos cambios son coherentes con la orientación de la Cordillera Andina, la misma que es afectada por la deflexión de Huancabamba (~5° Sur) y la deflexión de Abancay (entre 13° y 14° Sur), ambas producidas probablemente por la llegada de las Dorsales de Carnegie (DC) y de Nazca (DN), Figura 2.1. Las principales características de la evolución geodinámica de

Perú, puede ser ampliamente analizada en Megard y Philip (1976), Megard (1978), Marocco (1980), Dalmayrac et al, (1980), Dalmayrac y Molnar (1981), Sebrier et al, (1982), Lindo (1993) y Tavera y Buforn (1998).

Por otro lado, la compleja topografía de la Cordillera Andina ha permitido que esta sea dividida en cinco unidades geomorfológicas claramente identificables y que juegan un rol importante en la geodinámica andina.

2.1.- Principales Unidades Geomorfológicas

Desde el punto de vista geomorfológico, en el Perú se identifica la presencia de una cadena montañosa que se extiende de Norte a Sur a lo largo de todo Sudamérica, desde Venezuela hasta la Tierra del Fuego en Chile, la misma que es conocida como Cordillera Andina. Esta cordillera, es una franja angosta de corteza fuertemente deformada y que comprende un conjunto de diversas estructuras, tales como montañas, volcanes, anticlinales, sinclinales, mesetas y otras que se encuentran emplazados entre la línea de fosa Peruano - Chilena y el llano Amazónico (Figura 2.2). Dentro de estas estructuras, la más importante y prominente es la Cordillera Occidental, la misma que se constituye en la divisoria entre las cuencas hidrográficas de los Océanos Pacífico y Atlántico.

Por otro lado, en la Cordillera Andina se puede distinguir una serie de unidades morfoestructurales que se distribuyen paralelas a la línea de costa y que deben su origen a la evolución orogénica de la cordillera. En la Figura 2.2, de Oeste a Este se puede identificar la Cordillera de la Costa, la Zona Costanera, la Cordillera Occidental, el Altiplano, la Cordillera Oriental, la Zona Subandina y la Llanura Amazónica (Dalmayrac et al, 1981; Tavera y Buforn, 1998). A continuación se presenta una breve descripción de cada una de estas unidades.

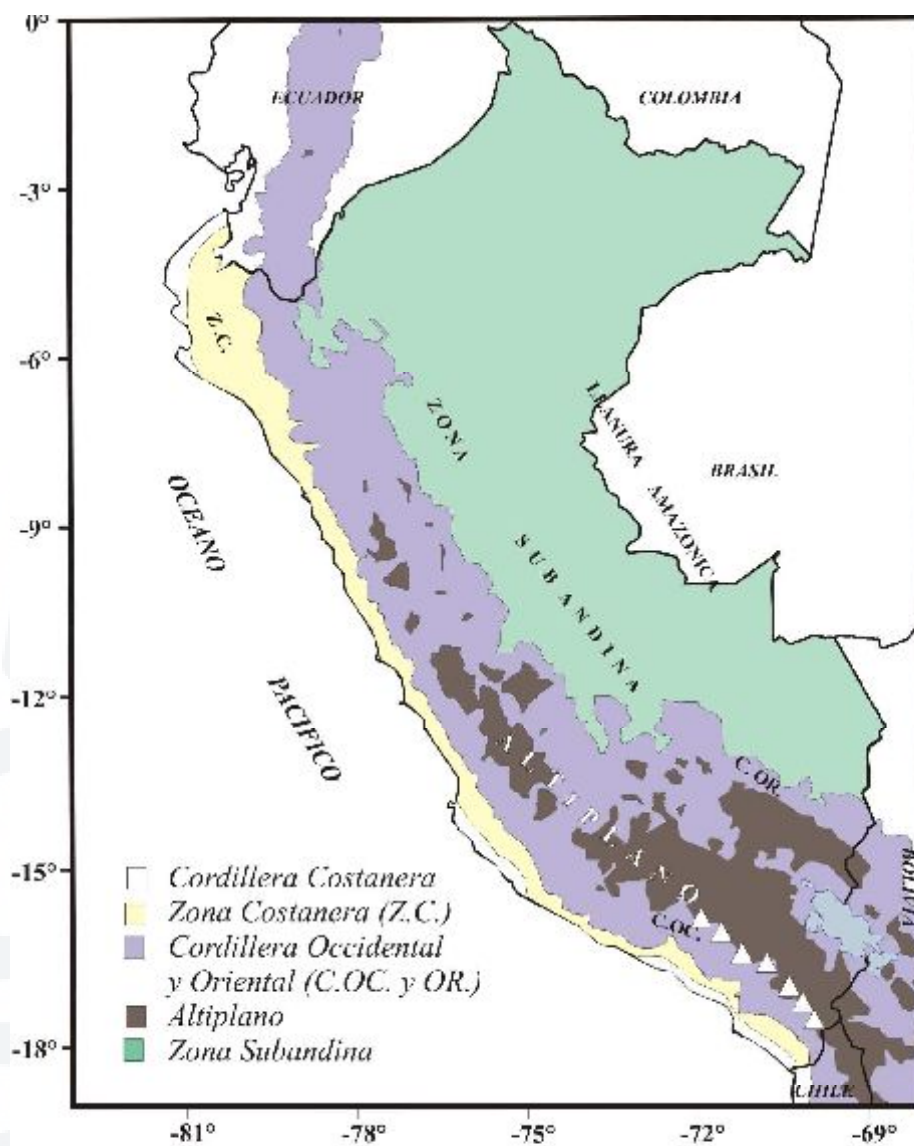


Figura 2.2.- Principales unidades geomorfológicas en Perú (Dalmayrac et al, 1980; Tavera y Buforn, 1998). La Zona Costanera y Zona Subandina presentan elevaciones menores a 1500 metros; mientras que, la Cordillera Occidental y Oriental entre 1500-4000 metros y el Altiplano mayores a 4000 metros. Los triángulos en blanco indican la presencia de la cadena volcánica.

2.1.1.- Cordillera Costanera

La Cordillera de la Costa, 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, siendo posteriormente erosionada parcialmente. Actualmente, esta unidad se presenta segmentada a lo largo y próximo al litoral siguiendo una dirección NW - 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 Nor-oeste 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 (INGEMET, 1995).

2.1.2.- Zona Costanera

La Zona Costanera 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.

2.1.3.- Cordillera Occidental

Esta cordillera 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 NW 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, esta formada por una línea de crestas que sobrepasan los 5000 metros de altitud la misma que 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 sobre una longitud de aproximadamente 300 km en dirección NW-SE.

2.1.4.- El Altiplano

Esta unidad limita por el Oeste con la Cordillera Occidental y al Este con la Cordillera Oriental con elevaciones medias del orden de 3000 metros sobre el nivel del mar 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 NW 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

2.1.5.- Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental, 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 NW-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.

2.1.6.- La Zona Subandina

Esta zona se ubica al Este de la Cordillera Oriental y presenta una anchura variable debido a que en ella se amortiguan las 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 NW-SE.

2.1.7.-Llanura Amazónica

La Llanura Amazónica se extiende, desde la zona Subandina sobre todo el escudo Brasileño y desde el punto de vista geomorfológico, esta representa una amplia zona llana formada por una importante secuencia de sedimentos.

Geomorfológicamente, las unidades descritas anteriormente son el resultado de una tectónica compresional que se concentra en ambos lados de la Cordillera Andina y una extensional en la parte elevada de la misma. Esta tectónica activa permite considerar, el territorio peruano como una de las regiones mas activas del mundo y cuya expresión es reflejada con la ocurrencia frecuente de sismos, erupciones volcánicas y deformaciones superficiales (deslizamientos de tierra, avalanchas y otros).

2.2.- Principales Rasgos Tectónicos

Los grandes rasgos tectónicos, presentes a ambos extremos del margen continental son diversos y deben su origen a los continuos movimientos de compresión y extensión que esta soporta, ya sea debido a procesos de subsidencia o levantamientos que producen en la corteza oceánica y continental. En general, los principales elementos tectónicos responsables de la actual geodinámica superficial en el Perú son: la Dorsal de Nazca, la Fractura de Mendaña, la Fosa Peruano - Chilena, la Cordillera Andina, la Cadena Volcánica y los diferentes Sistemas de Falla distribuidas en el continente. La ubicación geográfica de estos rasgos tectónicos se muestra en las Figuras 2.2 y 2.3.

2.2.1.- Dorsal de Nazca

La Dorsal de Nazca (Figura 2.3), es una cordillera oceánica que se localiza en el extremo NW de la región Sur de Perú (frente al departamento de Ica). Esta cordillera sigue una orientación NE-SW 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 en donde presenta un ancho de aproximadamente 220 km (en la cota de 2000 m). Sin embargo; su ancho y altitud disminuye gradualmente hacia su extremo SW. Tal como se muestra en la Figura 2.3, la cota de 2000 metros de esta dorsal, se localiza a 40 km de distancia aproximadamente de la línea de fosa; mientras que, las cotas menores ya subducieron bajo la placa continental, tal como sugieren Howell (1962), Sebrier et al (1985) y Tavera y Buforn (1998).

En un corte longitudinal, en dirección NE – SW, sobre la cota de 2000 metros se la Dorsal de Nazca alcanza una longitud de 1100 km aproximadamente; mientras que, en un corte transversal, esta presenta forma asimétrica. (siendo probablemente estas características determinantes para los diferentes procesos geodinámicos que se producen en esta región). Desde el punto de vista litológico, la Dorsal de Nazca estaría compuesta por rocas volcánicas con capas de minerales con predominio de hierro, magnesio, potasio y sodios cálcicos. Por otro lado, se estima que la Dorsal de Nazca tiene una edad

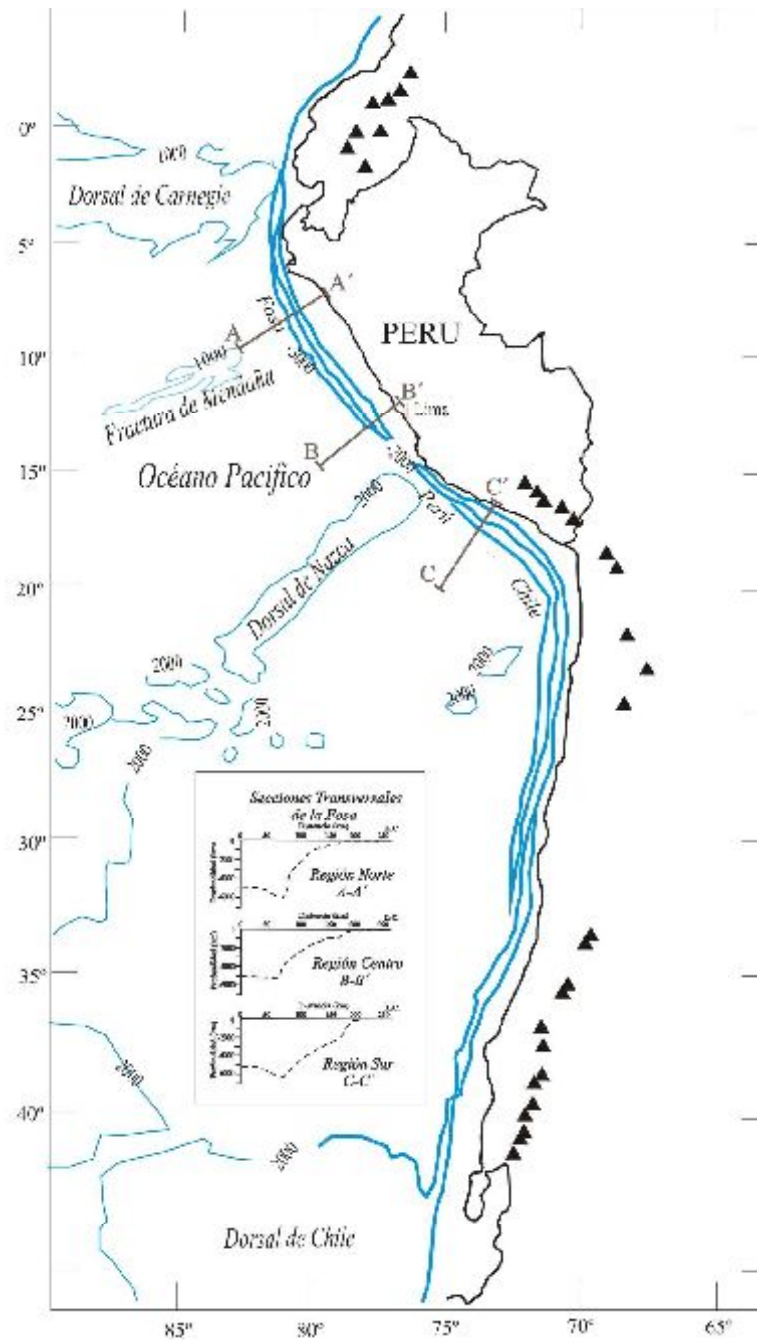


Figura 2.3.- Principales rasgos tectónicos superficiales en Perú y en el borde Oeste de Sudamérica (modificado de Cisternas y Dorbath, 1989). Los triángulos indican la localización de los volcanes. La figura en el interior muestra los niveles de profundidad de la fosas Peruano-Chilena de acuerdo a las secciones verticales en dirección AA', BB' y CC'.

de 5 a 10 millones de años aproximadamente (Marocco, 1980). Estudios recientes, sobre anomalías magnéticas, permiten considerar la hipótesis de que la Dorsal de Nazca debe su origen a una antigua zona de creación de corteza (Sebrier et al, 1985; Udias y Mezcuca, 1997).

2.2.2.- Fractura de Mendaña

La Fractura de Mendaña, corresponde a una discontinuidad de la corteza oceánica que se localiza en el extremo NW de la región Central de Perú, frente al departamento de Ancash y entre 10° y 12° Sur (Figura 2.3). En la actualidad, esta fractura tiene una orientación NE-SW; es decir, perpendicular a la línea de la fosa Peruana - Chilena y un ancho de 80 km aproximadamente sobre la cota de 1000 metros. Según la figura, esta estructura se localizaría 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.

2.2.3.- Fosa Marina

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, por abarcar en su totalidad la costa de Perú y Chile. Litológicamente, la fosa está formada por sedimentos de diferente potencia depositados sobre rocas preexistentes.

Según, Heras (2002) frente a la costa de Perú, la fosa Peruana – Chilena presenta profundidades máximas de hasta 6000 metros en la región Norte y Sur y 5000 en la región Centro, tal como se muestra en la Figura 2.3. En cortes transversales A-A', B-B' y C-C' de la figura, la fosa Peruano - Chilena presenta de Oeste a Este, una ladera

oceánica seguida de una pequeña planicie cuya profundidad máxima pasa el eje de la fosa para luego continuar con una ladera continental, generalmente mas empinada que la primera. Asimismo, su distancia con relación a la línea de costa en la región Norte es de 80 km, en la región Central varía entre 60 - 150 km y en la región Sur es de 120 km aproximadamente.

2.2.4.- Cordillera Andina

La Cordillera Andina se extiende a lo largo del continente Sudamericano desde Venezuela hasta el Sur de Chile con orientaciones que varían desde NE-SW en Colombia y Ecuador, NW-SE en Perú y N-S en Chile. La topografía actual de la Cordillera Andina, es el resultado de varios procesos orogénicos y magmáticos ocurridos durante épocas geológicas pasadas, los mismos que produjeron el engrosamiento y acortamiento de la cordillera con la formación de pliegues, fallas, depresiones, elongaciones de los grandes intrusivos y alineamientos de conos volcánicos (Figura 2.2 y 2.3).

En Perú, de Norte a Sur, la Cordillera de los Andes se presenta bien definida; sin embargo, longitudinalmente presenta dos notables inflexiones presentes a 5° y 14° de latitud Sur aproximadamente, donde su orientación cambia en dirección NE (Deflexión de Huancabamba) y Este-Oeste (Deflexión de Abancay) respectivamente. Transversalmente, la Cordillera Andina presenta diversas unidades morfoestructurales (Cordillera Costanera, Zona de Costa, Cordillera Occidental, Altiplano, Cordillera Oriental y Zona Subandina) y anchos que oscilan entre 250 km en la región Norte y Centro de Perú hasta 500 km en la frontera entre Perú, Chile y Bolivia (Marocco, 1980; Tavera y Buforn, 1998). Estudios de sismicidad muestran que la Cordillera Andina tiene espesores del orden de 51 km en la región Central (Tavera, 1993) y de 75 km en la región Sur (James, 1978).

Desde el punto de vista litológico, la Cordillera Andina esta conformada en general por rocas ígneas plutónicas que afloraron a la superficie por los diversos procesos tectónicos que se desarrollaron durante la orogenia andina.

2.2.5.- Cadena Volcánica

En Sudamérica las Cadenas Volcánicas se distribuyen en tres regiones, una al Norte de los 2°S con una orientación NE–SW (Ecuador), entre 16°–20°S con una orientación NW-SE (Perú) y al Sur de los 20°S con una orientación NE–SW (Chile), tal como se muestra en la Figuras 2.3.

En Perú, la cadena volcánica se ubica en la región Sur por debajo de la deflexión de Abancay para continuar hasta los 25°S al Norte de Chile, (Figura 2.3). Esta cadena se distribuye sobre la Cordillera Occidental siguiendo un aparente alineamiento con orientación NW-SE en Perú y N-S en el extremo Norte de Chile. Las características geométricas de cada uno de los volcanes que integran esta cadena, muestran que la actividad tectónica es contemporánea a la orogenia extensional que experimento la Cordillera Andina cerca del Cuaternario Medio y Reciente (Sebrier et al, 1985). Los principales volcanes presentes en la región Sur de Perú son: Coropuna (6425m.s.n.m), Sabancaya (5795m.s.n.m), Misti (5825m.s.n.m), Ubinas (5672m.s.n.m), Chachani (3745m.s.n.m), Huaynaputina (4800m.s.n.m), Tutupaca (5806m.s.n.m), Yucamane (5508m.s.n.m) ver figuras 2.2 y 2.3.

Es importante remarcar que en las regiones Norte y Centro de Perú, la actividad volcánica disminuyo ó desapareció hace 8 millones de años (Ma), debido probablemente a los diferentes modos de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana en el borde Oeste de Perú.

2.2.6.- Sistema de Fallas

Los principales sistemas de fallas presentes en el Perú, son el resultado del proceso de deformación de la corteza continental como consecuencia del levantamiento de la Cordillera Andina generada por la convergencia de las placas de Nazca y Sudamérica (Figura 2.4). Estas fallas, se encuentran distribuidas sobre todo el territorio peruano formando, en algunas regiones grupos con geometrías similares asociados a idénticos procesos de deformación. Estos sistemas están presentes en mayor número y de Norte a Sur, sobre la zona Subandina al pie de los principales pliegues formados por la subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Oriental y en general, deben su origen a la presencia de fuerzas compresionales (sistemas de fallas de Moyobamba, Satipo, Madre de Dios, etc.). El número de estos sistemas de fallas, es menor sobre la alta cordillera y en el Altiplano, los mismos que se ubican principalmente al pie de algunos nevados importantes y deben su origen a procesos extensivos (sistema de fallas de la Cordillera Blanca y Tambomachay) y compresivos (sistema de fallas del Huaytapallana).

Debido a que la deformación cortical, presente en el territorio peruano, tiene su expresión en superficie de fallas, a continuación se describirá las características más importantes de los principales sistemas de fallas, según su ubicación en cada una de las unidades morfoestructurales descritas en el punto 2.1 (Figura 2.4):

- *Zona Costanera:* En esta zona, al Norte de 5° Sur se ubica la falla de Huaypira (HP), con orientación NE-SW y E-W. Entre 14° y 16° Sur, se observa la presencia de la falla de Marcona (MA) con orientación NW-SE y a la altura de 16.5° Sur destaca la falla de la Planchada (PL) con orientación NW-SE. Estas fallas presentan longitudes del orden de 90 km en promedio y según evidencias de campo corresponderían a de fallas de tipo normal.
- *Cordillera Oriental y Occidental:* El importante proceso de levantamiento que ha sufrido la Cordillera Andina, ha permitido la formación del sistema de falla que sé



Figura 2.4.-Principales sistemas de fallas activas en Perú (Sebrier et al. 1985). HP= Huaypira, AM = Alto Mayo, CB =Cordillera Blanca, SA=Satipo-Amauta, HU=Huaytapallana, MA=Marcona, MD=Madre de Dios, TM = Tambomachay, PL = Planchada, PC = Pampacolca y IP = Ichupampa.

localiza al pie de la Cordillera Blanca y que lleva el mismo nombre (CB). Esta falla es de tipo normal y de las de mayor extensión en el mundo (200 km). El ramal Norte de este sistema, recibe el nombre de falla de Quiches y ambas presentan su buzamiento en dirección SW.

A la altura de la latitud de 16° Sur aparece la falla de Pampacolca (PC) con una longitud de 30 km, siendo esta de tipo normal con buzamiento de su plano principal en dirección SW. Por otro lado, la falla de Ichupampa (IP) se ubica entre 17° y 18.5° Sur sobre una longitud de 220 km aproximadamente. Esta falla es de tipo normal con buzamiento hacia el SW y conforme se extiende hacia Chile buza, hacia el Oeste.

En la zona de alta cordillera sobresale el sistema de falla del Huaytapallana (HU), ubicada en la latitud de 12.5° Sur. Estas fallas son de tipo inverso, en promedio alcanzan una longitud de 25 km en dirección NW-SE y buzamiento hacia el SW..

En la región Sur de Perú, se ubica el sistema de fallas de Tambomachay (TM) entre 13° - 14.5° Sur, el mismo que prácticamente cruza de Norte a Sur a todo el extremo Sur del departamento de Cuzco. Este sistema considera además, a un importante número de fallas de tipo normal que se distribuyen siguiendo diversas direcciones. La mayor de estas fallas se orienta en dirección Este - Oeste (fallas de Viscachani, Alto Vilcanota, Pomacanchi y Langui-Layo).

- *Zona Subandina:* En esta zona destacan los sistemas de fallas del Alto Mayo (AM), ubicadas entre las latitudes de 4° a 8° Sur, uno de los ramales del Centro de este sistema, recibe el nombre de falla de Moyobamba, el sistema de fallas de Satipo – Amauta (SA) entre 9° y 12° Sur y el sistema de fallas de Madre de Dios (MD) entre 12° y 14° Sur. Todos estos sistemas, presentan fallas de diferentes longitudes (del orden de 300 a 500 km) y en general se orientan paralelas a la Cordillera Andina con buzamiento hacia el SW.

Todos los sistemas de fallas descritos anteriormente han sufrido en el pasado importantes reactivaciones debido a la ocurrencia de sismos de magnitud elevada, los mismos que en algunos casos, han puesto en evidencia sobre la superficie escarpas de falla con desniveles, sobre el nivel del suelo, del orden de 2 y 4 metros (Falla de Huaytapallana y Quiches). Por ejemplo, en la Zona Subandina los sismos de 1990 y 1991 reactivaron el sistema de falla de Moyobamba; en la Cordillera Oriental, la falla de Tambomachay fue reactivada con el sismo de 1986; en la Cordillera Occidental, la falla de Quichés fue reactivada con el sismo de 1946, la falla de Huaytapallana debe su identificación a dos sismos ocurridos en 1969; en la alta cordillera, la falla de Ayacucho fue reactivada con los sismos de 1981 y 1999.



CAPITULO 3

CARACTERISTICAS GENERALES DE LA SISMICIDAD

El Perú se caracteriza por ser una de las regiones sísmicamente más activas en el mundo y su actividad más importante esta asociada al proceso de subducción, generando de manera frecuente sismos de diversas magnitudes a diferentes niveles de profundidad. Un segundo tipo de sismicidad, es la producida por las deformaciones corticales, presentes de Norte a Sur sobre la Cordillera Andina y a lo largo de la zona denominada Subandina, en donde se producen sismos menores en magnitud y frecuencia.

La ocurrencia continua de sismos en el Perú, como en cualquier otra región, sísmicamente activa, juegan un rol importante en los diversos procesos sismotectónicos que se producen en el tiempo, ya sea la deformación de rocas, formación de fallas, fenómenos precursores de grandes sismos y la ruptura sísmica que en general, tienen duraciones del orden de 60 segundos para un sismo de magnitud M_s igual a 7.0. En la Tabla 3.1, se observa que estos fenómenos pueden tener duraciones desde un segundo hasta un millón de años cuando se considera la formación de grandes fallas como las de la Cordillera Blanca.

La información sobre la actividad sísmica en Perú, puede ser dividida en sismicidad histórica e instrumental. La primera considera a los sismos ocurridos entre 1500 y 1959 aproximadamente y cuya calidad de datos dependerá principalmente de las fuentes consultadas y de la resolución de los primeros sismógrafos instalados

inicialmente en el mundo alrededor del año 1910. La sismicidad instrumental considera a los sismos ocurridos a partir de 1960, fecha en que se inicia la instalación de la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standart Network), llegándose a incrementar el número de sismos al final del presente siglo debido al auge de la sismometría y de la informática

Tabla 3.1.- Duración Estimada para la Ocurrencia de Procesos Sismotectonicos a Menor Escala

Duración	Fenómenos Sismotectonicos
1000 a – 1 Ma.	Formación de Grandes Fallas.
100 – 1000 a.	Periodo de Recurrencia de Grandes Sismos
1 – 100 a.	Deformación Geodésica alrededor de fallas.
1 a – 1 día.	Posibilidad de Fenómenos Precursores.
1 – 100 seg.	Duración de la Ruptura Sísmica.

Ma= Millones de años / a= Un año / seg= Segundos

3.1.- Sismicidad Histórica

La información, sobre la sismicidad histórica de Perú data del tiempo de la conquista y colonización del país y se encuentra esparcida en diferentes obras inéditas, manuscritos, crónicas, narraciones, informes administrativos por parte de los clérigos y gobernantes de aquellos años. Gran parte de esta información ha sido recolectada y publicada por Polo (1904), Barriga (1939), Silgado (1978) y Dorbath et al, (1990). En general, estos autores indican que el sismo más antiguo para el cual se dispone de 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 movimientos sísmicos; por lo tanto, existe la posibilidad de que hayan ocurrido sismos importantes en áreas no pobladas o próximas a localidades con las cuales era difícil establecer comunicación. De ahí la ausencia de información sobre sismos que pudieran haber ocurrido en la Alta Cordillera y zona Subandina (Figura 3.1).

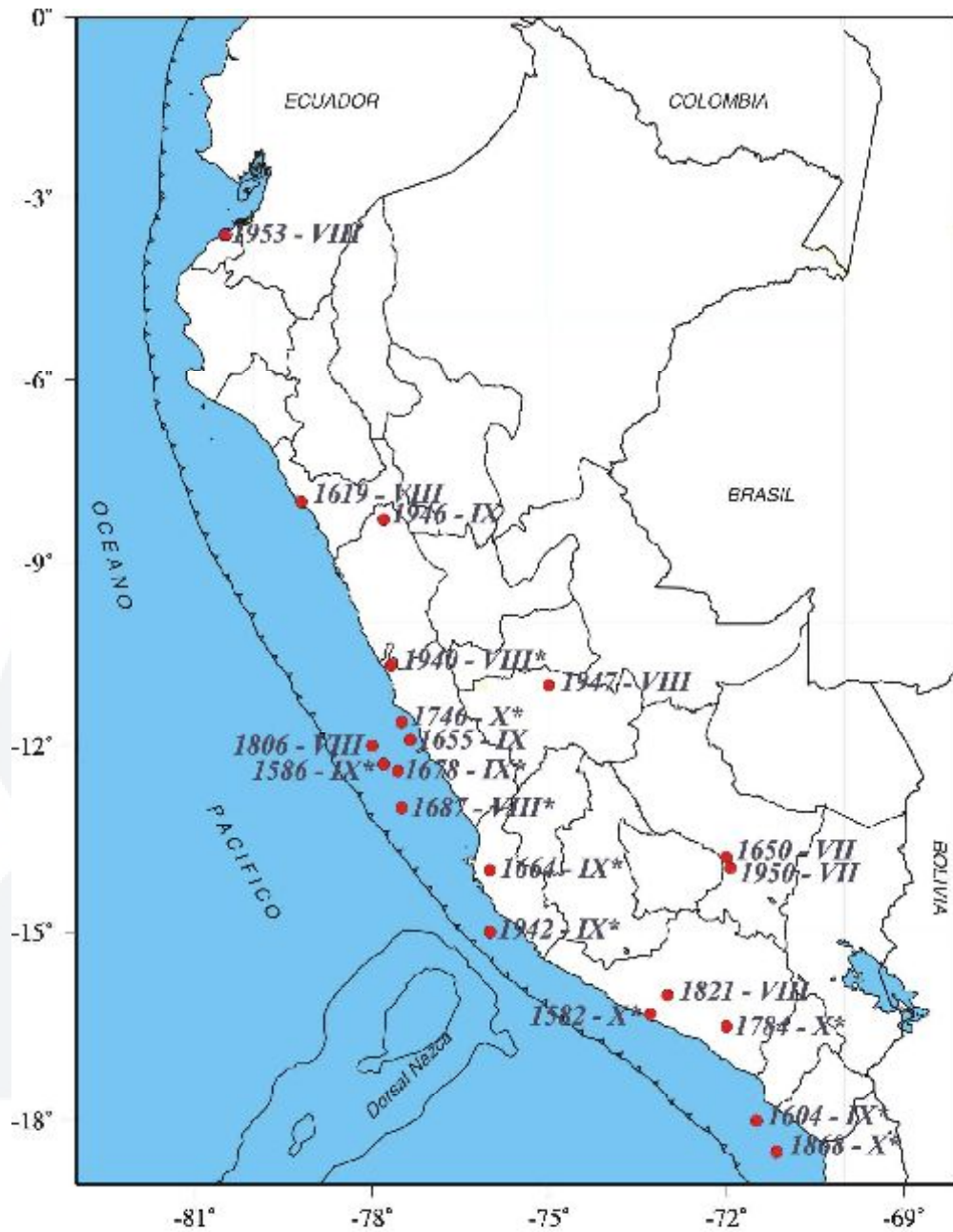


Figura 3.1.- Distribución de la actividad sísmica histórica de Perú (1513 y 1959) según Silgado (1978). A partir del año 1910 se considera sismos con intensidades mayores a VII en MM. El asterisco (*) indica que el sismo fue acompañado de Tsunami.

A continuación, se describe algunos puntos de vista de los investigadores más importantes que se ocuparon de la sismicidad histórica de Perú.

- *T. Polo (1904)*. El historiador Toribio Polo remarca la ocurrencia de más de 2500 sismos desde la conquista hasta fines del siglo XIX y advirtió que por causas diversas no se anotaron muchos de los ocurridos entre los años 1600 a 1700. Asimismo, indica que los grandes sismos produjeron cuantiosos daños materiales debido a que las construcciones de aquellos años eran inadecuadas para resistir los movimientos violentos del suelo.
- *P. Barriga (1939)*. El padre Barriga describe las características de todos los sismos ocurridos en la región Sur de Perú hasta 1555. Esta información sirvió de base para que otros investigadores retomaran el trabajo de recopilar la información de los sismos de mayor magnitud.
- *E. Silgado (1975)*. El trabajo realizado por este autor se constituye como la recopilación más completa de sismos importantes ocurridos en Perú entre 1513 y 1974. La descripción de las características de los sismos es detallada y bastante clara, siendo muchos de ellos estudiados por el mismo autor, consignando los valores de intensidad local y regional producidos por estos sismos. Asimismo, el autor estima la magnitud de los mismos a partir del área de intensidad máxima a fin de poder compararlos con sismos más recientes.
- Recientemente, *Dorbath et al (1990)* realiza una revisión detallada de toda la información existente sobre sismos históricos a fin de correlacionar las áreas de intensidad máxima y las longitudes de ruptura de los grandes sismos y a partir de esta, estimar su magnitud. Los resultados obtenidos por estos autores, son comparados con los respectivos valores obtenidos en otras investigaciones aplicando diferentes métodos. Asimismo, los autores sugieren que los grandes sismos en Perú tienen un periodo de recurrencia del orden de una centuria (100 años).

Por otro lado, la profundidad focal del total de los sismos históricos no ha sido determinada con precisión; sin embargo, debido a su ubicación geográfica (entre la fosa y la línea de costa) y daños observados en superficie, estos fueron considerados en su mayoría como superficiales.

En la Figura 3.1 se muestra la localización epicentral de los sismos históricos ocurridos entre 1513 y 1959, los mismos que han generado intensidades mayores a VII en la escala Mercalli Modificada (Silgado, 1978; IGP, 2000). En esta Figura se observa que los sismos se distribuyen 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. Asimismo, la mayoría de estos sismos produjeron tsunamis con olas de diferentes alturas. En el interior del continente, el número de sismos disminuye considerablemente.

Entre los sismos más importantes ocurridos durante este periodo en la región Norte de Perú fueron los de 1619 y 1953 (VIII MM), los mismos que produjeron muerte y destrucción en las ciudades de Trujillo y Tumbes. En la región Central sobresalen los sismos ocurridos en 1586 (IX MM), primer gran sismo para el cual se tiene documentación histórica; 1687 (VIII MM) y 1746 (X MM), los mismos que destruyeron casi completamente a la ciudad de Lima. El sismo de 1746 generó un tsunami con olas de 15-20 metros de altura que inundó totalmente al puerto del Callao. En la región Sur, ocurrieron sismos importantes en 1604 (IX MM), 1784 (X MM) y 1868 (X MM) que destruyeron principalmente a las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna, Puno y Norte de Chile. El terremoto de 1868 habría producido una longitud de ruptura del orden de 500 Km y un tsunami con olas de 12 a 16 metros de altura. En el interior del continente, ocurrieron sismos importantes en 1650 (VII MM), 1946 (IX MM) y 1947 (VIII MM) que produjeron muerte y destrucción en las ciudades de Cuzco, Huaraz y Satipo respectivamente. Para este periodo de tiempo (1500-1959), no existe información sobre sismos ocurridos en toda la zona Subandina de Perú.

3.2.- Sismicidad Instrumental

El análisis y evaluación de la distribución espacial, en superficie y profundidad de la sismicidad instrumental ocurrida en el Perú, ha sido realizadas por diversos autores utilizando información telesísmica (Stauder, 1975; Barazangi 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). Los resultados obtenidos por estos autores utilizando diferentes bases de datos, han permitido conocer las características y la geometría de las principales fuentes sismogénicas asociadas a la deformación cortical y al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

Las características de la distribución espacial de la actividad sísmica, puede ser analizada en la Figura 3.2, la misma que contiene sismos para el periodo de 1960–1995 con $m_b \geq 5.0$. Según Tavera y Buforn (1998), los sismos con foco superficial (Figura 3.2, círculos) se producen en la zona oceánica y se distribuyen en dirección paralela a la línea de costa. En esta zona se producen con relativa frecuencia sismos de magnitud elevada como el ocurrido en 1970 ($m_b = 6.4$), el mismo que es considerado como uno de los más catastróficos en el mundo por haber producido la muerte de 67000 personas, 250000 desaparecidos y 180000 heridos. Esta sismicidad esta directamente asociada a la fricción de placas dentro del proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Un segundo grupo de sismicidad con foco superficial se localizaría en el interior del continente y debería su origen al proceso de subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina y a la deformación cortical que se produce en la Alta Cordillera, siendo estos sismos menores en magnitud y frecuencia. El sismo de mayor magnitud ocurrido en continente y para el cual se cuenta con información, es el de 1991 ($m_b = 6.4$), el mismo que produjo innumerables perdidas humanas y económicas en las localidades de Moyobamba, Soritor y Rioja. En términos generales, la distribución de la sismicidad sobre el territorio peruano muestra las zonas de mayor deformación superficial.

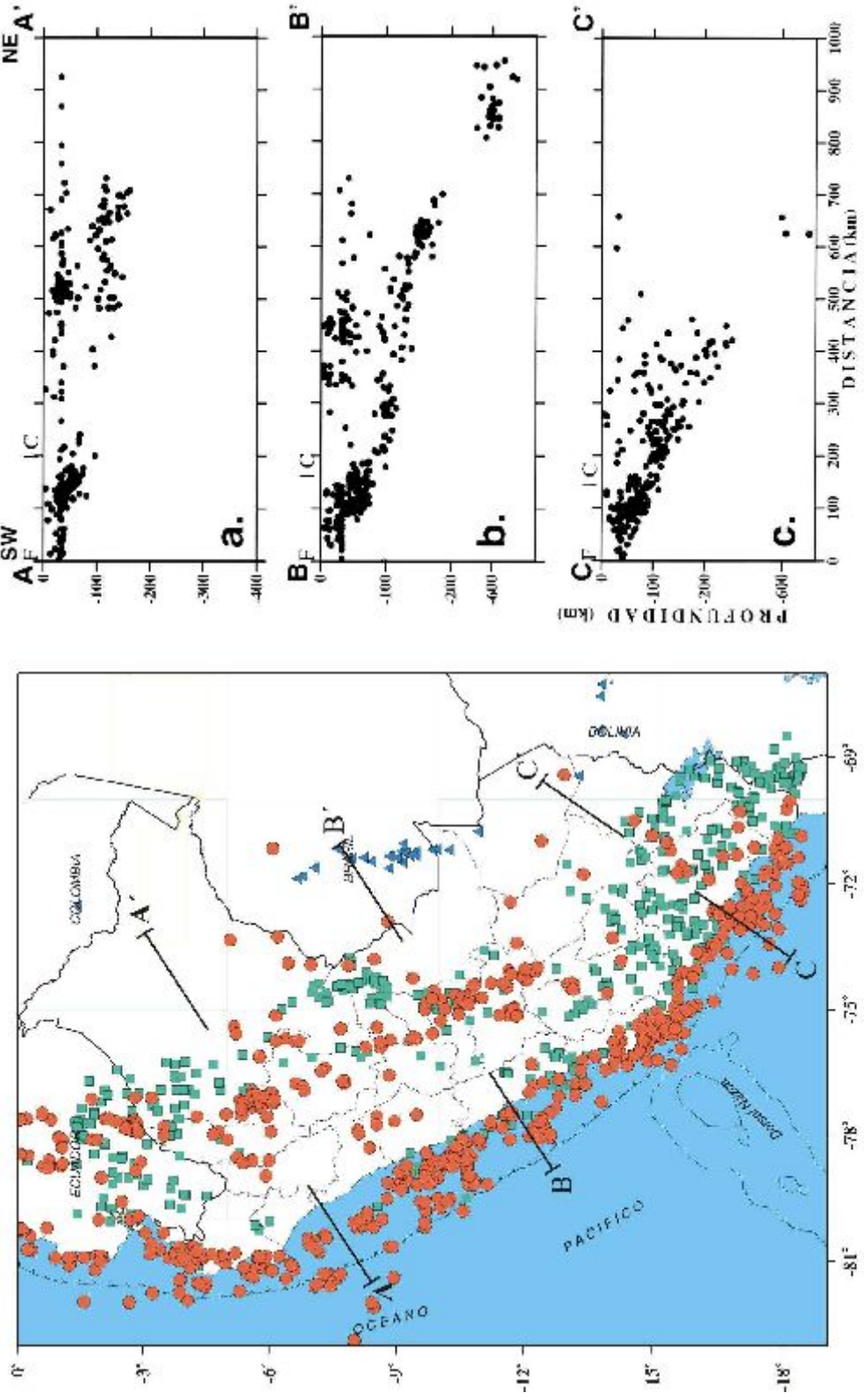


Figura 3.2.- Mapa de sismicidad instrumental para el Perú, período 1960 - 1995, $m_b > 5$ (NEIC y IGP). Los círculos representan a los sismos con foco superficial, los cuadrados con foco intermedio y los triángulos con foco profundo. Las secciones transversales corresponden a la región Norte (a), Centro (b) y Sur (c) según las líneas AA' BB' y CC' respectivamente.

Asimismo, Tavera y Buforn (1998) muestran que los sismos con foco intermedio se distribuyen en superficie de manera irregular (Figura 3.2, cuadrados); sin embargo, es posible distinguir tres grupos. El primero se distribuye paralelo a la línea de costa por debajo de los 9° Sur y se caracteriza por la frecuente ocurrencia de sismos de magnitud elevada, como los ocurridos en 1983 (6.1) y 1993 (6.3) los mismos que presentan magnitudes mb que varían entre 6.1 y 6.5. El segundo grupo se localiza en la región Norte y Centro, con sismos que se distribuyen a lo largo de la Cordillera Oriental y la Zona Subandina siguiendo alineamientos Norte-Sur. El tercer grupo y el más importante, se distribuye sobre toda la región Sur presentando un mayor índice de sismicidad con respecto a las zonas anteriores. Finalmente, los sismos con foco profundo se localizan en la región Central cerca del borde Perú – Brasil y en la región Sur en el borde Perú – Bolivia (Figura 3.2, triángulos). Esta actividad sísmica es mayor en la primera región (6°-11° Sur) y sigue un aparente alineamiento N- S; mientras que, en la segunda es menos numerosa y más dispersa.

Para el análisis de la distribución en profundidad, de la actividad sísmica instrumental se constituyeron tres secciones sísmicas correspondientes a las regiones Norte, Centro y Sur de Perú según las rectas A-A', B-B' y C-C' indicadas en la Figura 3.2.

- Según la sección A-A' la profundidad de los sismos aumenta de Oeste a Este, con focos a menos de 50 km en la zona oceánica hasta 150 km de profundidad en el interior del continente. Entre 200 y 450 km de distancia horizontal desde el punto A, se observa menor ocurrencia de sismos siendo estos más superficiales, lo que puede indicar la existencia de una posible laguna sísmica. A partir de la distancia de 450 km, aumenta el número y las profundidades de los sismos hasta una distancia horizontal de 700 km desde la fosa. Estas profundidades indicarían el límite del contacto y la forma de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana a estos niveles de profundidad. Los sismos con focos superficiales se concentran mayormente a una distancia de 500 km desde la fosa con una profundidad que no sobrepasa los 60 km.

- En la sección B-B', la distribución de los focos sísmicos sigue el mismo patrón descrito anteriormente, pero sin observar la existencia de la posible laguna sísmica. En ambas secciones verticales y hasta unos 100-150 km de profundidad, los focos se distribuyen según una línea con pendiente de 15° a 20° y a partir de esta profundidad, el límite de la forma de la placa oceánica es prácticamente horizontal. Los sismos con foco superficial se distribuyen linealmente sobre la profundidad de 33 km; sin embargo, las zonas de mayor deformación presentan un alto índice de sismicidad. Así mismo, entre 200–500 km de profundidad hay ausencia de sismos volviendo estos a aparecer a la profundidad de 600 km poniendo en evidencia la continuidad de la placa oceánica en el proceso de subducción a mayores niveles de profundidad.

- En la Sección C-C', los sismos se distribuyen en profundidad con características diferentes a las otras regiones. La profundidad de los focos sísmicos aumenta linealmente de Oeste a Este con una pendiente de 25° a 30° hasta 350 km de profundidad aproximadamente. Esta sismicidad es continua hasta una distancia de 400 km a partir de la fosa; mientras que, a distancias mayores solo se observa la presencia de sismos con foco superficial ($h \geq 60$ km.) o profundos ($h > 500$ km). En esta región, los sismos profundos se localizan a 600 km de profundidad y en menor número en relación a la región Centro.

De acuerdo a las características de la distribución espacial de los sismos, estos pueden ser divididos en dos grupos, uno relacionado directamente al proceso de subducción mediante la cual se configura la geometría del contacto entre la placa de Nazca y la Sudamericana y la geometría de la primera a mayores niveles de profundidad. El segundo grupo está asociado a deformaciones corticales o reactivaciones esporádicas de importantes sistemas de fallas, presentes en el interior del continente.

3.3.- Características de la Deformación Superficial

La ocurrencia frecuente de sismos de diversa magnitud en el interior del continente pone de manifiesto el importante nivel de deformación superficial que en él se produce. Es importante remarcar que esta sismicidad se concentra sobre trazas de falla reconocidas como sísmicamente activas y que en su momento produjeron sismos de magnitud elevada. Esta sismicidad, debido a que se producen próxima a la superficie generan un alto grado de destrucción en las ciudades y localidades circundantes. Son importantes los sismos que se produjeron en 1946 debido a la reactivación de la falla de Quiches (Ancash), el de 1969 a la falla de Huaytapallana (Huancayo) y el de 1986 a la falla de Tambomachay (Cusco), todos sobre la Cordillera Andina. En la zona Subandina, son importantes los sismos asociados a la falla de Satipo ocurrido en 1947 (Junín) y los de 1990 y 1991 que reactivaron al sistema de fallas de Moyobamba y Rioja (San Martín). La magnitud de estos últimos sismos fue menor e igual a 6.5 mb y por lo general, presentaron procesos complejos de ruptura (Por ejemplo, los sismos de Moyobamba se debieron a la ruptura aleatoria de por lo menos 3 puntos o áreas sobre el mismo plano de falla, tal como indica Tavera y Buforn, 2001).

Los periodos de recurrencia de los sismos de magnitud elevada en el interior del continente, aparentemente son muy grandes. Así para los últimos 500 años, no se cuenta con información confiable que asegure la ocurrencia histórica de sismos en las zonas continentales reconocidas hoy en día como fuentes sismogénicas. Esto sugiere que el proceso de deformación continental es lento y poco uniforme; sin embargo, casi todos los sismos grandes han mostrado en superficie rasgos tectónicos que indican el tipo de deformación producida. Las zonas de mayor deformación superficial, han sido identificadas y descritas por diversos autores desde el punto de vista sismológico (Stauder, 1975; Suarez et al, 1982; Deverchere, 1989; Lindo, 1993; Tavera et al, 2000) y tectónica (Sebrier et al, 1985; Bonnot et al, 1988). Sin embargo, recientemente Tavera y Buforn (1998) muestran que el índice de deformación superficial se realiza perpendicular a la Cordillera Andina, siendo este mayor en la zona Subandina de la región Norte y menor en la región Centro y Sur, tal como se muestra en la Figura 3.3.

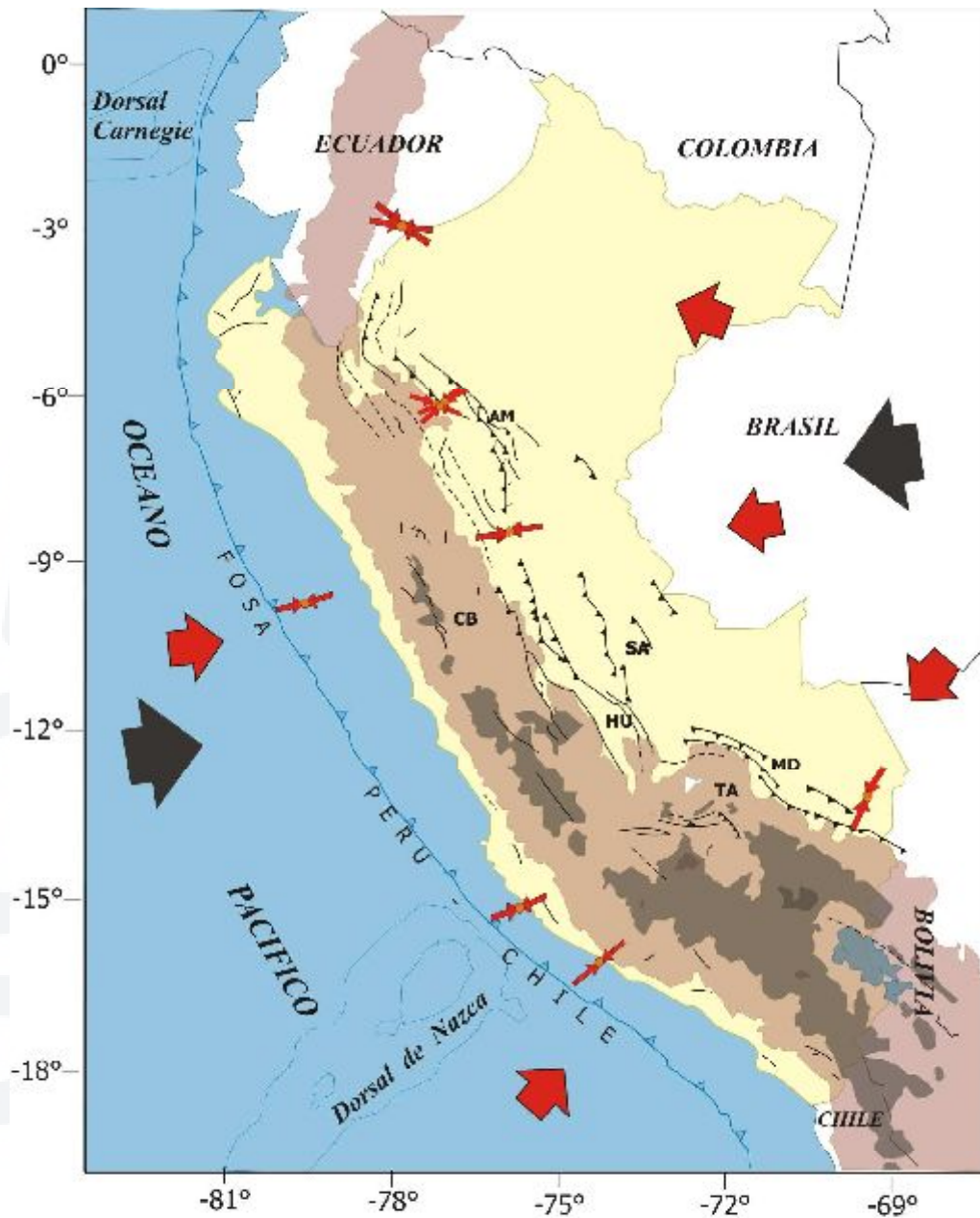


Figura 3.3.- Esquema sismotectónico en superficie para el Perú obtenido a partir de la distribución de los esfuerzos regionales según Tavera (1998). Las flechas pequeñas corresponden a la proyección de los ejes de presión obtenidos a partir de mecanismos focales de sismos con foco superficial. Las flechas grandes indican la dirección del esfuerzo regional y las flechas en negro la dirección de la convergencia de placas según DeMets et al (1990). Otros, ver Figura 2.4.

Asimismo, en esta figura se observa que la deformación es menor sobre la alta cordillera, pero está presente sobre el sistema de fallas de la Cordillera Blanca, Huaytapallana y Tambomachay.

Estudios de Tectónica y microtectónica realizados por Sebrier et al (1988), han permitido con la ayuda de fotos satélite identificar la existencia de Trazas de fallas que aparentemente no se han reactivado durante el Cuaternario en razón de que no produjeron sismos de magnitud importante. Estas posibles fallas, son comúnmente identificadas como lineamientos a pesar que frecuentemente generan microsismicidad.

Los resultados obtenidos a partir de la sismología y la tectónica muestran en conjunto la existencia, en el interior del continente de un importante índice de deformación superficial asociado a un número importante de sistemas de fallas de diferentes tipos, las cuales pueden estar sísmicamente activas o no. La deformación continental está presente en diferentes zonas, aunque esta se realice en una escala de tiempo demasiado grande como para ser evaluada de manera continua.

3.4.- Modelos Para la Geometría del Proceso de Subducción

La distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos (información telesísmica y regional), ha permitido a muchos autores proponer diversos modelos para la geometría del proceso de subducción presente en el Perú (Stauder, 1975; Barazangui y Isacks, 1976; Hasegawa y Isacks, 1981; Grange et al, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992; Lindo, 1993; Tavera, 1998; Tavera y Buforn, 2001). La conclusión más importante es que se acepta la existencia de dos modos de subducciones totalmente diferentes y presentes en las regiones Norte - Centro y Sur de Perú. Los resultados más relevantes obtenidos por algunos de estos autores son:

- *Stauder (1975)*, utilizando información telesísmica propone la existencia de dos modos de subducción en el Perú. En la región Norte-Centro, la placa oceánica subduciría con un ángulo medio de 30° hasta una profundidad de 100-120 km a partir de la cual, esta se haría casi horizontal; mientras que, en la región Sur la placa llegaría hasta 350 km de profundidad conservando el mismo ángulo de inclinación.

- *Barazangi y Isacks (1976 - 1979)*, usando datos telesísmicos postularon que el proceso de subducción en la región Norte-Centro se realiza con un ángulo de 10° hasta una profundidad de 100 km aproximadamente y a partir de la cual, se realizaría de manera casi horizontal. En la región Sur, el ángulo de subducción sería del orden de 30° llegando a alcanzar una profundidad de 300 km. Estos autores postulan, la existencia de una ruptura en la litosfera subducente que separaría a estas dos regiones, tal como se muestra en la Figura 3.4a.

- *Hasegawa y sacks (1981)*, utilizando datos registrados por una red sísmica local instalada en la región Sur de Perú, postulan que en esta región Sur el proceso de subducción ocurre con un ángulo de aproximadamente 30° hasta una profundidad próxima a 300 km. Hacia la región Central, la subducción conserva el mismo ángulo pero esta se hace horizontal a una profundidad del orden de 100 km. Estos autores concluyen que la forma de la placa subducente es continua y que el cambio en el modo de subducción, entre la región Norte y Sur se produce sobre un ancho de aproximadamente 80 km (Figura 3.4b).

- *Grange (1984)*, usando datos de una red sísmica local instalada en la región Sur de Perú se identifica la existencia 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° constante hasta una profundidad de 400 km, el mismo que disminuye hacia la región Central hasta alcanzar profundidades del orden de 100 km..

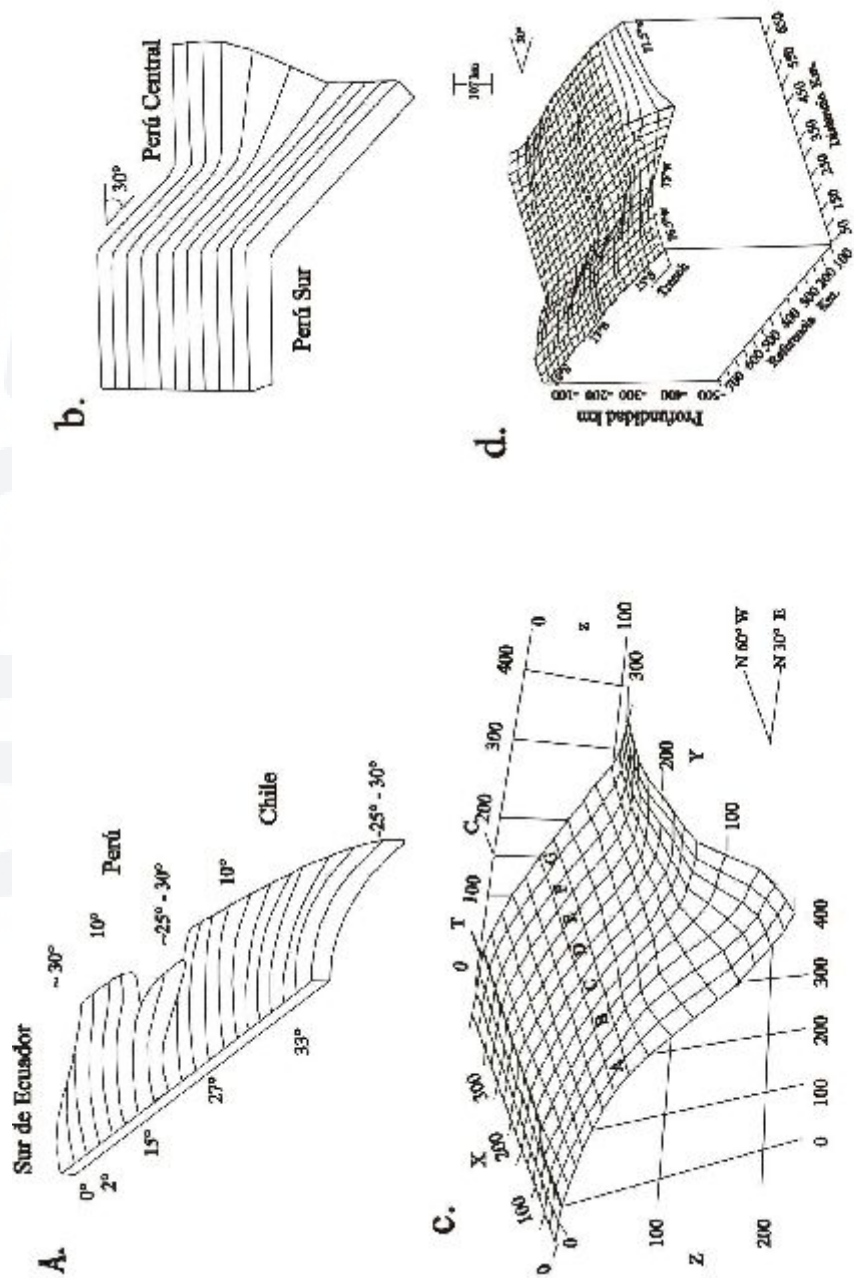


Figura 3.4.- Modelos para la geometría del proceso de subducción propuestos para el Perú. a) Barazangi y Isacks (1976) para Ecuador-Perú y Chile, b) Hasegawa y Sacks (1981) para el Centro y Sur de Perú, c) Schneider y Sacks (1987) para el Sur y d) Rodriguez y Jávea (1991) para la región central.

- *Schneider y Sacks (1987)*, examinan el modo de la subducción de la placa de Nazca en la región Sur de Perú a partir de sismos registrados por una red local instalada en esta región. Los autores muestran que la subducción en esta región se realiza con un ángulo de 25° hasta alcanzar los sismos profundidades de orden de 250 km; mientras que, en la región Central los sismos llegan a profundidades de 100 km, a partir de la cual estos se distribuirían de manera casi horizontal (Figura 3.4c).

- *Rodríguez y Tavera (1991)*, determinaron la geometría de la 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 postularon 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 650 km de distancia desde la línea de 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 3.4d).

- *Cahill y Isacks (1992)*, realizan una compilación de los datos presentados por el International Seismological Center and Preliminary Determination of Earthquakes; para el periodo 1963-1989 a fin, de estudiar la geometría de la zona de Wadati - Benioff en Sudamérica. La selección de los datos se realiza en función de las residuales obtenidos en la localización, frecuencia sísmica y relación magnitud vs número de estaciones que registraron el sismo y que son utilizados en el cálculo. Los autores lograron obtener un mapa 3D de la geometría de la zona de Wadati - Benioff entre las latitudes de 7°S a 40°S , mostrando que la contorsión de la placa, desde la fosa, que se inicia con un ángulo de $27\text{-}30^\circ$ y continua por debajo del continente mostrando los dos tipos de subducción propuestos para el borde Oeste de Sudamérica. Una subducción subhorizontal presente en la zona Central de Perú (entre 7°S - 16°S) y Chile

(entre 27°S – 31°S) y otra subducción de tipo normal presente en la región Sur de Perú – Norte de Chile (entre 16°S – 25°S) y Sur de Chile (por debajo de 31°S)

- *Megard (1978)* y *James (1990)*, a partir de estudios geológicos y tectónicos sostienen que los diferentes modos de subducción presentes en el Perú (subhorizontal y normal), están fuertemente correlacionados con los cambios en los estilos tectónicos y magmáticos que caracterizan a las diferentes fases de la evolución geodinámica de los Andes Centrales. El paso de un proceso de subducción subhorizontal a normal coincide con el cese de la actividad magmática en la región Norte y Centro desde 10 a 12 millones de años. Si se considera que la velocidad de la subducción de la placa de Nazca bajo el continente Sudamericano es de 8 cm/año, implicaría que por lo menos, 800 km de la placa de Nazca habría subducido desde el inicio de este proceso.

3.5.- Principales Sismos Destruyores

La historia sísmica de Perú data del año 1500, fecha a partir de la cual el mayor número de sismos de magnitud elevada ha ocurrido frente a línea de costa llegando a afectar considerablemente a las ciudades que se ubican, de Norte a Sur, en el borde Oeste de Perú. En el interior del continente, el número de sismos de magnitud elevada es menor pero el grado de destrucción es similar a lo observado con el anterior grupo.

Tal como se dijo anteriormente los sismos que ocurren entre la fosa y la línea de costa están directamente relacionados con el proceso de subducción o fricción de placas. *Dorbath et al (1990)*, a partir de las áreas de intensidad máxima (VIII MM) ha determinado que los sismos de magnitud elevada ocurridos antes de 1940 presentaron magnitudes mayores a 7.0 Ms y muchos de ellos han generado la presencia de importantes Tsunamis. Dentro de este grupo, se encuentran los sismos de 1687, 1746, 1868 y otros, cuyos parámetros focales y características se muestra en la Tabla 3.2. Asimismo, en esta Tabla se puede observar que para la región Norte solamente se tiene

Tabla 3.2- *Relación de los sismos de mayor tamaño ocurridos en Perú. MM, escala Modificada de Mercalli y (*), sismos que produjeron Tsunami.*

Fecha (d/m/a)	Lat. (°)	Long. (°)	Prof (km)	Mag (Ms/mb)	I _{max} MM	Comentarios
22/01/1582	-16.6	-71.6	--	7.5	X*	La ciudad de Arequipa quedo en ruinas. Cayeron alrededor de 300 casas y perecieron mas de 35 personas.
09/07/1586	-12.1	-77.0	--	7.7	IX*	Los principales edificios de la ciudad de Lima, se vinieron al suelo. Perecieron mas de 22 personas.
24/11/1604	-17.8	-70.9	--	7.0	IX*	Las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna y Arica quedaron en ruinas pereciendo mas de 23 personas
14/02/1619	-07.9	-79.0	--	7.7	IX	La ciudad de Trujillo quedo en ruinas, pereciendo 350 personas
31/03/1950	-13.5	-71.7	--	7.2	X	En la ciudad de Cuzco cayeron templos y edificios. Se observó agrietamientos en el terreno
13/11/1655	-12.3	-77.6	--	7.7	IX	El sismo derribó muchas casa y edificios de Lima.
12/05/1664	-14.0	-76.8	--	7.8	X	La ciudad de Ica quedo destruida y perecieron 300 personas.
16/06/1678	-12.3	-77.8	--	7.7	IX*	Muchas edificaciones de Lima quedaron en ruinas. En Lima, Callao y Chancay se contabilizo 10 muertos
20/09/1687	-13.0	-77.5	--	8.2	IX*	Lima fue destruida por dos sismos. El primero desarticulo y sacudió los edificios y el segundo mas prolongado en duración, los cabo de arruinar ocasionando cerca de 100 muertos.
29/10/1746	-11.9	-77.2	--	8.4	X*	Lima y Callao quedaron destruidas. Un tsunami termino por destruir el Callao. De 3,000 casas existentes solo quedaron 25 en pie, donde perecieron 1,141 personas
13/05/1784	-16.5	-72.0	--	7.8	X*	La ciudad de Arequipa sufrió la ruina de edificios y viviendas. Perecieron 54 personas.
10/07/1821	-16.0	-72.9	--	7.9	VIII	El sismo ocasiona grandes daños en la provincia de Arequipa donde perecieron un total de 162 personas
13/08/1868	-18.3	-70.6	--	8.6	X*	Sismo que causo destrucción en Arequipa, Tacna, Moquegua, Arica e Iquique. El tsunami, que siguió al sismo presento olas de 16m de altura. Perecieron aproximadamente 180 personas en todo el Sur.

Fecha (d/m/a)	Lat. (°)	Long. (°)	Prof (km)	Mag (Ms/mb)	Imax MM	Comentarios
24/05/1940	-11.2	-77.7	--	6.6	VIII*	<i>Ruina parcial de la ciudad de Lima. Importantes pérdidas económicas. Perecieron 179 personas y 3,500 heridos</i>
24/08/1942	-15.5	-74.7	--	6.7	IX*	<i>Sismo que destruyó los alrededores de Ica y Arequipa. Se produjo un tsunami con olas que alcanzan 3m de altura. Perecieron 30 personas y 25 heridos por diversas causas</i>
10/11/1946	-08.4	-77.8	--	6.9	X	<i>Ruina parcial en las localidades del departamento de Ancash. Perecieron 1,396 personas a pesar de la escasa densidad de población en esta zona</i>
01/11/1947	-11.2	-75.0	--	6.2	IX	<i>Sismo que afectó la zona central de Perú. En Satipo y alrededores se contabilizó 200 muertos.</i>
21/05/1950	-14.4	-72.1	15	5.6	VII	<i>La ciudad de Cuzco sufrió daños en más de un 50% de sus edificaciones. Perecieron 120 personas y hubo 275 heridos.</i>
12/12/1953	-03.8	-80.5	--	6.7	VIII	<i>Sismo que afectó seriamente a la ciudad de Tumbes (7 muertos)</i>
17/10/1966	-10.72	-78.6	38	6.4	VIII	<i>Sismo que destruyó paralelamente a Lima y Callao. Se contabilizó 100 muertos y daños materiales que ascendieron a mil millones de soles</i>
01/10/1969	-11.8	-75.2	14	5.8	VI	<i>Sismo que afectó a la ciudad de Huancayo, en Junín.</i>
31/05/1970	-09.3	-78.8	64	6.4	VIII	<i>Destrucción parcial en el departamento de Ancash. El número de víctimas fue de 50,000 muertas, 20,000 desaparecidos y 150 heridos. Mayor destrucción se produjo en Yungay debido al desprendimiento de bloques de hielo del nevado Huascarán.</i>
10/12/1970	-04.1	-80.6	20	6.3	VIII	<i>Este sismo ocasionó gran destrucción en la ciudad de Tumbes.</i>
03/10/1974	-12.2	-77.5	21	6.2*	VIII	<i>El sismo ocasionó mayor destrucción en Lima. Perecieron 78 personas, 2,500 heridos y la pérdida de materiales fueron estimadas en 2,700 millones de soles.</i>
19/02/1979	-16.5	-72.5	52	6.2	VII	<i>Sismo que afectó el extremo Oeste del departamento de Arequipa. Se contabilizó 215 heridos.</i>
13/02/1981	-15.6	-74.4	62	5.6	VI	<i>Sismo que afectó al departamento de Ayacucho</i>
05/04/1986	-13.4	-71.9	57	5.4	VII	<i>Destrucción de la ciudad de Cuzco originando la muerte de 7 personas, 80</i>

Fecha (d/m/a)	Lat. (°)	Long. (°)	Prof (km)	Mag (Ms/mb)	Imax MM	Comentarios
						<i>heridos y aproximadamente 13,000 damnificados.</i>
30/05/1990	-06.1	-77.2	24	6.1	VI	<i>Sismo que afecto a la ciudad de Moyobamba en donde perecieron 135 personas, mas de 800 heridos. Mayor destrucción se produjo en Rioja y Soritor</i>
05/04/1991	-05.9	-77.0	19	6.4	VII	<i>Nuevamente Moyobamba fue destruida por un sismo en el cual perecieron 135 personas, 252 heridos y daños de consideración en 8,000 viviendas.</i>
12/11/1996	-15.3	-76.44	14	6.5	VII	<i>Destrucción en la zona urbana de la ciudad de Nazca. Perecieron 17 personas, 1,500 heridos y 100,000 damnificados.</i>
23/06/2001	-16.2	-73.75	38	6.9/7.2	VIII*	<i>Todo el sur del Perú fue afectado por este sismo. Más de 217,400 personas sufrieron sus efectos, 17,580 casas fueron destruidas y perecieron 64 personas. El terremoto fue seguido por un tsunami con olas de 7-8 metros de altura en la ciudad de Camaná</i>



información de la ocurrencia de un sismo en 1619, lo cual sugiere que en esta región los periodos de recurrencia de sismos de magnitud elevada serian mayores a 500 años. Contrariamente, para la región Central, en los últimos 60 años han ocurrido hasta 4 sismos con magnitudes del orden de 6.0 a 6.4 mb (17/10/1966, 31/05/1970 y 03/10/1974) siendo difícil establecer periodos medios de recurrencia. En la región Sur, la ocurrencia de sismos grandes ha permitido establecer que estos pueden recurrir en el tiempo con periodos del orden de 130 años.

En el interior del continente, los sismos más importantes datan de los años 1650, 1946, 1947, 1969, 1981, 1990 y 1991 y cuyos parámetros y características son presentados en la Tabla 3.2. Estos sismos ocurrieron principalmente en la Alta Cordillera y en la zona Subandina afectando ciudades importantes como Cuzco, Ancash, Satipo, Huancayo, Ayacucho, Moyobamba y Rioja respectivamente, en donde en promedio los sismos produjeron intensidades medias del orden de VII MM - VIII MM causando muerte y destrucción. Asimismo, algunos de estos sismos permitieron observar en superficie la presencia de importantes deslizamientos y fracturas con desplazamientos vertical del orden de 4 metros sobre la traza de la falla de Quiches (Ancash) o de 2 metros sobre la falla de Huaytapallana (Junin).

En conclusión, la ocurrencia de sismos de magnitud elevada ha permitido cuantificar las áreas de mayor potencial sísmico a lo largo de la línea de costa y en el interior del continente, así como estimar posibles periodos de recurrencia. Asimismo, ha sido posible evaluar las longitudes de ruptura promedio para sismos ocurridos en diferentes regiones o zonas, además de evaluar desde el punto de vista social, las normas de construcción o desarrollo urbanístico en todo el Perú.

Con el avance en la informática y sismometría, todos los sismos y principalmente los de magnitud elevada pueden ser mejor estudiados en comparación con los ocurridos antes de 1980 aproximadamente. Hoy en día, la buena calidad de la información es una herramienta útil para analizar y evaluar mejor los procesos de ruptura de los sismos, así como cuantificar su tamaño. Asimismo, esta información permite conocer las

características de la deformación que se produce en la fuente y como afecta la energía irradiada por el sismo a las ciudades o localidades cercanas al epicentro. Por otro lado, únicamente utilizando bases de datos cada vez más confiables, en cuanto a los parámetros focales de los sismos, se puede conocer en detalle las características físicas y geométricas de las principales fuentes sismogénicas presentes en el Perú, siendo esta una de las metas a alcanzar en el presente estudio.



CAPITULO 4

ANALISIS Y EVALUACION DE LA SISMICIDAD DE PERÚ

Las características de la sismicidad de Perú han sido ampliamente analizadas y discutidas por diversos autores y sus principales conclusiones han sido presentados en capítulos anteriores. Sin embargo, a pesar que estos estudios han permitido identificar las zonas de mayor índice de sismicidad, ya sea debido al proceso de subducción o deformación cortical, ellos han sido realizados utilizando diversas bases de datos (telesismos y regionales), además de corresponder a diferentes periodos de tiempo, lo cual dificulta el realizar comparaciones directas. Los estudios realizados utilizando datos telesísmicos extraídos del catálogo del NEIC (National Earthquake Information Center), en general no son precisos debido a que presentan un rango mayor de error en la ubicación epicentral de los sismos y mucho mayor aun en la profundidad de sus focos. Estos errores dependen directamente del número y de la cobertura azimutal de las estaciones utilizadas en el calculo de los parámetros del sismo, así como de la relación distancia/profundidad. Es evidente que los mínimos márgenes de error en el calculo de los parámetros hipocentrales, serán obtenidos solo si los sismos presentan magnitudes altas, siendo este el mayor impedimento para utilizar una base mayor de información.

Los estudios realizados con información obtenida de redes sísmicas regionales fueron de muy buena calidad; sin embargo, esta quedó prácticamente restringida a la región Sur de Perú (Hasegawa y Sacks, 1981; Grange et al, 1984; Schneider y Sacks, 1987). Para la región Central, Rodríguez y Tavera (1991) utilizaron información de 4

redes locales y Suarez et al (1982) de una red sísmica instalada por dos meses durante el año 1981. En la actualidad, no se conoce de algún estudio realizado para la región Norte.

En el presente estudio se realiza el análisis y evaluación detallada de los patrones de sismicidad de Perú a partir de una base de datos previamente calificada y que considera prácticamente información instrumental. El periodo de datos corresponde a 1964-1996 y considera sismos con magnitudes igual o mayor a 5.0 mb. El análisis y evaluación de la sismicidad se realiza sobre mapas de la distribución espacial de los sismos, así como perfiles paralelos y perpendiculares a la línea de fosa a fin de conocer las características de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos. Este procedimiento permitirá identificar las fuentes sismogénicas mas importantes a diversos niveles de profundidad, así como configurar la geometría de la subducción en Perú. Para este objetivo se ha visto por conveniente clasificar los sismos en función de la profundidad de sus focos, según el criterio establecido por Tavera y Buforn (1998).

- a) Sismos superficiales: Sismos con focos localizados a profundidades menores a 60 km.
- b) Sismos intermedios: Sismos con foco localizados a profundidades comprendidas entre 61 y 300 km.
- c) Sismos profundos: Sismos con foco localizados a profundidades mayores a 300 km.

4.1.- Base de Datos

Los resultados que se obtenga de cualquier estudio que considere una base de datos, dependerán de la calidad de los mismos; por lo tanto, esta debe cumplir ciertas condiciones antes de ser utilizada. La base de datos debe ser de lo más homogénea posible, evaluada y calificada de manera cuantitativa dependiendo del procedimiento mediante el cual fueron obtenidos. Asimismo, de acuerdo al tamaño de los sismos, esta debe ser completa para el periodo considerado y de excluirse algún sismo debe ser

únicamente porque no cumple con las condiciones de contorno definidas inicialmente. Finalmente, esta información debe ser lo más actual posible ya que solo así se tiene la seguridad de que los parámetros focales de los sismos han sido correctamente determinados con el uso de un número mayor de estaciones sísmicas.

En este estudio, se hace uso de dos bases de datos extraídos del catálogo de Engdahl et al (1997) y del Instituto Geofísico del Perú (IGP, 2000). El catálogo de Engdahl considerada como información base la proporcionada por el National Earthquake Information Center (NEIC) para el periodo de 1964 y 1995 y cuyos parámetros fueron relocalizados por el autor utilizando fases sísmicas P y S (telesísmicos y regionales), así como fases PKiKP y PKPdf. Considerando que la profundidad del foco es el parámetro peor determinado, Engdahl utiliza las denominadas fases de profundidad pP, pwP y sP a fin de ajustar este parámetro.

Este procedimiento permitió tener una sustancial mejora en la calidad de la información que dio origen a una base de datos con un umbral mínimo de magnitud de 4.5mb. La información contenida en el catálogo de Engdahl facilitó la identificación precisa de las fuentes sismogénicas a nivel mundial y principalmente, configurar la geometría de las zonas de subducción como es el caso del Perú.

Para el año de 1996, los datos fueron seleccionados del catalogo de IGP (Instituto Geofísico del Perú), siguiendo el procedimiento establecido por Cahill y Isacks (1992). Para tal fin, se construyó una curva de frecuencia sísmica para identificar el umbral mínimo de completanza del catalogo, además de evaluar la distribución de los sismos en función de su magnitud y residual obtenida en el cálculo de sus parámetros hipocentrales. Este procedimiento permite considerar para el año 1996 una base de datos con una magnitud mínima de 4.5 mb. Se debe tener en cuenta que si la magnitud de los sismos es elevada, estas tendrían errores mínimos en su localización y demás parámetros.

Para periodos anteriores a 1985, los sismos eran localizados utilizando información de la Red Sísmica Mundial (WWSSN) ya que pocos países, como el Perú, contaban con redes sísmicas regionales. Por lo tanto, para sismos de magnitud moderada ($M < 5.0$) existía mayor incertidumbre en los parámetros hipocentrales de los mismos. Posteriormente, surge de manera paulatina la Red Sísmica Mundial de tipo Digital a cargo del consorcio IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) y que en la actualidad cuenta con mas de 3000 estaciones sísmicas en todo el mundo; además, las redes sísmicas regionales se han incrementado y mejorado en cada país. Así, al existir mayor información y mejor cobertura azimutal de las estaciones sobre las zonas potencialmente sísmicas, también se logra mayor control sobre los parámetros hipocentrales de los sismos y por ende mejorar las bases de datos con umbrales de magnitud menores a los pre-establecidos.

En resumen, la base de datos a utilizarse en este estudio considera el catalogo de Engdahl y del IGP, ambos presentan un umbral mínimo de magnitud de 4.5 mb. A fin de homogeneizar ambos catálogos, se cree por conveniente considerar sismos con magnitud mayor o igual a 5.0mb, para así contar con una base homogénea de datos sísmicos de ambos periodos (1964-1996). Finalmente, la base de datos esta constituido por 707 sismos con focos ubicados a profundidades superficiales ($h \leq 60$ km), intermedios ($60 < h \leq 300$ km) y profundos ($h > 300$ km).

4.2.- Distribución Espacial de los Sismos

A fin de identificar las principales fuentes sismogénicas presentes en el Perú, es conveniente realizar el análisis y la evaluación de la distribución espacial de los sismos en superficie a partir de mapas de sismicidad elaborados para los tres rangos de profundidad definidos anteriormente. Así mismo, se analiza el índice de frecuencia

sísmica a fin de cuantificar el potencial sísmico de cada fuente. Los mapas de frecuencia sísmica presentan el número acumulativo de sismos ocurridos en áreas de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

4.2.1.- Sismos con Foco Superficial ($h \leq 60$ km)

En la Figura 4.1a se muestra la distribución en superficie, de los sismos con focos localizados a profundidades menores a 60 km. De manera general, los sismos se distribuyen formando dos grupos, *el primero* considera a los que se localizan entre la fosa y la línea de costa, los mismos que representan aproximadamente el 90% del total de la actividad sísmica que ocurre en Perú, aun considerando todos los niveles de profundidad. Esta sismicidad puede ser asociada principalmente al proceso de subducción en sus primeros niveles de profundidad y agrupa a los sismos de magnitud mayor que ocasionaron diversos grados de destrucción y muerte en las ciudades distribuidas a lo largo de la línea de costa de Perú. *El segundo* grupo considera a los sismos ubicados en el interior del continente, los mismos que en general se distribuyen paralelos a la Cordillera Andina, pudiendo ser asociados a las importantes deformaciones superficiales presentes a lo largo de la misma. A fin de realizar un análisis detallado de la distribución de estos sismos, se procede a evaluarlos por su ubicación en las regiones Norte, Centro y Sur de Perú (Figura 4.1).

Región Norte (RN): En esta región los sismos del primer grupo; es decir, los que se ubican entre la fosa y la línea de costa se distribuyen de manera irregular formando pequeños agrupamientos aunque en general, estos se tienden a localizarse a mayor distancia de la línea de costa conforme se tiende hacia el Sur. En el segundo grupo, los sismos forman un pequeño alineamiento cerca de la costa entre los departamentos de Tumbes y Piura ($3.5^\circ - 4.5^\circ$ Sur y $80^\circ - 81^\circ$ Oeste) siguiendo un rumbo aparente Este-Oeste y con posible origen en la falla de Huaypira. Asimismo, en la zona Subandina se observa una concentración de sismos entre $5^\circ - 6.5^\circ$ Sur y $77^\circ - 78^\circ$ Oeste (extremo Norte del departamento de San Martín) orientado en dirección Norte-Sur, probablemente debido al sistema de fallas de Moyobamba. En el resto de esta zona los sismos se distribuyen de manera dispersa sin mostrar un patrón. En el mapa de frecuencia media

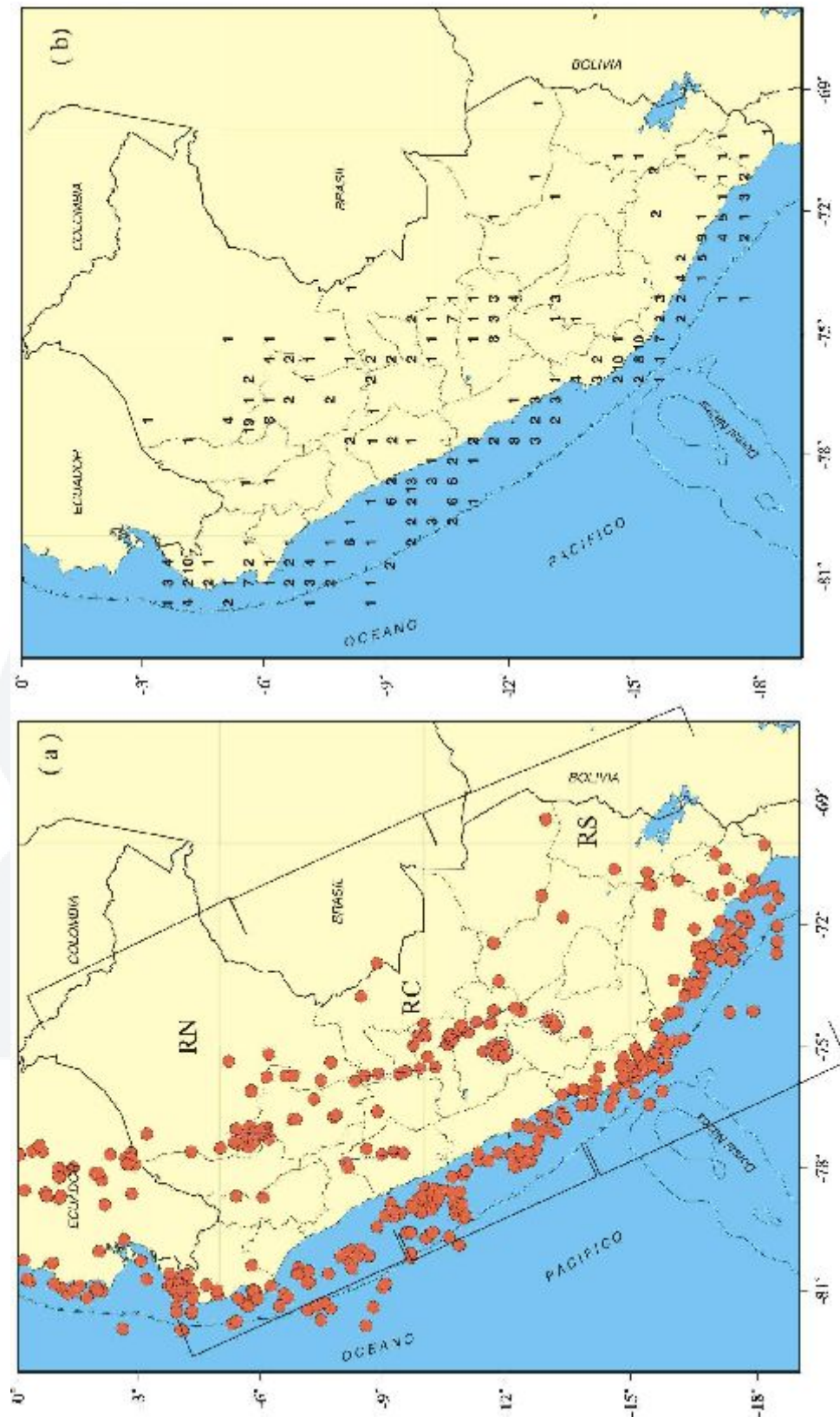


Figura 4.1.- (a) Distribución de los sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km) ocurridos entre 1964 - 1996, $m_b \geq 5$ (Engdahl, et al 1998). RN - Región Norte, RC - Región Centro y RS - Región Sur. (b) Frecuencia media para sismos con foco superficial. Los valores corresponden a los promedios para áreas de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. Las líneas discontinuas indican alineamientos y agrupamientos de sismos asociados a diferentes lineamientos de fallas.

de la Figura 4.1b, se observa que en esta región el número de sismos es mayor frente a la línea de costa y de manera puntual en el límite Tumbes - Piura, así como en las proximidades de las ciudades de Moyobamba y Rioja.

Región Centro (RC): En la región central, el número de sismos del primer grupo es mayor frente a la costa del departamento de Ancash (9.5° - 11° Sur) debido probablemente a la llegada de la Fractura de Mendaña y menor frente a la costa de Lima (11° - 14° Sur). En esta región, la historia sísmica indica la ocurrencia de varios sismos de magnitud elevada, siendo los más catastróficos los ocurridos en 1970 (Ancash) y 1974 (Lima), todos con magnitud del orden de 6.0 - 6.5 mb. El segundo grupo de sismos considera los ocurridos en la Cordillera Occidental y Oriental entre 10° - 12° Sur, alineados en dirección NE – SW, sobre una longitud de 140 km, asociado, al sistema de fallas de Quiches (Ancash) reactivada con el sismos de 1946 (mb=6.9). Sobre las coordenadas 12° S y 75° W se observa la presencia de una aglomeración de sismos debido a la falla de Huaytapallana sobresaliendo los sismos de julio y Octubre de 1969 (mb=5.9). Otros grupos de sismos se distribuyen paralelos a la cordillera sobre toda la zona Subandina, alineados en dirección NE-SW y NW-SE siendo en su mayoría asociados a los sistemas de fallas de Amauta y Satipo reactivados con el sismo de 1947 (mb=6.2). Para esta región, la frecuencia media de sismos (Figura 4.1b) muestra un mayor número de sismos frente a la localidad de Chimbote (13 sismos) y sobre las fallas antes mencionadas.

Región Sur (RS): En esta región los sismos del primer grupo se distribuyen de manera no continua paralelos a la línea de costa, siendo mayor el número de sismos en el extremo Norte próximo a la costa del departamento de Ica (13° - 16° Sur). Esta sismicidad probablemente se deba a la llegada de la Dorsal de Nazca al borde Oeste del departamento de Ica, proceso que ha generado la ocurrencia de un número mayor de sismos de magnitud elevada en esta zona, siendo el ultimo el ocurrido en 1996 con una magnitud del orden de 6.5 mb. En esta región el mayor número de sismos tiende a localizarse cerca de la línea de costa. En el interior del continente, los sismos del segundo grupo se localizan sobre las trazas de las fallas de Ayacucho, Huambo y

Cabanaconde en Arequipa. Según el mapa de frecuencia sísmica (Figura 4.1b), el mayor número de sismos corresponde al primer grupo y se localiza frente a la costa del extremo Sur del departamento de Ica.

La distribución en superficie de los sismos con foco superficial muestra, a pesar de la dispersión observada en algunas áreas, que existen dos fuentes sismogénicas importantes. La primera considera a los sismos que se distribuyen entre la línea de costa y la fosa, siendo mayor el índice de sismicidad en la región Central, seguida por la región Sur y menor en la región Norte. Estas características son coherentes con el índice de sismos de magnitud elevada ocurrida en estas regiones en los últimos 60 años, 7 sismos en la región Central ($m_b \geq 6.0$), 2 en la región Sur ($m_b = 6.0$) y uno en la región Norte ($m_b = 6.4$). En el interior del continente, los sismos se distribuyen sobre los principales sistemas de fallas reactivadas durante el Cuaternario con sismos que presentaron magnitudes del orden de 6.0mb, los mismos que al ser superficiales generaron mayor destrucción. Estos sismos se alinean paralelos a la Cordillera Andina poniendo en evidencia su origen; es decir, deformación netamente continental como efecto secundario del proceso de subducción, del levantamiento de los andes y de la subsidencia del escudo Brasileño.

4.2.2.- Sismos con Foco Intermedio ($60 < h \leq 300$ km)

En la Figura 4.2a se presenta un mapa de sismicidad con sismos cuyos focos se ubican a profundidades intermedias; es decir, entre 61–300 km. De manera general, estos sismos se distribuyen principalmente en el interior del continente formando tres grupos localizados cerca de la línea de costa, en la zona Subandina y en toda la región Sur sobre el Altiplano peruano - boliviano. El último grupo representa aproximadamente el 80% del total de sismos que ocurren a estos niveles de profundidad. A continuación se analiza la distribución espacial de estos sismos por regiones.

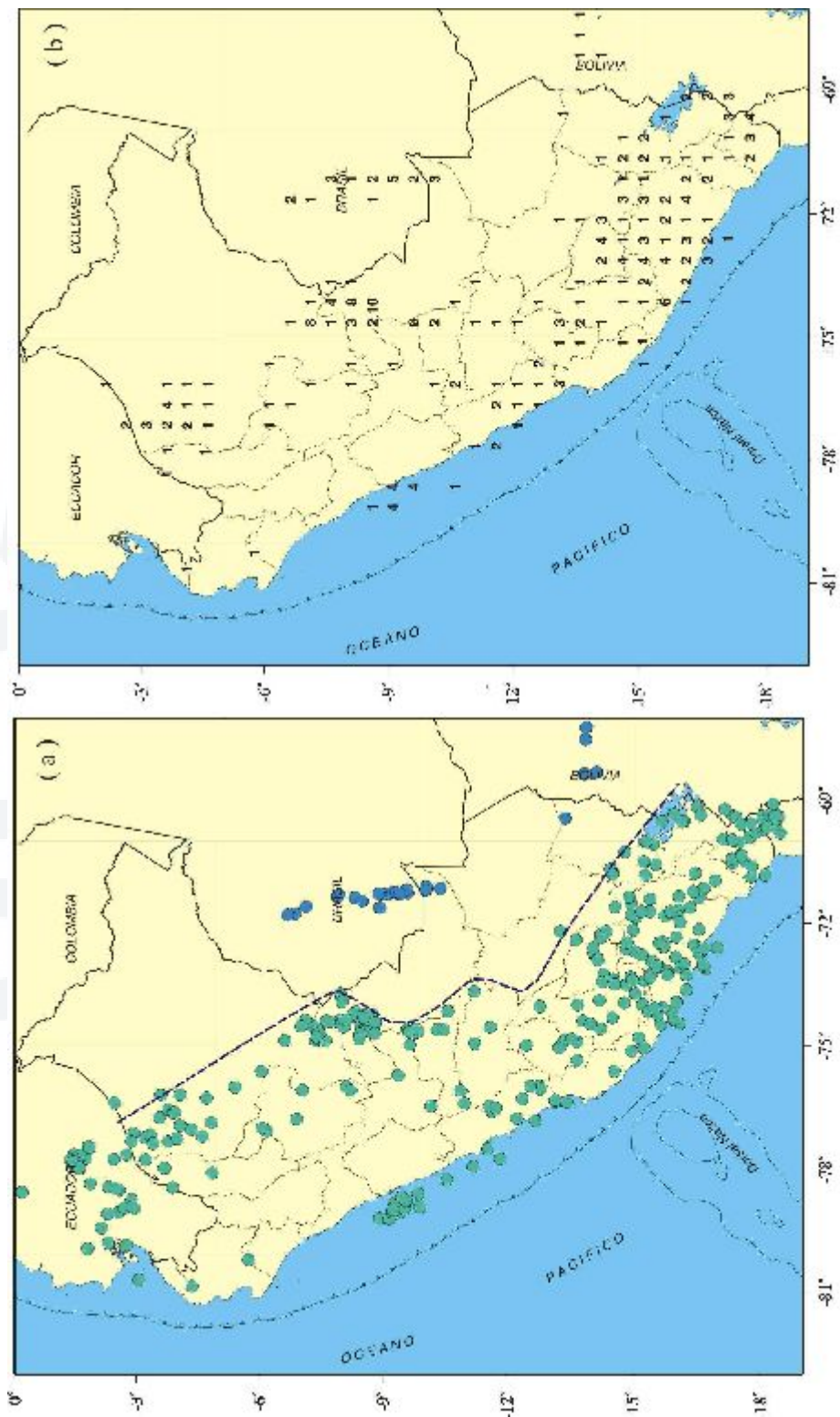


Figura 4.2.- (a) Distribución de los sismos con foco intermedio ($60 > h \leq 300$ km, círculos en verde) y foco profundo ($h > 300$ km círculos en azul) ocurridos entre 1964 - 1996, $m \geq 5$ (Engdahl et al, 1998). (b) Frecuencia media para sismos con foco intermedio y profundo.

Región Norte: En esta región, los sismos con foco intermedio se localizan principalmente en la zona Subandina siguiendo una aparente orientación NW-SE. Hacia el Norte de este grupo, se observa una concentración de sismos próximo a la frontera con Ecuador entre 3° y 5° de latitud Sur; mientras que hacia el Sur, el número de sismos disminuye considerablemente. En la Figura 4.2b, se observa que el mayor número de sismos es del orden de 8 en la proximidad del límite Perú – Ecuador, con magnitudes del orden de 6.5 mb y que en muy raras ocasiones fueron sentidos en superficie con intensidades de III - IV MM.

Región Centro: En la región Central, los sismos con foco intermedio se distribuyen muy próximos a la línea de costa sobresaliendo una pequeña concentración al Norte del departamento de Ancash sobre una longitud de 150 km aproximadamente. Hacia el Sur, los sismos son más dispersos; sin embargo, a estos niveles de profundidad han ocurrido varios sismos de magnitud del orden de 6.5 mb generando cierto grado de destrucción en superficie. En el interior del país, los sismos se concentran en la zona Subandina paralelos a la cordillera y de manera muy puntual, alrededor de las coordenadas 8° S y 74° W (departamento de Ucayali). Esta concentración de sismos tiene una orientación Norte - Sur sobre una longitud de aproximadamente 350 km, siendo el número de sismos mayor en su extremo Sur. Por lo general, estos sismos no son sentidos en superficie. Según el mapa de frecuencia media de la Figura 4.2b, el número de sismos llega a un máximo de 10 al Norte del departamento de Ucayali.

Región Sur: En esta región, el índice de sismos con foco intermedio es mayor con relación a las otras regiones. Aquí, los sismos se distribuyen principalmente sobre todo el Altiplano; sin embargo, los mayores agrupamientos se presentan sobre los departamentos de Tacna, Puno, Arequipa, Apurímac y al Sur de Ayacucho. El resto de sismos se distribuye de manera algo dispersa sobre toda la región. En el mapa de la Figura 4.2b se observa que el mayor número de sismos se concentra al Norte de la ciudad de Arequipa, aunque se debe considerar que la frecuencia de los mismos es casi homogénea en toda esta región.

En conclusión, la distribución de los sismos con foco intermedio no es muy homogénea; sin embargo, estos muestran de manera aproximada las zonas de mayor deformación a estos niveles de profundidad. Próximo a la línea de costa, la alineación y agrupación de los sismos sugiere que los patrones de deformación son diferentes en cada región. En el interior del continente, los sismos se alinean sobre la zona Subandina paralela a la cordillera hasta 9° Sur aproximadamente y a partir de la cual, la distribución cambia su rumbo hacia el SW para luego ser más dispersa sobre toda la región Sur.

En la Figura 4.2a, según la línea discontinua, se observa que los sismos con foco intermedio ubicados en la región Norte y Centro hasta la latitud de 10° Sur, se localizan hasta una distancia del orden de 700 km desde la fosa, para luego entre 11° y 13° Sur llegar hasta distancias de 500 km y finalmente, en la región Sur los sismos se distribuyen sobre una longitud aproximada de 450 km. Esta distribución heterogénea de la sismicidad indica que el contacto de placas o deformación de la placa oceánica no es homogénea, sugiriendo que esta es discontinua dentro todo el proceso de subducción y además, es evidente que las diversas longitudes de la placa oceánica por debajo del continente tiene relación con la geometría de la misma asociada con la importante orogénea Andina. Asimismo, la presencia de la Dorsal de Nazca por debajo del continente, como se discutirá posteriormente, ha participado totalmente en controlar la actual geometría de la placa oceánica.

4.2.3.- Sismos con Foco Profundo ($h > 300$ km)

Los sismos con foco profundo, tal como se muestra en la Figura 4.2a, son en número menor a los de foco superficial e intermedio; sin embargo, su tamaño es muchas veces mayor que los sismos que ocurren a otros niveles de profundidad. Estos sismos, debido a la profundidad a que se producen, prácticamente no son sentidos en superficie. Los sismos con foco profundo se distribuyen formando dos grupos, el primero se localiza en el llano Amazónico próximo al límite Perú y Brasil entre 6°-11° Sur con una distribución prácticamente Norte - Sur sobre una longitud del orden de 500 km y el segundo, alrededor del límite Perú y Bolivia entre 13° -1 4° Sur, con una orientación

próxima a Este - Oeste. En el primero grupo, el número de sismos es mayor en comparación con el segundo tal como se muestra en el mapa de frecuencia media de la Figura 4.2b. A estos niveles de profundidad, la historia sísmica indica que la ocurrencia de sismos de magnitud muy elevada son poco frecuentes, siendo el último sismo ocurrido el 9 de Junio de 1994, siendo el mayor para el cual se dispone de gran información. Este sismo presenta una magnitud de 7.0 mb y fue sentido hasta distancias de 50° con daños muy puntuales en las ciudades de Cuzco, Puno, la Paz y Brasil. En términos de energía, este sismo habría liberado tanta energía como la que liberarían los sismos en el mundo durante un año.

4.3.- Distribución en Profundidad de los Sismos

El interés de analizar y evaluar la distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, es debido a que resulta de importancia definir la superficie de contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica y la forma de la primera a diversos niveles de profundidad, así intentar conocer en detalle su geometría bajo todo el territorio peruano. Asimismo, este tipo de información permite conocer de manera aproximada la profundidad de los principales sistemas de fallas descritas anteriormente y cuya información resulta ser vital para establecer futuros patrones de riesgo para las zonas en donde se ubican estas fallas. Para tal fin, se ha elaborado secciones verticales de sismicidad paralelas y perpendiculares a la línea de la fosa peruana – chilena.

4.3.1.- Secciones Verticales Paralelas a la Fosa

A fin de analizar, de Norte a Sur, la distribución de los sismos en profundidad se ha elaborado 10 secciones verticales paralelas a la línea de fosa; es decir, orientadas en dirección NW-SE, tal como se muestra en la Figura 4.3. A fin de facilitar el análisis de la sismicidad, se ha considerado como punto de referencia el extremo NW de cada sección etiquetada como LR1. La longitud de cada sección es de 2110 km con un ancho de 110 km. Es importante indicar, que debido a que la fosa y la línea de costa cambia

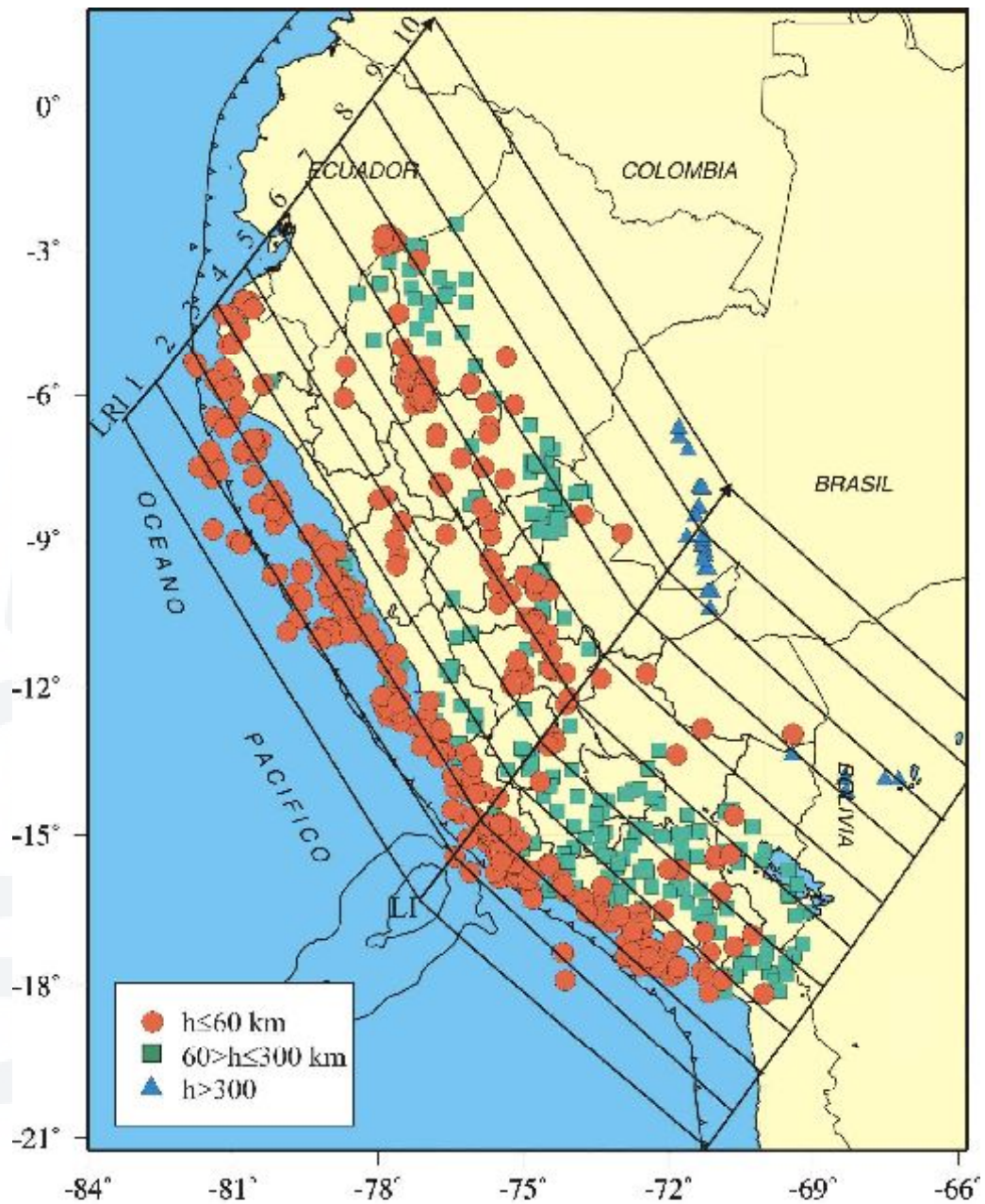


Figura 4.3.- Mapa de sismicidad para el periodo de 1964 - 1996, $m_b \geq 5$. Las diferentes áreas corresponden a secciones verticales de sismicidad, paralelas a la línea de fosa. LRI indica la línea de referencia y LI la línea de inflexión.

de orientación a la altura de la latitud de 16° Sur, ha sido necesario dividir cada sección en dos partes tomando como referencia una línea de inflexión cuyo vértice inferior se ubica aproximadamente sobre la dorsal de Nazca. Sin embargo, para el análisis se toma cada sección vertical como un todo, lo cual facilita el análisis de las características de la sismicidad. Cada sección ha sido enumerada del 1 al 10, todas tomadas de Oeste a Este según la Figura 4.3. Asimismo, y para las 7 primeras secciones se ha considerado una profundidad máxima es de 400 km y para las 3 últimas, de 700 km. Cada sección vertical es mostrada en la Figura 4.4 y sus principales características se describen a continuación.

Sección 1: En esta sección, el número de sismos es mínimo y estos se localizan entre 400 y 560 km de distancia desde LR1 con focos ubicados a profundidades menores a 40 km. Los sismos se ubican sobre la placa oceánica al Oeste de la fosa peruano – chilena y pueden estar asociados a la deformación interna de la misma, se ubican frente a los departamentos de Lambayeque, La Libertad y Ancash.

Sección 2: Esta sección abarca parte del área existente entre la línea de fosa y la costa; por lo tanto, se tiene un importante aumento en el número de sismos. En esta sección los sismos se distribuyen desde LR1, formado hasta cinco grupos que se ubican entre 140-560 (grupo 1), 700-850 (grupo 2), 1090-1130 (grupo 3), 1390-1560 (grupo 4) y entre 1690-1970 km (grupo 5) de distancia. En general, estos sismos no alcanzan profundidades mayores a 50 km. Las áreas con ausencia de sismos se ubica frente al departamento de La Libertad y frente a las zonas Norte de Lima, Ica y Arequipa, las mismas que pueden ser considerada como pequeñas lagunas sísmicas.

Sección 3: En esta sección se observa que el número de sismos y la continuidad de los mismos aumenta considerablemente respecto a las anteriores alcanzando profundidades máximas de 80 km. La distribución de estos sismos muestra dos aspectos importantes: el primero considera la existencia de un área sin actividad sísmica de 210 km de longitud localizada entre los departamentos de Lambayeque y La Libertad, el mismo que puede considerarse como una laguna sísmica y el segundo, un cambio

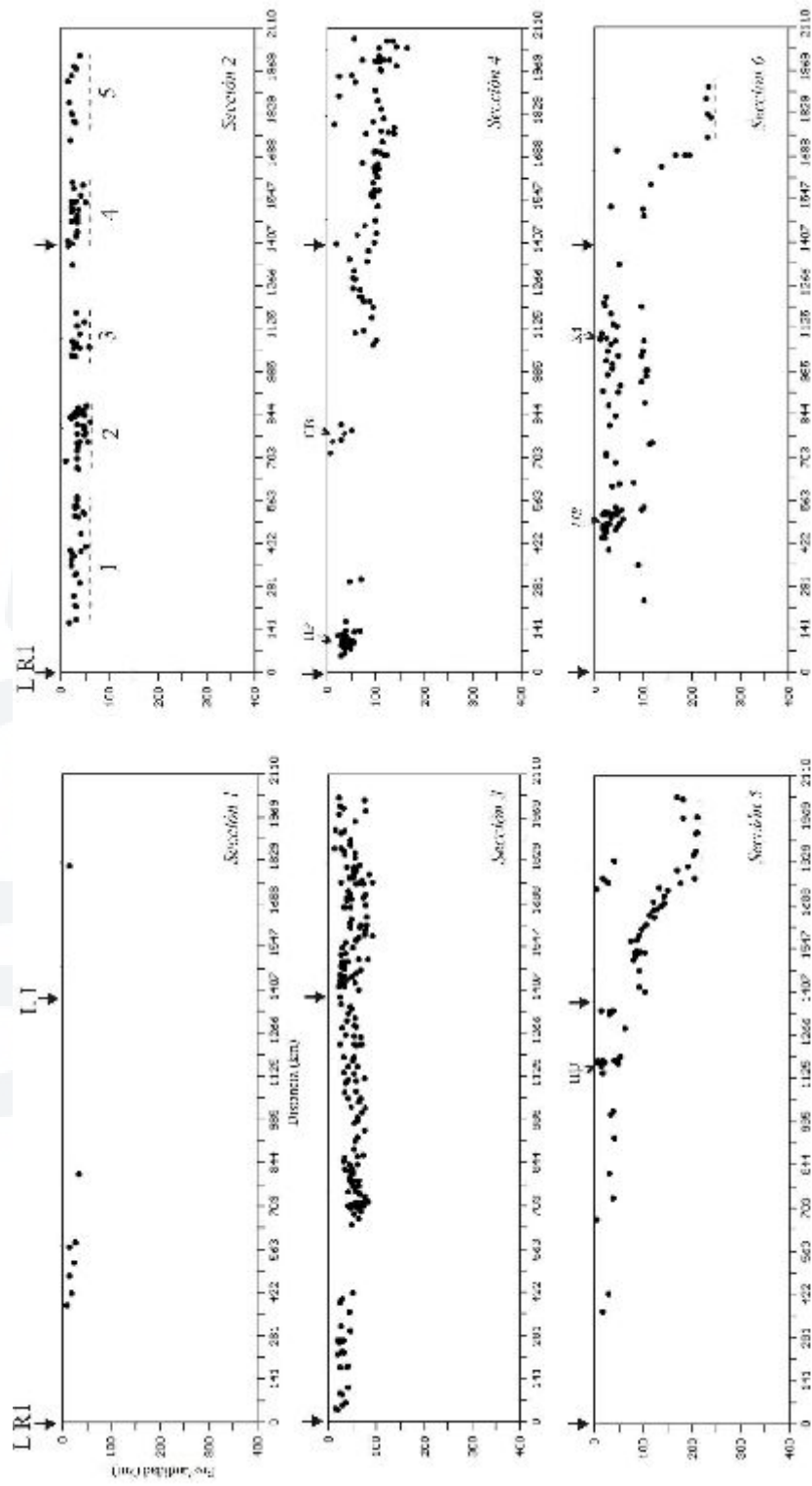


Figura 4.4.- Secciones verticales de sismicidad paralelas a la línea de fosa Perú - Chile. La ubicación de cada sección está indicada en la Figura 4.3. Asimismo, los sistemas de fallas están indicados por HP= Huaypiva, CB = Cordillera Blanca, HU=Huaytapallana, MB=Moynabamba SA=Satipo y los números en la sección 2 indican las diferentes concentraciones de sismos.

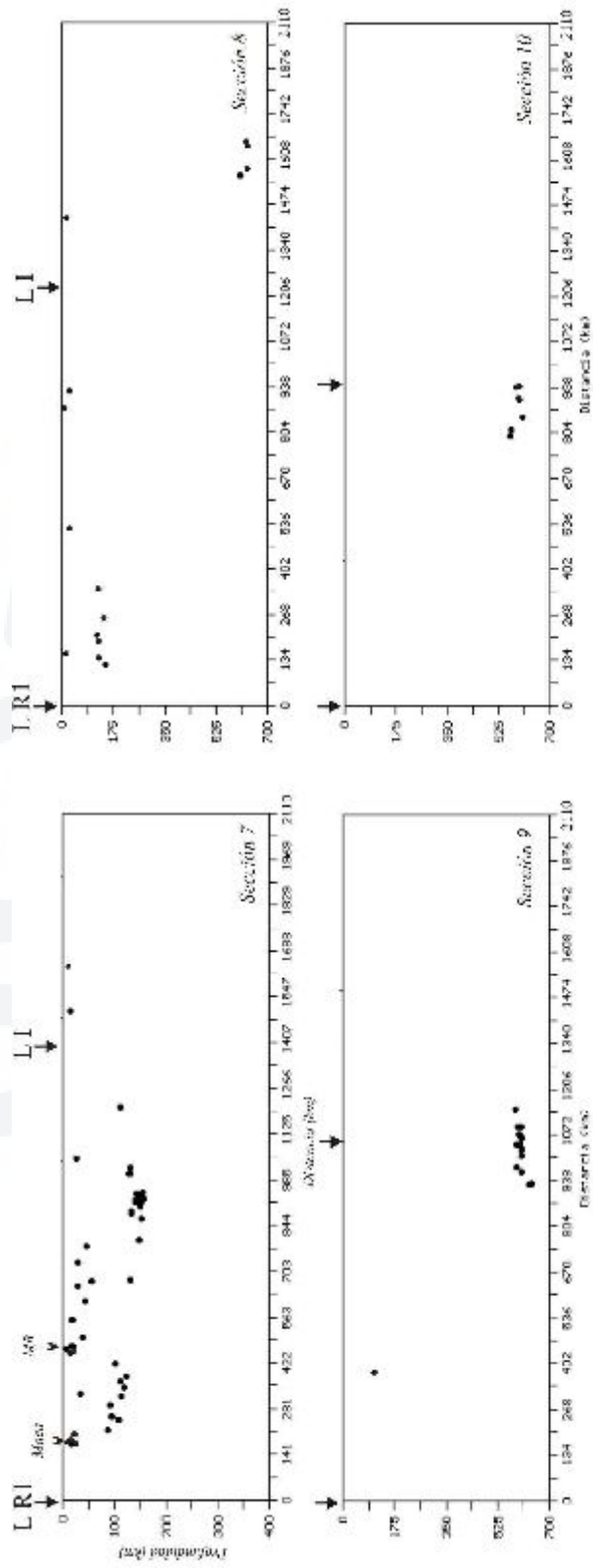


Figura 4.4.- Continuación.

relativo en la distribución de los sismos a partir de la línea de inflexión (LI) hasta alcanzar profundidades de 100 km aproximadamente.

Sección 4: El número de sismos en esta sección disminuye con respecto a las secciones 2 y 3, distribuyéndose los mismos de manera irregular hacia el extremo derecho de la sección con profundidades que no sobrepasan los 200 km. En esta sección se observa un agrupamiento puntual de sismos entre 50 - 140 y entre 690 - 820 km de distancia desde LR1 con profundidades menores a 60 km, los mismos que puede estar asociados a deformaciones superficiales como a los sistemas de fallas de Huaypira (Tumbes) y de la Cordillera Blanca (Ancash), respectivamente. Entre 140 - 690 y 820 - 1100 km de distancia desde LR1, prácticamente no se presentan sismos a ningún nivel de profundidad, para luego aumentar con tendencia a hacerse más profundos a partir de LI, así la profundidad máxima es del orden de 160 km. A profundidades menores, los pocos sismos se distribuyen de manera muy dispersa.

Sección 5: En esta sección, se observa una importante disminución del número de sismos, siendo estos mayor en número a partir de LI. Los pocos sismos presentes entre LR1 y LI, presentan focos superficiales ($h < 50$ km), siendo más importantes los que se agrupan a una distancia de 1200 km desde LR1 y que corresponderían a la falla del Huaytapallana (Junín). A partir de LI, los sismos presentan una profundidad de 100 km hasta 1550 km de distancia desde LR1 para luego distribuirse a lo largo de una línea de pendiente igual a 30° aproximadamente hasta una profundidad de 220 km y a partir de la cual, los sismos se distribuyen con la misma profundidad hasta 2000 km de distancia aproximadamente desde LR1. Los sismos con foco superficial ubicados a una distancia de 1750 km desde LR1, corresponden a posibles deformaciones superficiales no pudiendo ser correlacionados con trazas de falla observadas en superficie.

Sección 6: En esta sección, se observa la presencia de un número mayor de sismos agrupados en dos niveles de profundidad. El primer nivel considera a sismos cuyas profundidades son menores a 50 km y están asociados probablemente al importante índice de deformación observado, de Norte a Sur, a lo largo de la zona

Subandina (sistemas de fallas de Moyobamba, Satipo y otros). A este nivel, se observa un importante agrupamiento de sismos a 490 km desde LR1 asociado con el sistema de fallas de Moyobamba, las mismas que fueron reactivadas con los sismos de 1990 y 1991. Un segundo nivel considera a los sismos ubicados a profundidades entre 100 y 145 km, los mismos que se distribuyen hasta 1450 km de distancia desde LR1 para luego continuar sobre una línea de pendiente similar a la sección anterior y alcanzar una profundidad de aproximadamente 220 km, para luego mantenerse constante hasta una distancia de 1900 km desde LR1.

Sección 7: La distribución de sismos en esta sección muestra la presencia de tres grupos, el primer y tercer grupo se localizan entre 210 - 420 y 840 - 980 km de distancia desde LR1 con profundidades de que va desde 100 hasta 150 km a mayor distancia. El segundo grupo se ubica entre los dos anteriores con focos ubicados a profundidades menores a 50 km. El pequeño agrupamiento de sismos ubicados a 150 km de distancia desde LR1, correspondería a las deformaciones presentes en las proximidades de la localidad de Maca (frontera Perú y Ecuador) causante de los sismos de 1995 y el ubicado a 450 km de distancia, estaría asociado con el sistema de falla de Moyobamba. A mayor distancia desde LI, hay ausencia total de sismos.

Sección 8: En esta sección el número de sismos es mínimo y no muestran ningún patrón. Sin embargo, se debe indicar que a profundidades del orden de 150 km y a una distancia de 134 km desde LR1, se observa la presencia de sismos intermedios que frecuentemente ocurren en la zona Oriental del país. Asimismo, a una profundidad de 550 km se ubican los sismos profundos localizados próximos al límite Perú - Bolivia.

Sección 9 y 10: En ambas secciones se observa una ausencia total de sismos a profundidades menores a 500 km. El mayor número de sismos se ubica entre 500 y 700 km de profundidad y a una distancia de 910 a 1200 km desde LR1. Estos sismos se ubican próximos al límite Perú - Brasil.

En conclusión, se ha observado en cada una de las secciones sísmicas verticales que los sismos aumentan la profundidad de sus focos conforme estos se alejan de la línea de fosa hacia el continente. En las regiones Norte y Centro, los sismos presentan profundidades máximas de 100 - 120 km; mientras que, en la región Sur llega a 250 km. A partir de la sección 5 y a una distancia en promedio de 1500 km desde la línea de fosa, se observa que los sismos cambian su distribución siguiendo un alineamiento con una pendiente de 30° hasta alcanzar una profundidad de 220 km, sugiriendo que la placa oceánica de Nazca cambia su geometría; es decir, esta se contorsionaría a la altura de la latitud de 16° Sur. Asimismo, en esta sección se observa que hasta una distancia de 1500 km desde LR1 hay ausencia de sismos a niveles de profundidad del orden de 100 km, sugiriendo que no existiría deformación interna en la placa oceánica. En general, la actividad sísmica superficial (profundidades menores a 60 km) es prácticamente puntual y se concentra en las áreas donde se ha identificado recientemente la presencia de fallas activadas.

Las características de la sismicidad descritas anteriormente, muestran que la distribución de los sismos en el territorio peruano no es uniforme, pero pueden reagruparse en tres grupos. El primer grupo considera a los sismos cuyo origen se debe a las deformaciones superficiales con profundidades menores a 60 km y el segundo, debido probablemente al contacto de las placas y a la deformación de la placa de oceánica a profundidades del orden de 100 km hasta 220 km en la región Sur. El tercer grupo considera los sismos de carácter profundo y cuyo origen es discutible.

4.3.2.- Secciones Verticales Perpendiculares a la Fosa.

A fin de continuar con el análisis de la distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, se ha elaborado 18 secciones verticales perpendiculares a la línea de fosa tomadas de Oeste a Este (Figura 4.5). Las secciones ubicadas en las regiones Norte y Centro se orientan en dirección NE sobre una longitud de 1220 km y anchos de 150 km, cada una de estas secciones consideran una línea base denominada como LR2. Las secciones de la región Sur, se orientan en dirección NNE con longitudes de 840 km y anchos de 50 km, las mismas que consideran una línea base denominada como LR3. El ancho de ambos grupos, ha sido determinado en función de la densidad de los sismos (mayor en la región Sur) y por el cambio en la orientación de la línea de fosa. A fin de facilitar el análisis de las diferentes secciones sísmicas se ha visto por conveniente enumerarlas de Norte a Sur; por lo tanto, el análisis se iniciará a partir de la sección 1 según la Figura 4.6

Sección 1 y 2: En ambas secciones se observa que los sismos se distribuyen en función de la profundidad de sus focos formando tres grupos: el primero desde la línea de fosa (LF) hasta una distancia de 240 km con profundidades no mayores a 60 km y siguiendo una línea con inclinación del orden de 10° . A partir de esta distancia hasta 700 km aproximadamente no se observa la presencia de sismos, para luego aparecer pero a profundidades del orden de 100 km hasta una distancia de 820 km en la sección 2. Asimismo, en esta última sección se observa un importante agrupamiento de sismos a la distancia de 600 km desde LR2, con profundidades menores a 50 km que corresponderían al sistema de fallas de Moyobamba - Rioja (MB) reactivadas recientemente con los sismos de 1990 y 1991. En términos generales, los sismos aumentan su profundidad de Oeste a Este.

Sección 3 y 4: En estas secciones, la distribución de los sismos siguen el mismo patrón anterior; sin embargo, se observa un agrupamiento mayor de sismos cerca de la línea de fosa (LF) que muestra dos características importantes: la primera que los sismos se distribuyen de manera casi horizontal hasta una distancia de 150 km desde LR2 y a

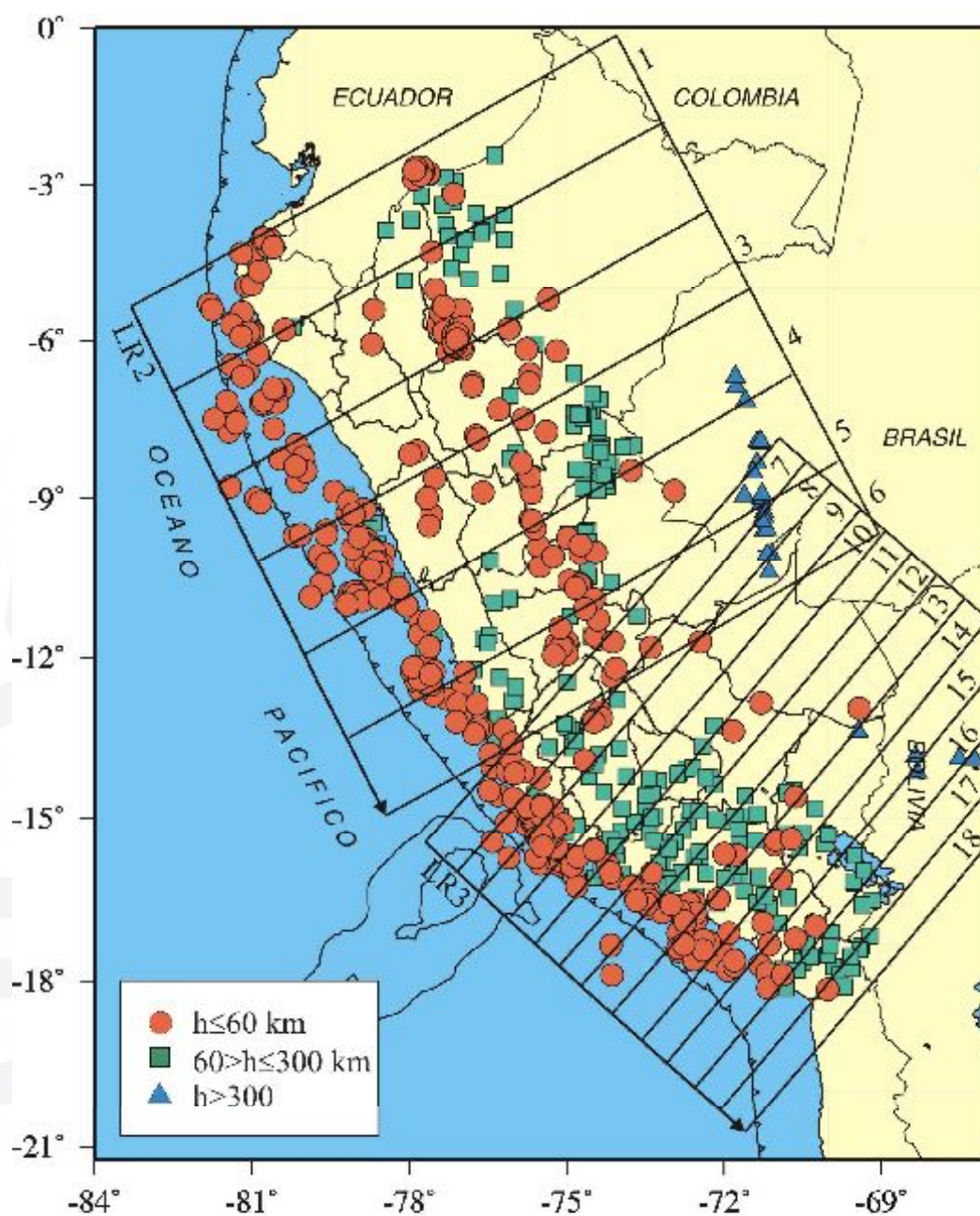


Figura 4.5.- Mapa de sismicidad para el periodo de 1964 - 1996, $m_b \geq 5$. Las diferentes áreas corresponden a las secciones verticales de sismicidad perpendiculares a la línea de fosa. LR2 y LR3 indican las líneas de referencia.

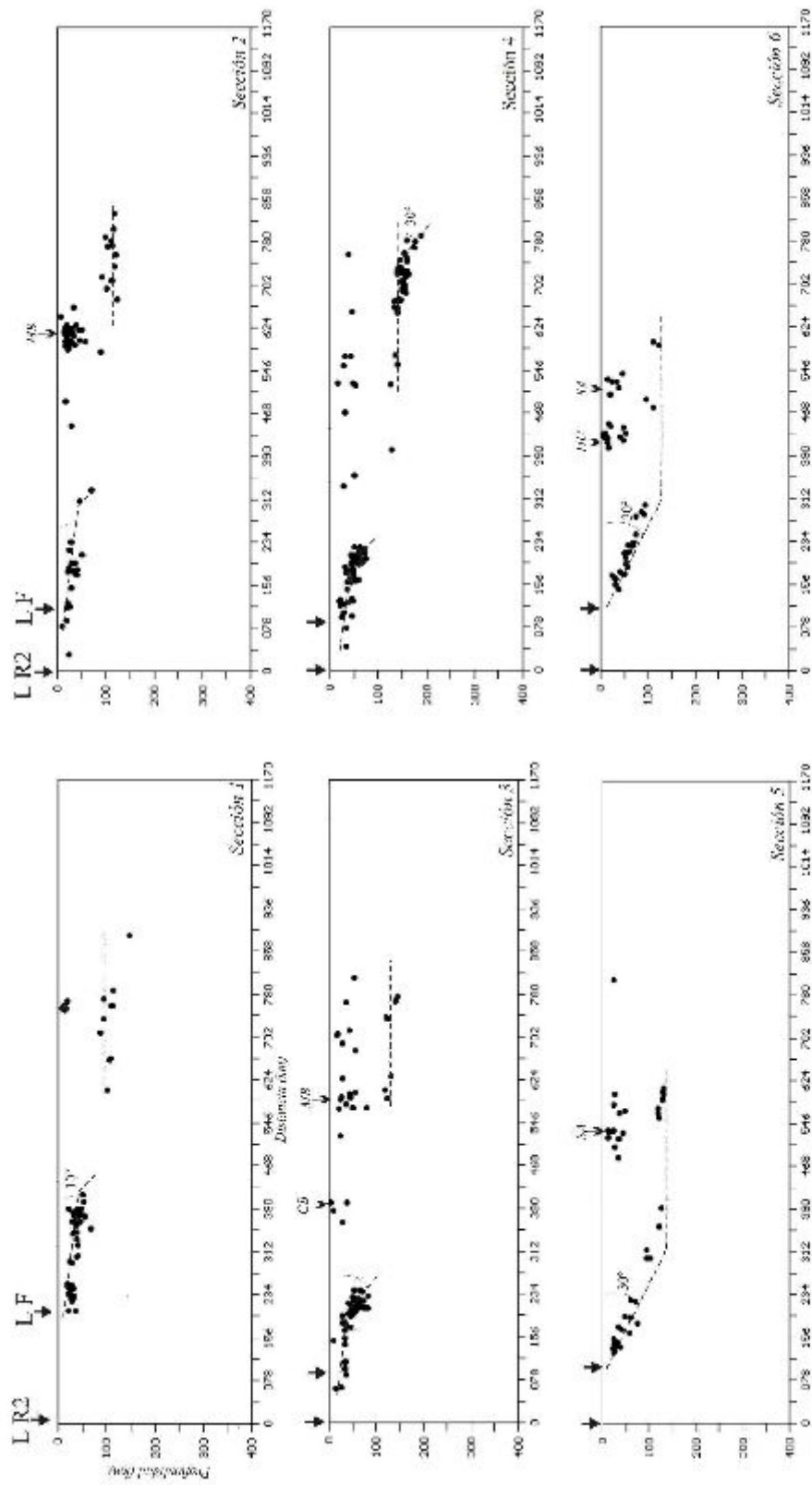


Figura 4.6.- Secciones verticales de sismicidad perpendiculares a la línea de fosa Perú - Chile. La ubicación de cada sección esta indicada en la Figura 4.5. Asimismo, los sistemas de fallas están indicados por MB=Moyobamba, CB=Cordillera Blanca, SA=Satipo, HU=Huaytapallana y HC=Huanbo y Cabanaconde.

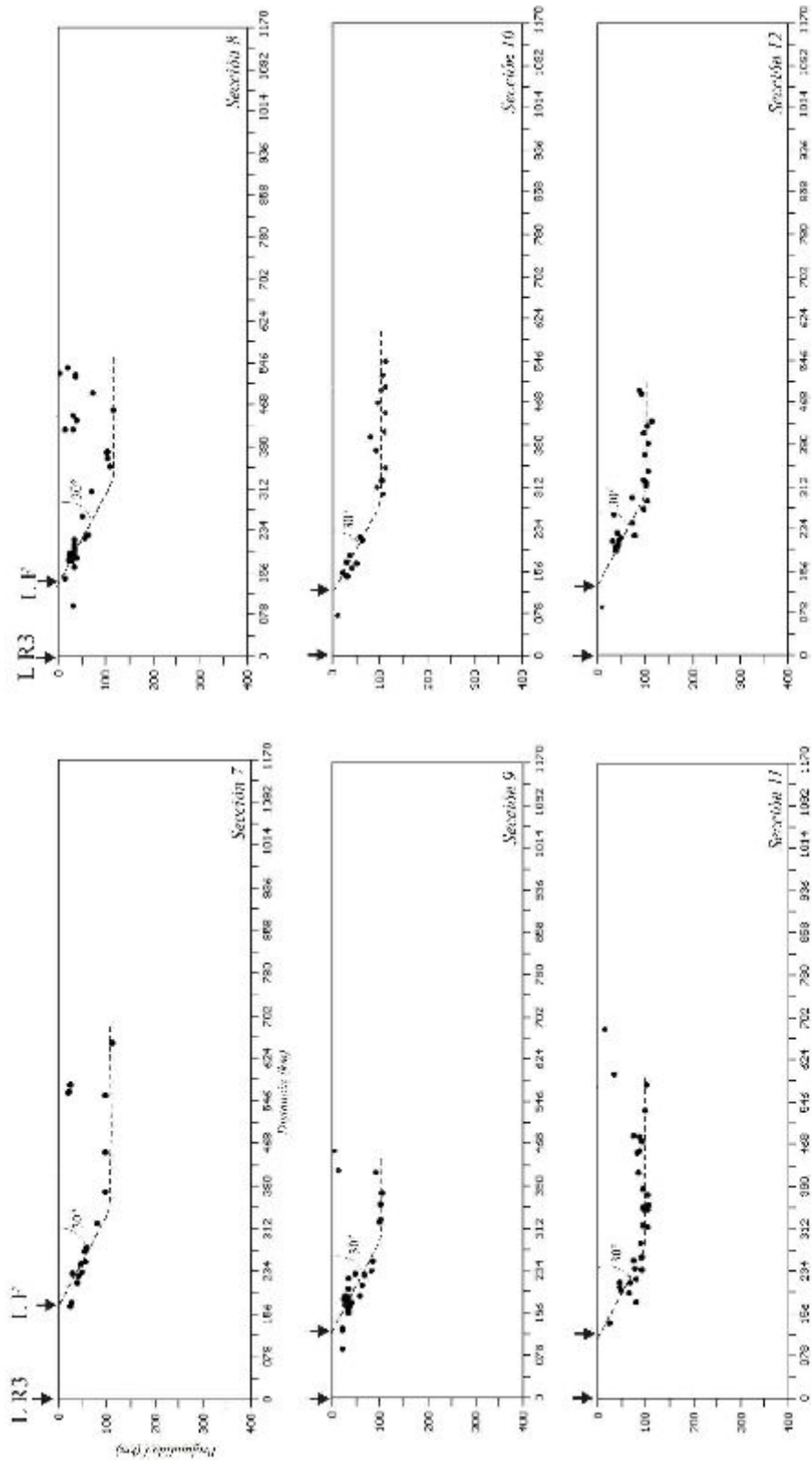


Figura 4.6.- Continuation.

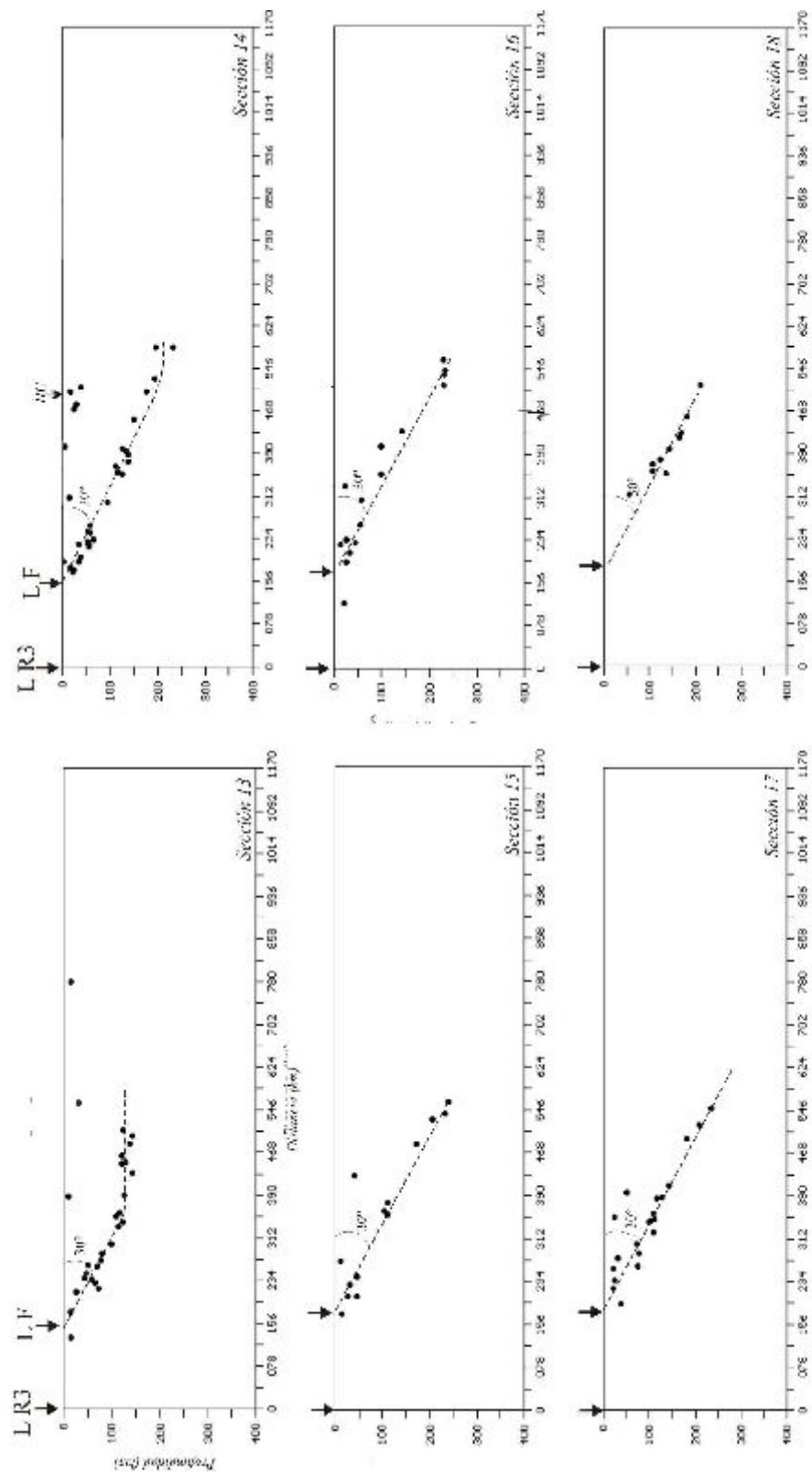


Figura 4.6.- Continuación.

partir de la cual, estos tienden a distribuirse mostrando una pendiente de 30° hasta alcanzar una profundidad de 100 km aproximadamente. Los sismos con profundidades menores a 60 km corresponden a los diferentes sistemas de falla activas presentes en superficie, tal como el sistema de fallas de la Cordillera Blanca (CB) y falla de Satipo (SA). De manera similar en la sección 4, se observa un agrupamiento de sismos entre 600-750 km de distancia desde que se distribuye siguiendo una aparente horizontalidad a 160 km de profundidad, para luego aumentar siguiendo una línea de pendiente próxima a 30° hasta 200 km de profundidad. Esta característica fue descrita y discutida por Schneider y Sacks (1987) quienes propusieron la presencia de una “resubducción” de la placa oceánica a esta latitud.

Sección 5: En esta sección, se observa que el número de sismos disminuye considerablemente respecto a las secciones anteriores; sin embargo, estos tienden a distribuirse formando dos grupos. El primero muestra que los sismos aumentan su profundidad de Oeste a Este siguiendo una pendiente de 30° aproximadamente hasta 120 km de profundidad para luego distribuirse de manera casi horizontal hasta una distancia de 600 km desde LR2. El segundo grupo, con profundidades menores a 60 km, considera a los sismos que se ubican entre 468-580 km de distancia respecto a LR2 y probablemente estén relacionados con el sistema de fallas de Satipo (SA).

Sección 6: La distribución de los sismos en esta sección es similar a la anterior; sin embargo, los sismos del primer grupo muestran un área sin actividad de 150 km de longitud localizada entre 320 y 470 km de distancia desde LR2. La actividad sísmica superficial presenta profundidades menores a 50 km y posiblemente corresponda a sismos asociados a los sistemas de falla del Huaytapallana (HU) y de Satipo (SA).

Secciones 7 y 8: En ambas secciones, el número de sismos superficiales disminuye con relación a las secciones anteriores. El resto de sismicidad se distribuye desde la línea de fosa (LF) con pendiente del orden de 30° hasta 100 km de profundidad a partir de la cual estos se distribuyen de manera prácticamente horizontal hasta distancias de 650 km (sección 7) y 450 km (sección 8).

Secciones 9 y 10: En estas dos secciones, aunque en menor número, los sismos muestran similar patrón que el observado en las secciones 7 y 8; sin embargo, en la sección 9 los sismos alcanzan una distancia de 420 km desde la fosa y la sección 10 de 550 km..

Secciones 11 y 12: En estas secciones se observa que el número de sismos se incrementa y muestran de manera clara como aumentan su profundidad de los focos de Oeste a Este hasta distancias de 550 (sección 11) y 450 km (sección 12) desde LR3. En ambas secciones, la profundidad máxima de los sismos es de 110 km aproximadamente.

Sección 13: En esta sección, los sismos se distribuyen de manera clara sobre una línea de pendiente igual a 30° desde la línea de fosa (LF) hasta una profundidad de 140 km, a partir de la cual los sismos siguen una distribución casi horizontal hasta 500 km desde LR3. En esta sección no existen sismos con foco superficial.

Sección 14: En esta sección los sismos siguen el mismo patrón de distribución de la sección 13; sin embargo, los sismos alcanzan una profundidad de 200 km, a partir de la cual se nota una horizontalidad en la tendencia de los sismos hasta 560 km de distancia desde la LR3. En esta sección, se observa la presencia de sismos con foco superficial a una distancia de 480 km desde LR3, los mismos que probablemente se deban a los sistemas de fallas de Huambo y Cabanaconde (H-C).

Secciones 15, 16, 17 y 18: En estas cuatro secciones, los sismos se distribuyen siguiendo un alineamiento con ángulo de 30° aproximadamente, hasta una profundidad de 250 km; sin embargo, se observa que la aliniación de los sismos se inicia a diferentes distancias de la línea de fosa, siendo esta mayor en la sección 18. Esta distribución de sismos sugiere que en las proximidades de la frontera Perú - Chile, la ocurrencia de sismos con foco intermedio puede ser mayor en relación a las otras regiones.

Del análisis realizado, se observa que la distribución de los sismos en Perú a diferentes niveles de profundidad no es homogénea. Los sismos con foco superficial se concentran principalmente sobre los sistemas de fallas activas y ponen en evidencia que estos alcanzan profundidades menores a 60 km. La distribución de la sismicidad más importante en cada sección, ha permitido tener una idea de la posible geometría de la superficie de contacto entre la placa de Nazca y la Sudamérica; así como, la forma de la primera a mayores rangos de profundidad y distancia desde la fosa.

4.4.- Principales Fuentes de Deformación Superficial.

La distribución espacial de la sismicidad con foco superficial, ha permitido identificar las áreas de mayor deformación en el interior del país. En general, estas áreas se encuentran ubicadas próximas a la costa, en la zona Andina y Subandina, siempre siguiendo la orientación de la Cordillera Andina (Figura 4.7). Los agrupamientos de sismos están presentes sobre las trazas de fallas visibles en superficie como la falla de Quiches en la Cordillera Blanca (Ancash), Huaytapallana (Huancayo) y Tambomachay (Cuzco), inferidas a partir de fotos satélites como la falla de Ichupampa (Moquegua y Tacna) y por la ocurrencia de grandes sismos como las fallas de Moyobamba (San Martín), Satipo (Junín) y Huaypira (Tumbes). En general, la distribución de los sismos sobre las trazas de falla sugiere que estos presentan orientaciones NW-SE; es decir, paralelas a la Cordillera y la distribución de sus focos en profundidad, muestran que las fallas posiblemente no alcanzan profundidades mayores a 50 km, tal como sugiere Barazangi y Isacks (1979), Stauder (1975), Hasegawa y Sacks (1981), Tavera y Buforn (1998).

Asimismo, la distribución de los sismos en superficie pone en evidencia la posible existencia de fallas no reactivadas por sismos de magnitud elevada, las mismas que también son importantes para el control de la deformación superficial. Así, en la Figura 4.7, se observa pequeños agrupamientos de sismos cerca de la ciudad de Ayacucho, entre Arequipa y Puno, sugiriendo la presencia de deformaciones que

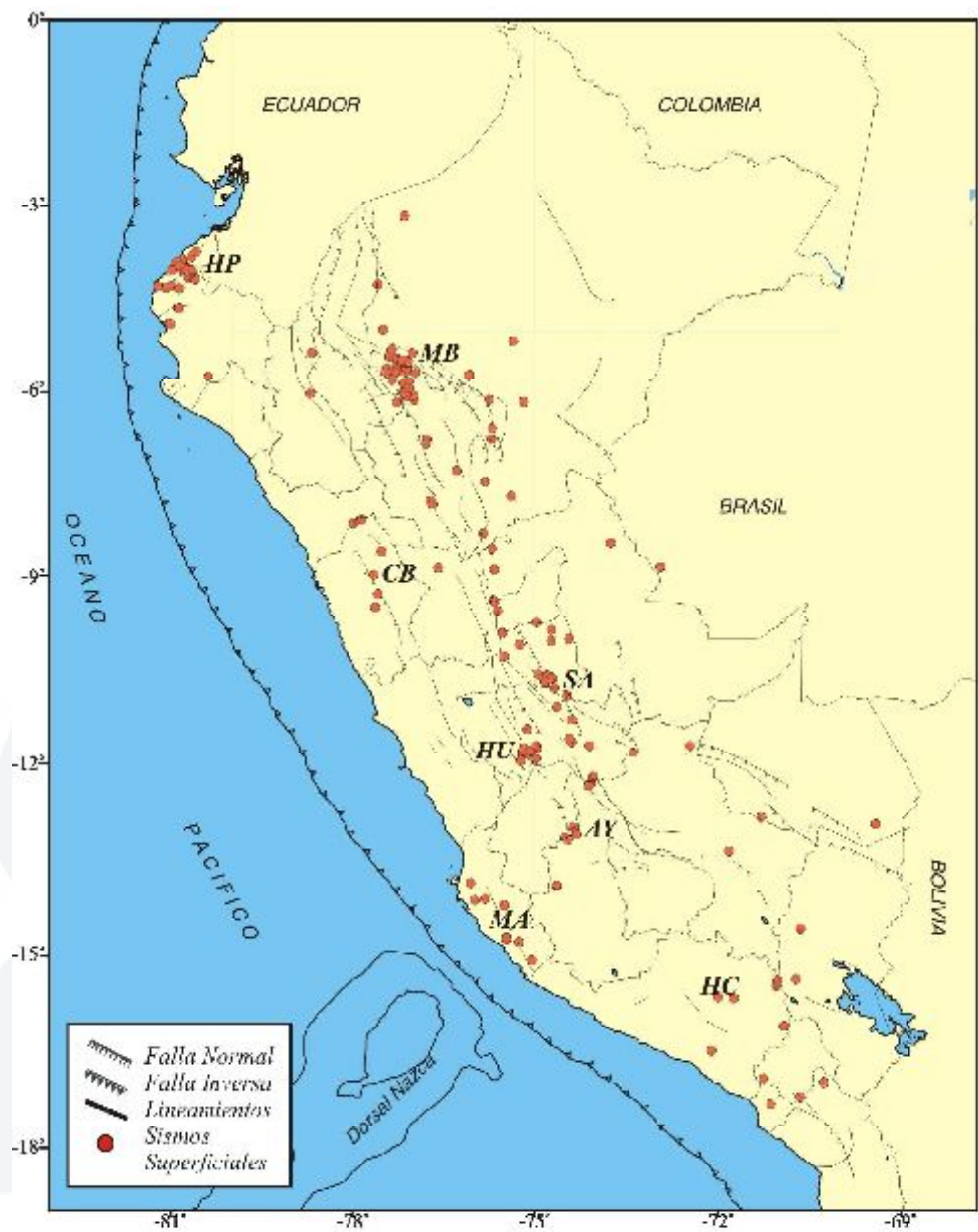


Figura 4.7.- Distribución espacial de sismos con foco superficial asociados al proceso de la deformación continental (1964 -1996, $m_b \geq 5.0$) y los principales sistemas de falla según Sebrier et al. (1978). por: HP= falla de Huaypira, MB=Moyobamba, CB=Cordillera Blanca, SA=Satipo, HU=Huaytapallana, AY=Ayacucho y HC=Huambo y Cabanaconde.

indicarían la posible continuación o presencia de algunos sistemas de fallas. Evidentemente, las trazas de falla presentes en superficie corresponden a deformaciones jóvenes producidas por la ocurrencia de sismos de magnitud elevada (ejemplo, fallas de Huaytapallana y Quiches). Asimismo, hay sistemas de fallas originadas antes del cuaternario y que por la sedimentación, no son visibles en superficie. Estas aproximaciones sugieren que los sismos de magnitud elevada que pudieran ocurrir en el continente presentan periodos de recurrencia demasiado grandes. Aun así, la deformación es continua y acumulativa, de allí la topografía abrupta visible en el territorio peruano.

4.5.- Modelo de Subducción para el Perú

En capítulos precedentes se ha descrito y analizado los diferentes modelos propuestos para la geometría del contacto de placas propuesto por diversos autores, los mismos que han utilizado procedimientos numéricos y otros desde el punto de vista observacional. En todo caso, para ambos se requiere que los datos sísmicos a utilizarse sean de buena calidad a fin que permitan proponer una geometría aceptables desde el punto de vista físico y sismotectónico.

Por lo general, los procedimientos basados en la observación, recurren a elaborar secciones verticales en función de la profundidad de los focos sísmicos, perpendiculares a la línea de fosa, siendo este directo indicador del inicio del proceso de subducción. En este estudio, se hace uso del proceso observacional a fin de proponer un modelo aproximado para el contacto de placas y para la geometría de la placa oceánica o de Nazca a mayores distancias. Para tal objetivo, en los puntos 4.3.1 y 4.3.2 se ha analizado y discutido la distribución de la sismicidad asociada al proceso de subducción a partir de secciones verticales paralelas y perpendiculares a la fosa, tal como se mostró en las Figuras 4.4 y 4.6. Para el presente análisis no se ha considerado los sismos superficiales que pudieran estar asociados con la reactivación de alguna falla reconocida en superficie. Para cada sección vertical en la cual exista zonas con ausencia de sismos, la

tendencia de las mismas ha sido extrapolada de manera gráfica a fin de conseguir reconstruir la posible tendencia de la sismicidad en cada una de ellas (Figura 4.8). Finalmente, a fin de continuar con el esquema seguido a la fecha, las tendencias medias de la sismicidad serán analizadas considerando sus características en la región Norte, Centro y Sur de Perú.

Región Norte: Para esta región (Figura 4.8a), se considera las tendencias medias de sismicidad observadas en las secciones sísmicas 1, 2, 3 y 4 de la figura 4.6. Estas tendencias sugieren que la placa de Nazca subduce siguiendo una pendiente de 25° - 30° hasta una profundidad que oscila entre 100 y 150 km (aumenta de Norte a Sur), para luego continuar de manera casi horizontal hasta una distancia de 750 km desde la fosa. La tendencia de la placa de Nazca entre 200 y 550 km de distancia desde la fosa, corresponde a una aproximación de la misma; por lo tanto, esta se ha representado con líneas discontinuas.

Región Centro: En esta región (Figura 4.8b), se ha considerado las secciones sísmicas 5, 6, 7 y 8 de la Figura 4.6. Las tendencias medias observadas indican que la placa de Nazca subduce de manera muy similar a la región Norte, pero siguiendo un ángulo medio de 30° hasta una profundidad de 100 km, a partir de la cual la forma de la placa presenta una superficie casi horizontal hasta una distancia de 500 km desde la fosa. Entre distancias de 150 y 400 km, la tendencia de los sismos ha sido aproximada (líneas discontinuas).

Región Sur: Las tendencias medias de la sismicidad en esta región (Figura 4.8c) muestran como la superficie de contacto de placas y la forma de la placa de Nazca, cambia de Norte a Sur. La tendencia de los sismos, según las secciones 9 y 10 es similar a la mostrada en las regiones Norte y Centro con la diferencia que, según la sección 9 la placa disminuye su longitud para luego aumentar hasta 150 km aproximadamente. La tendencia de los sismos sugiere que existe un cambio en la geometría de la placa a partir de la sección 10 para ir aumentando en profundidad hasta la sección 14 en donde alcanza longitudes en superficie del orden de 340 km desde la fosa. En las secciones 14

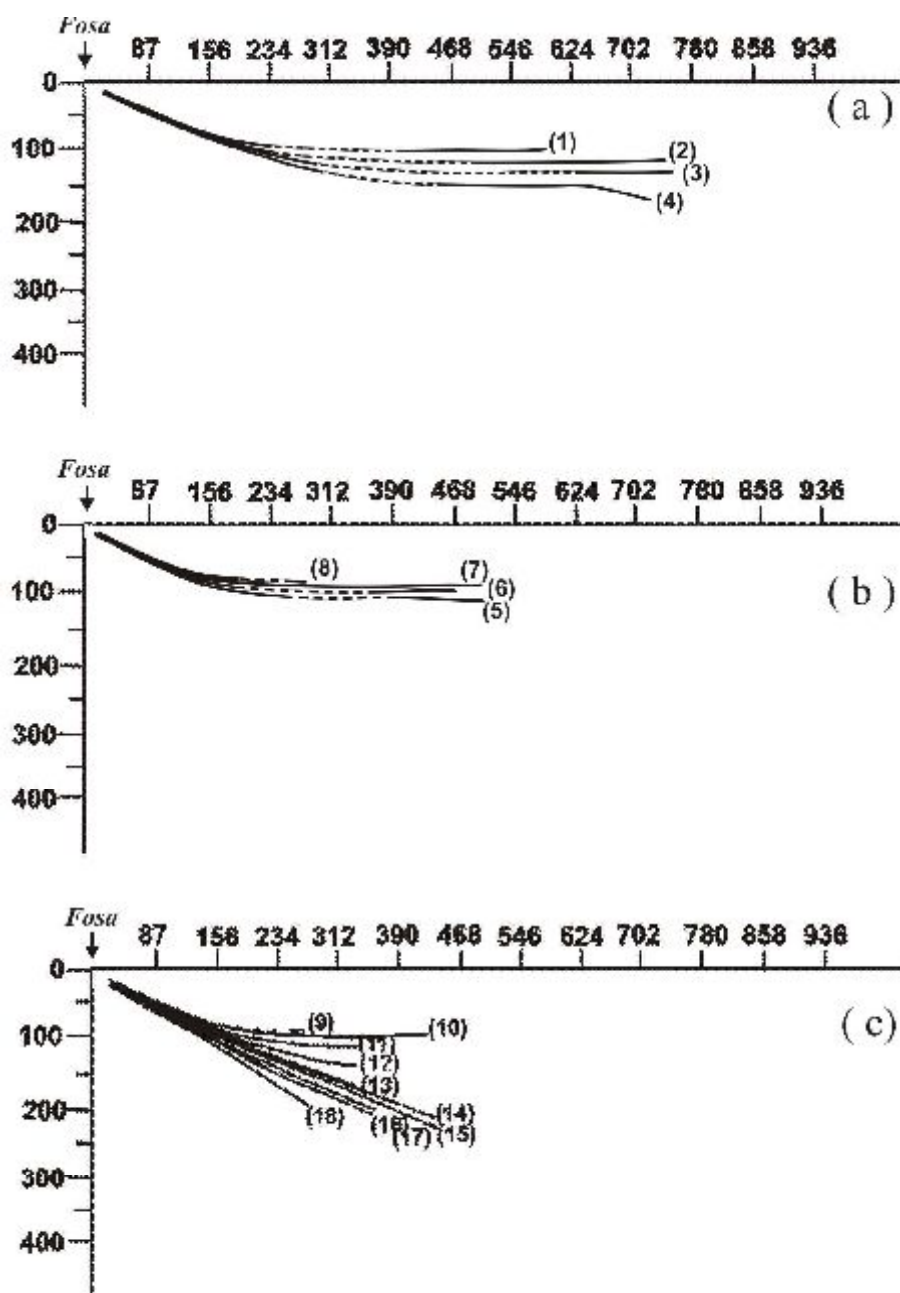


Figura 4.8.-Tendencias medias de la sismicidad asociada al proceso de subducción de la Placa de Nazca en Perú, según las Figuras 4.4 y 4.6. (a) región Norte, (b) región Central y (c) región Sur de Perú. Los números corresponden a las secciones verticales analizadas en los puntos 4.3.1 y 4.3.2.

a 17, la tendencia de los sismos será continua y sugiere un ángulo de 30° que se mantiene constante hasta una profundidad del orden de 250 km y distancias en superficie de 450 km desde la fosa. Sobre la sección 18, la sismicidad alcanza una profundidad de 200 km y en superficie su longitud disminuye hasta 300 km aproximadamente.

De acuerdo a los resultados obtenidos, se puede considerar que la superficie de contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana y la forma de la placa de Nazca es casi homogénea en las regiones Norte y Centro de Perú, en donde la superficie de contacto de placas se inclina con un ángulo de 30° aproximadamente hasta una profundidad de 120 km, a partir de la cual la placa de Nazca se hace casi horizontal hasta distancias de 750 km en la región Norte y de 600-500 km en la región Central. En la región Sur, inicialmente la placa de Nazca tiene la misma forma que la ya descrita; sin embargo, a partir de la sección 10 se observa que la placa comienza a contornearse hacia el Sur hasta alcanzar una profundidad del orden de 250 km sobre una distancia de 450 km sobre la superficie. Según lo observado en las secciones 11 a 14 la superficie de la placa de Nazca involucrada en la contorsión de la misma tiene una longitud paralela a la costa, de 200 km aproximadamente.

A fin de realizar un análisis más detallado de la geometría de la placa de Nazca, dentro del proceso de subducción, se ha visto por conveniente separar de la base de datos aquellos sismos que tengan origen en el proceso de deformación continental y así realizar un mapa con sismos asociados directamente al proceso de subducción (Figura 4.9). Sobre el respectivo mapa de sismicidad de la Figura 4.9, se ha proyectado la posible geometría de la Dorsal de Nazca por debajo del continente según Spence et al (1998). Obsérvese que según esta proyección, la Dorsal tiene una orientación NE-SW y su longitud coincide con lo observado por von Huene et al (1996), quienes sugieren que actualmente 11000 km de la Dorsal de Nazca habría subducido.

En la Figura 4.9 se observa que la geometría de la Dorsal Nazca coincide con la distribución de los sismos en superficie, concentrándose prácticamente alrededor de la misma, principalmente en su extremo Norte próximo a la localidad de Ucayali en donde

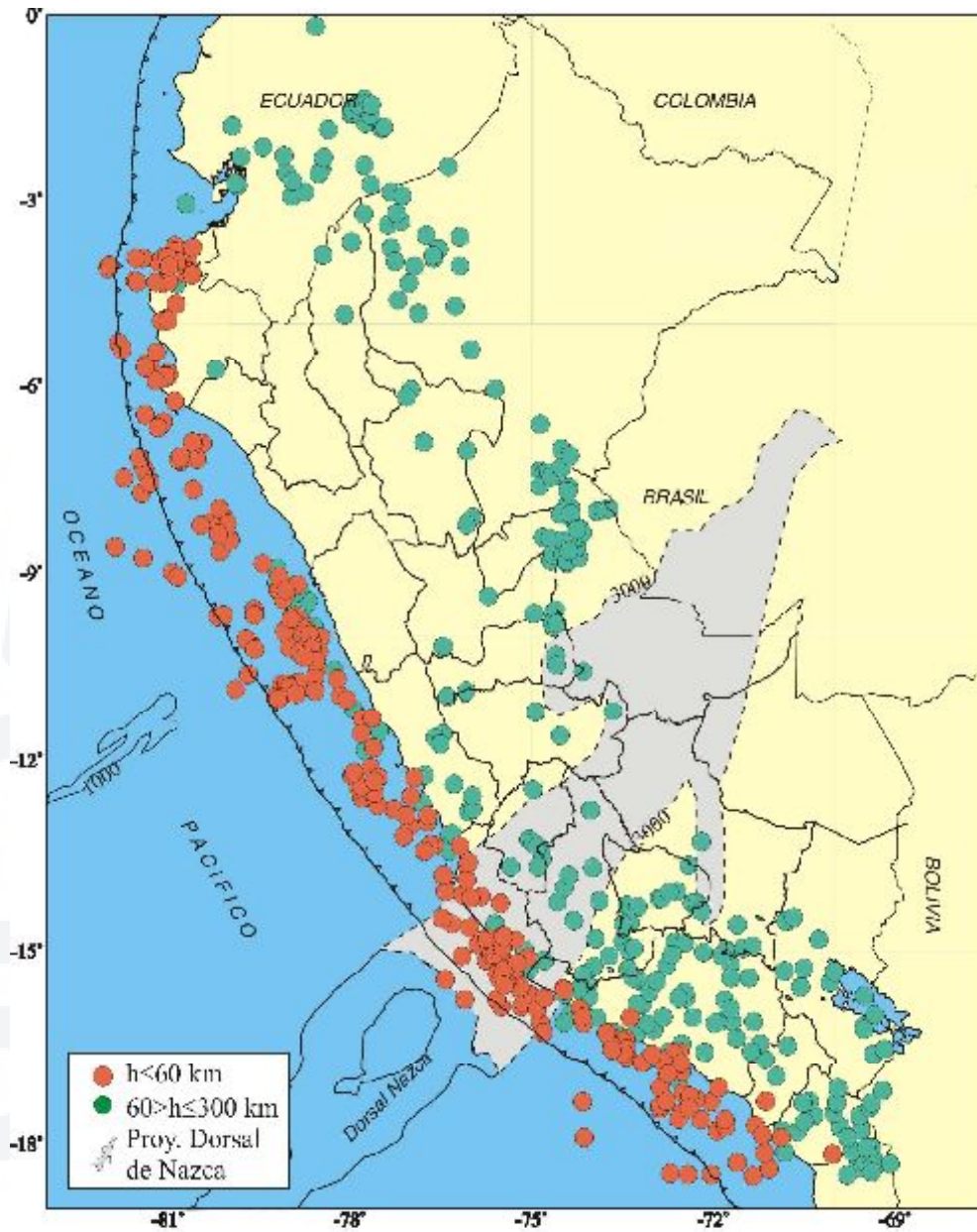


Figura 4.9.- Distribución de la sismicidad asociada directamente al proceso de subducción en dos niveles de profundidad y proyección de la Dorsal de Nazca bajo el continente, según SSpence et al (1998).

la sismicidad con foco intermedio sigue una orientación NE – SW. Asimismo, la parte más ancha de la Dorsal cubre prácticamente toda el área donde se observa una importante disminución de sismos y los que ocurren están muy próximos a la línea de costa cerca a la superficie de mayor contacto entre placas. Hacia la zona Sur, los sismos bordean el extremo SW de la Dorsal, lo cual es coherente, si se tiene en cuenta que en esta zona la placa oceánica se contorsiona y cambia su geometría.

Asimismo, en la Figura 4.10b, se presenta una sección vertical paralela a la línea de fosa (A, A') y vista del extremo NE (Figura 4.10a). En esta sección se observa que entre 5 y 11°S, los sismos se distribuyen formando alineamientos, el primero con sismos hasta profundidades de 60 a 70 km que permiten configurar la superficie de contacto de las placas y el segundo a profundidades entre 90 – 120 km asociados a la geometría de la placa de Nazca. La ausencia de sismicidad entre estos dos alineamientos corresponde a la laguna sísmica indicada anteriormente. Dentro del segundo grupo es importante indicar la acumulación de sismos a latitud de 10° S con profundidades del orden de 180km, lo que sugiere que a esta latitud la placa oceánica estaría contorcionandose. Entre 11° S y 16° S el número de sismos es mayor y esta abarca casi todo el área mostrando la continuidad de la placa de Nazca. Asimismo, la mayor concentración de sismos en la latitud de 15° S se debería a la subducción de la Dorsal de Nazca y como producto del proceso de fricción, el número de sismos es mayor cerca de la fosa. Por debajo de la altitud de 16° S la sismicidad alcanza mayores niveles de profundidad y muestra claramente la superficie de la placa de Nazca involucrada en la contorsión.

En la Figura 4.10c, se muestra el esquema 3D de la geometría de la placa de Nazca por debajo del continente construido a partir de los resultados obtenidos en los puntos 4.2 – 4.4. El área de mayor acumulación de sismicidad, de la contorsión de la placa y la involucrada con la Dorsal de Nazca son indicados con los números 1, 2 y 3 respectivamente sobre la sección vertical de la Figura 4.10b y sobre el esquema 3D.

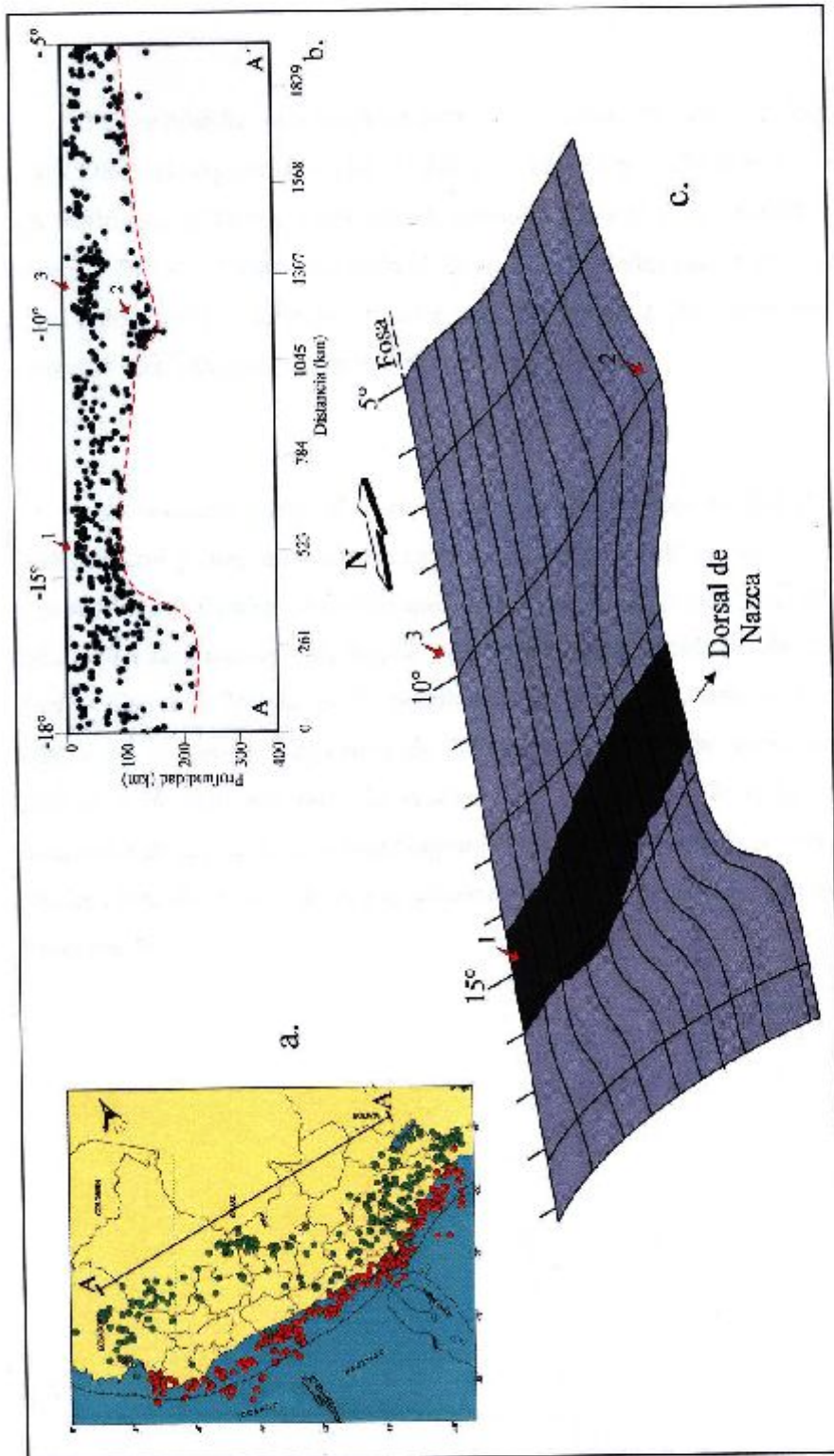


Figura 4.10.- a) Mapa con la sismicidad asociada al proceso de subducción y orientación de la sección vertical, paralela a la línea de fosa (NW-SE) y vista del extremo NE, b) sección vertical y c) Esquema 3D de la placa de Nazca bajo el continente y proyección de la Dorsal de Nazca por debajo del continente. Los números indican la correspondencia entre la sismicidad y la geometría de la placa.

Los resultados obtenidos en este estudio coinciden con los descritos por Grange et al (1984), Hasegawa y Sacks (1981) y Schneider y Sacks (1987) para la región Sur, con Rodriguez y Tavera (1991) para la región Central y con Cahill y Isacks (1992) y Tavera y Buforn (1998) para todo el Perú. Las pequeñas diferencias que puedan existir entre todos estos resultados, pueden ser atribuidos a las diferentes bases de datos utilizadas, pero en general los resultados son similares.

En resumen, para el Perú se ha identificado dos modos de subducción, una subhorizontal y otra normal. La subducción de tipo subhorizontal esta presente en la región Norte y Centro, mientras que la normal en la región Sur. En ambos casos la subducción se inicia con un ángulo de 30° hasta profundidades de 120 km en la región Norte - Centro y 250 km en la región Sur. La placa de Nazca alcanza longitudes por debajo del continente del orden de 750 km bajo la región Norte, de 500 km bajo la Central y de 450 km bajo la región Sur. Finalmente, el área involucrada en la contorsión de la placa tiene una longitud de 320 km desde la fosa y un ancho máximo de 200 km. Esta área se localiza a la altura de la latitud de 16° Sur con vector orientado en dirección NE.



CAPITULO 5

METODOS COMPLEMENTARIOS PARA LA EVALUACION DE LA SISMICIDAD

Muchos autores han propuesto diferentes métodos para analizar y evaluar los diferentes patrones de sismicidad que caracterizan a una región, tal como la relación frecuencia-magnitud (Gutenberg y Richter, 1944; Valdez, 1960; Miyamura, 1962; Mogi 1963; Matuzawa, 1964; Wesnousky, 1994; Suyehiro et. al. 1966; Wiemer y Wyss, 1997; Tavera y Buforn 1998; Wiemer y Katsumata, 1999); energía sísmica liberada (Tsuboi, 1964; Otero, 1972; Carmona y Castano, 1970); volúmen de deformación cortical (Bath y Duda, 1968); gráficos polares (Otero, 1972) y muchos otros más.

De estos métodos, los de mayor aplicación son los que permiten realizar el análisis y cuantificación de los índices de sismicidad a partir de la relación frecuencia - magnitud propuesta por Gutenberg y Richter (1944) y Wesnousky (1994), estimar el volumen de deformación cortical producida por los sismos asumiendo un modelo circular (Bath y Duda, 1968) y conocer el peligro sísmico al cual esta sometida una ciudad o localidad a partir de la construcción de gráficos polares (Otero, 1972).

5.1.- Indices de Sismicidad

El índice de sismicidad, para una determinada región, puede ser evaluada a partir de su frecuencia sísmica; es decir, relacionar el número de sismos de cierta magnitud que puede afectar a la región durante un periodo determinado de tiempo. Este parámetro puede ser obtenido de la relación establecida por Gutenberg y Richter (1944) y Wesnousky (1994), la misma que fue recientemente aplicada con éxito en estudios de predicción sísmica (Wiemer y Wyss, 1997; Wiemer y Katsumata, 1999).

$$\text{Log } N(M) = a - b(M)$$

donde, N indica el número de sismos que ocurre en cierto periodo de tiempo y M la magnitud de los mismos que puede ser dada en m_b o M_s . Los valores de a y b son constantes que dependen del periodo de datos considerado, tamaño del área, de las propiedades físicas del medio y se constituyen como indicativos del nivel de sismicidad de una región determinada.

La relación de Gutenberg y Richter (1944) establece, que de existir una disminución en la frecuencia de los sismos, es cuando se debe considerar que aumenta la magnitud del sismo que pudiera ocurrir debido a que produce una mayor acumulación de energía sísmica y de existir un aumento en la frecuencia de sismos, es cuando debiera disminuir la magnitud del sismo que pudiera ocurrir debido a que la energía sísmica es liberada continuamente y por lo tanto, esta no se acumula en gran cantidad.

De las dos constantes, el parámetro b es el de mayor estabilidad y se le asigna implicancias sismotectónicas. Miyamura (1962), al analizar las características de la sismicidad mundial explica que la variabilidad regional de b depende del desarrollo tectónico de cada región. Así, evidencia que los valores altos de b (1.0–1.8), caracterizan a zonas orogénicas de las bandas circumpacíficas y alpinas, incluyendo áreas isleñas; mientras que, los valores intermedios de b (0.6-0.7), corresponderían a zonas de deriva continental y plataformas continentales. Asimismo, los valores de b por debajo de 0.5

serían propios de estructuras antiguas. Por otro lado, Mogi (1962, 1963) a partir de experimentos de laboratorio pone en evidencia que valores menores de b corresponden a sismos con foco intermedio (0.3-0.6) y a regiones caracterizadas por la ocurrencia de sismos de magnitudes bajas; mientras que, los valores intermedios (0.7-0.8) estarían asociados a zonas de actividad media e hipocentros ubicados en la corteza. Los valores altos de b (0.9-1.0), caracterizan a regiones donde prevalecen los sismos con focos superficiales (profundidades menores a 4 km.) y con magnitudes altas. En general, estos resultados llevan a establecer que existe relación entre el parámetro b y la homogeneidad y consistencia del medio, así como con la profundidad focal de los sismos. A partir de estas apreciaciones, Suyehiro et. al. (1966) sugiere que la variación del valor de b puede ser utilizado como un parámetro de predicción de sismos.

En el ámbito mundial y para diferentes regiones, se ha obtenido distintos valores de b aplicando diversos métodos. Según Matuzawa (1964), el valor de b para Japón fluctúa entre 1.1–0.7 lo cual sugiere que esta región tiene menor resistencia a la deformación y por lo tanto, su potencial sísmico es muy alto. Contrariamente, Austria tiene un valor de b del orden de 0.4 y en este caso, indica que la región presenta mayor resistencia a la ruptura o deformación (Tabla 5.1). Para otras regiones, los valores de b son coherentes con los propuestos por Miyamura (1962) y Mogi (1962, 1963).

Los valores de a no serán discutidos en el presente estudio debido a que depende del periodo de los datos y de las dimensiones de la fuente. Por lo tanto, este parámetro es muy inestable.

A partir de la base de datos utilizada en este estudio, se ha estimado los valores de b para Perú reagrupando los sismos en función de su origen. Así para sismos ocurridos a profundidad superficial asociados al proceso de subducción y a la deformación continental, se obtiene valores de b del orden de 1.25 - 1.29. Asimismo, para sismos con foco intermedio el valor de b es del orden de 1.17. Estos valores sugieren que en el Perú la deformación es continua; por lo tanto, su potencial sísmico

sea alto y similar a lo observado en Japón, Turquía, México y New Zelandia. El poco número de sismos profundos no permite realizar estimaciones del valor de b (Figura 5.1 y Tabla 5.2).

Tabla 5.1. Valores de b para diferentes regiones obtenidos por diferentes autores.

Región	b	Referencia
NE de Japón	1.1	Tsuboi (1952)
SW de Japón	0.7	Tsuboi (1952)
China, excepto Formosa	0.6	Mei Shi-Yun (1960)
Australia	0.4	Burke-Gaffney (1952)
New Zealand	0.9	Gutenberg-Richter (1949)
Turkey	0.9	Gutenberg-Richter (1949)
Africa, Western rift Valley	0.6	Sutton-Berg (1958)
S. California	0.8	Gutenberg-Richter (1949)
América del Centro, México	0.9	Gutenberg-Richter (1949)
América del Sur	0.5	Gutenberg-Richter (1949)

Tabla 5.2. Valores de “ b ” obtenidos en este estudio para sismos ubicados a diferentes rangos de profundidad y origen.

Sismicidad	Origen	b
Perú (todas las profundidades)	-----	1.22
Superficial ($h \geq 60$ km)	Subducción	1.29
	Continental	1.25
Intermedia ($60 < h \leq 300$ km)	-----	1.17
Profunda ($h > 300$ km)	-----	-----

En general, si se considera el total de la sismicidad utilizada en este estudio, se obtiene un valor de $b=1.22$ (Figura 5.1), el mismo que resulta bastante alto con relación al obtenido por Gutenberg y Richter (1944) para América del Sur (Tabla 5.1). Esta diferencia, probablemente se deba a que los datos utilizados por estos autores y en este estudio correspondan a periodos muy diferentes, con la certeza de que en estos estudios, se ha utilizado una base de datos mayor debido al incremento de estaciones sísmicas a nivel mundial y regional.

A fin de realizar un análisis detallado de la variación de los valores de b en Perú, se ha considerado reagrupar los sismos en fuentes sismogénicas regionales denominadas subfuentes considerando los diferentes rangos de profundidad para los focos sísmicos propuestos anteriormente, tal como se muestra en la Figura 5.2.

Sismos con foco superficial

Las dos principales fuentes sismogénicas superficiales identificadas en los capítulos anteriores (Figura 4.1), han sido divididas en seis subfuentes, cuatro de ellas considera a los sismos que ocurren entre la línea de fosa y la costa y las dos restantes, a los sismos localizados en el interior del continente (Figura 5.2). Cada subfuente se identifica con la letra S seguida de un número que indica su ubicación en el mapa de la Figura 5.2. Así, las subfuentes S1 y S2 se localizan en la región Sur; mientras que, las subfuentes S3 y S4 en las regiones Centro y Norte respectivamente. Los valores de b obtenidos para cada una de estas subfuentes son (Figura 5.3):

$$S1 \rightarrow \text{Log}(N) = -1.04*mb + 6.46$$

$$S2 \rightarrow \text{Log}(N) = -1.03*mb + 6.45$$

$$S3 \rightarrow \text{Log}(N) = -1.04*mb + 6.76$$

$$S4 \rightarrow \text{Log}(N) = -1.28*mb + 7.99$$

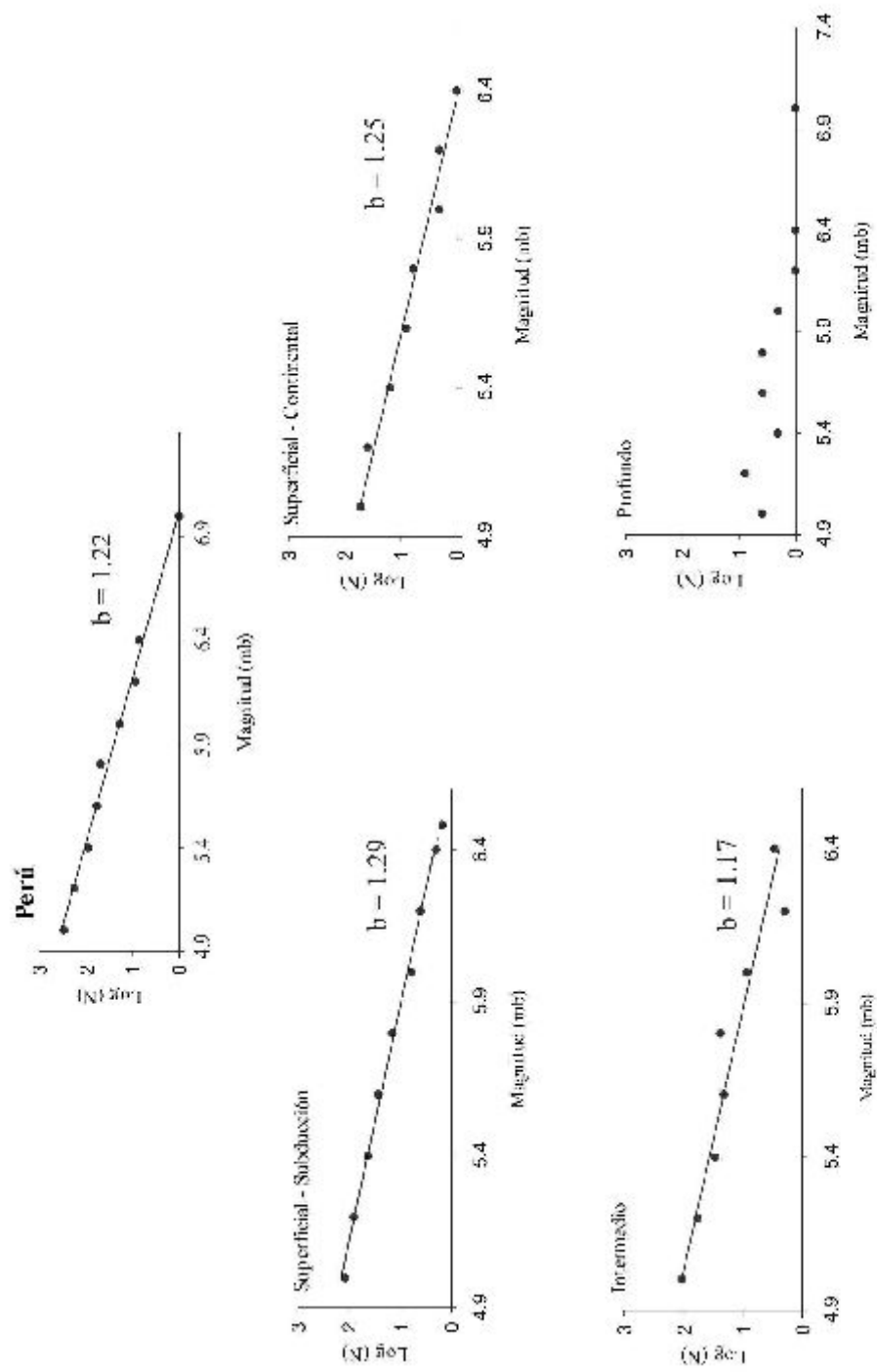


Figura 5.1.- Gráficos de Frecuencia Sísmica para Perú considerando sismos con foco superficial, intermedio y profundo. Para sismos con foco superficial se presenta dos gráficos de acuerdo a su localización (subducción y deformación continental).

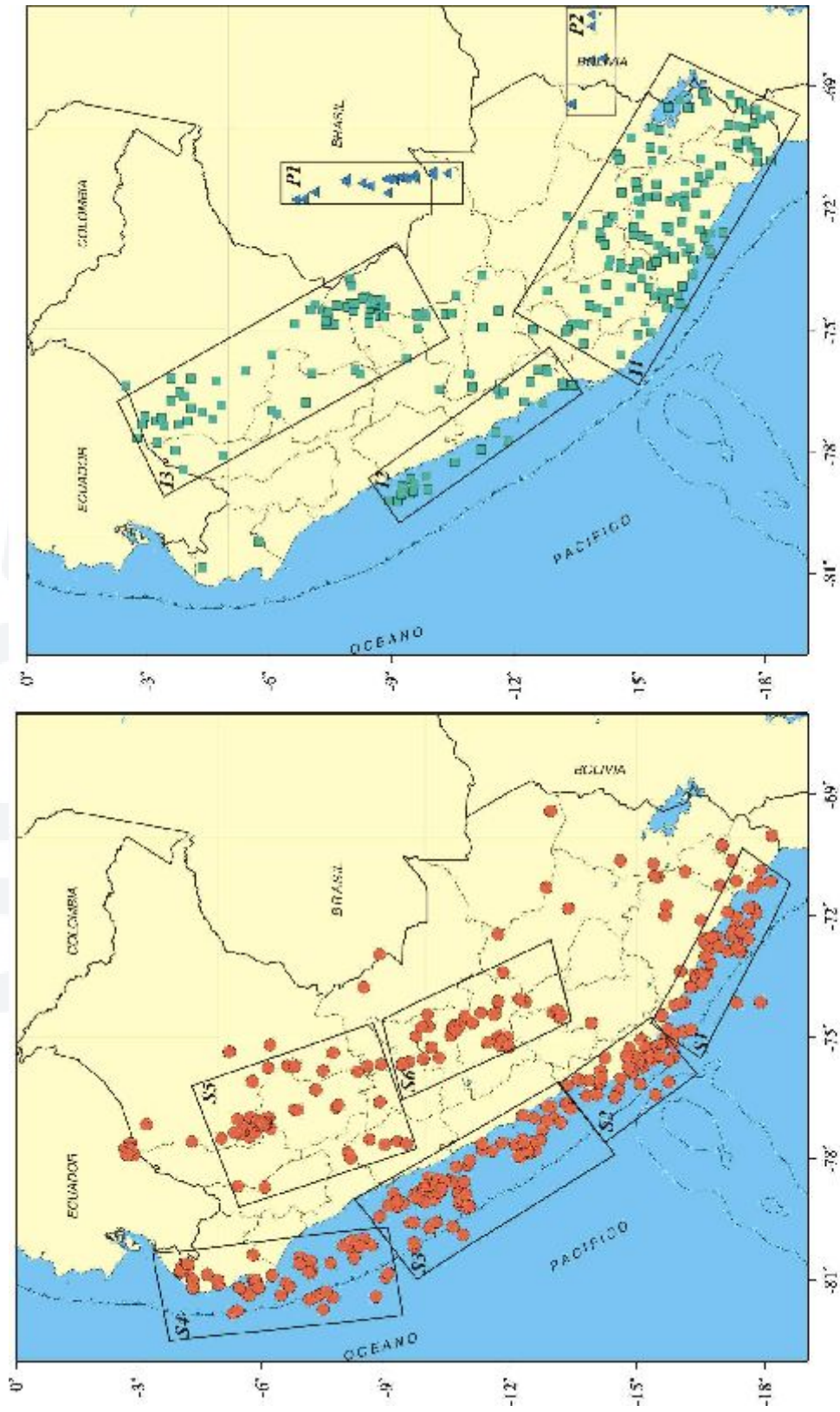


Figura 5.2.- Identificación y distribución de las principales áreas o subfuentes de sismicidad en el Perú. Las áreas indicadas como **Sn** corresponden a sismos con foco superficial. **Pn** foco profundo (*m*, indica el número de cada subfuente).

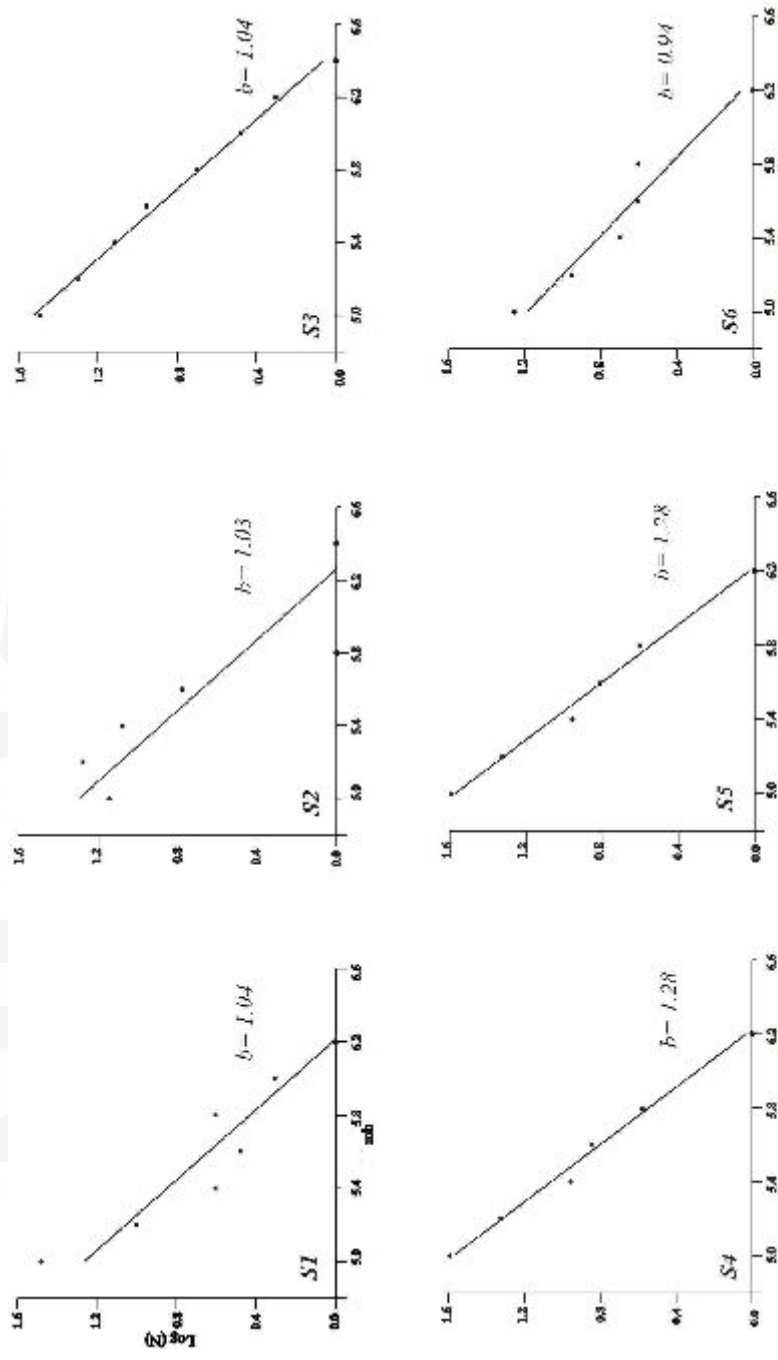


Figura 5.3.- Gráficos de frecuencia sísmica para las diferentes subfuentes mostradas en la Figura 5.2. Las letras **Sn**, **In** y **Pn** indican las subfuentes con sismos de foco superficial, intermedio y profundo respectivamente.

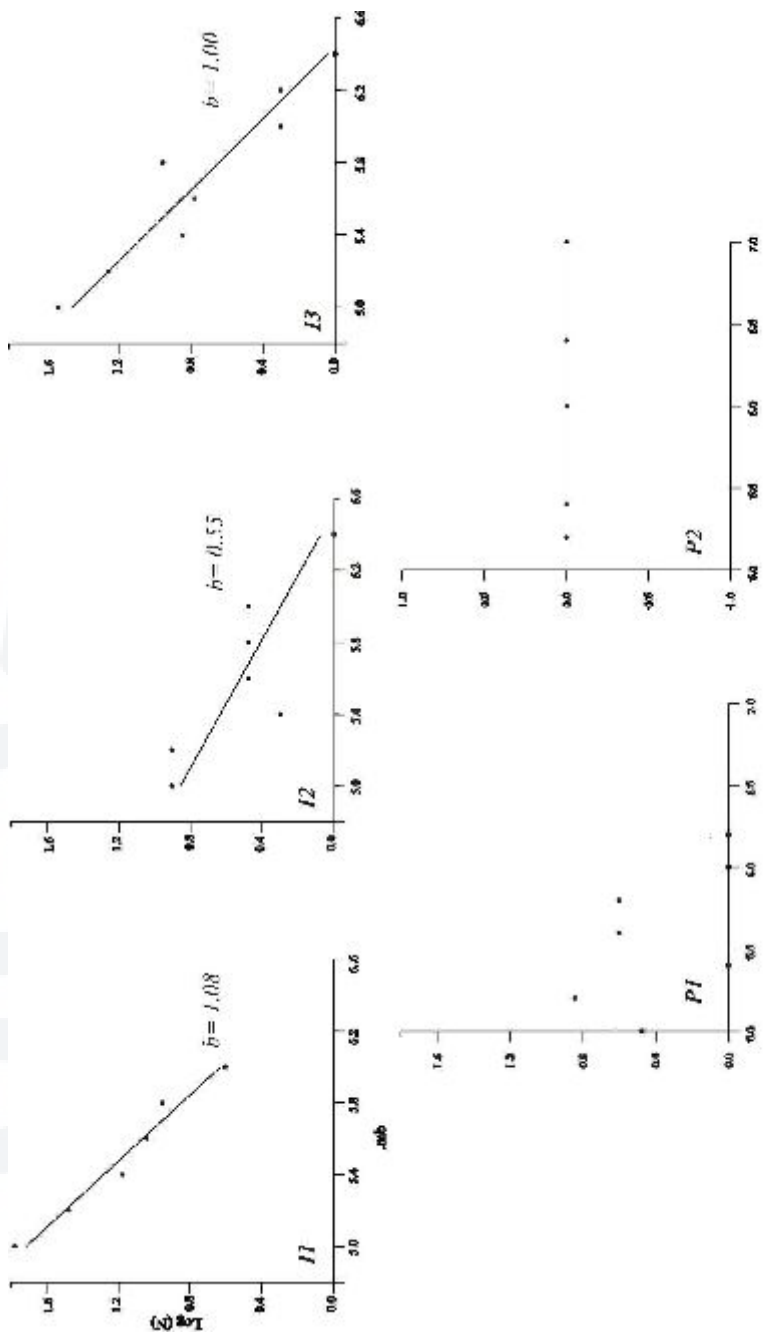


Figura 5.3.- Continuación.

Asimismo, las subfuentes S5 y S6 considera a los sismos localizados en las zonas Subandinas Norte y Centro, las mismas que están asociadas a los principales sistemas de fallas que se distribuyen en estas zonas. Los resultados obtenidos para estas fuentes son:

$$S5 \rightarrow \text{Log (N)} = -1.28*mb + 7.98$$

$$S6 \rightarrow \text{Log (N)} = -0.94*mb + 5.90$$

Los resultados muestran que para sismos con foco superficial, el valor de **b** varía entre 1.03 y 1.28; por lo tanto, corresponderían a regiones geológicamente jóvenes y procesos orogénicos activos puestos en evidencia con la ocurrencia frecuente de sismos de diversa magnitud y coherentes con las características sismotectónicas de Perú a niveles superficiales (la ocurrencia de sismos de pequeña y gran magnitud es propio de áreas de baja y media resistencia al proceso de deformación, implicando la falta de homogeneidad del medio).

Sismos con foco intermedio

Para sismos de foco intermedio ($61 < h \leq 300$ km), no ha sido necesario considerar subfuentes debido a que el total de los sismos pueden ser integrados en las tres fuentes definidas anteriormente y en este caso, cada una es identificada por la letra I y su ubicación por un dígito numérico, tal como se observa en la Figura 5.2. La fuente I1 abarca prácticamente todo la región Sur, B2 la región Central y B3 todos los sismos que ocurren en la zona Subandina. Los valores de frecuencia sísmica obtenidos para cada una de estas fuentes son (Figura 5.3):

$$I1 \rightarrow \text{Log (N)} = -1.08*mb + 7.13$$

$$I2 \rightarrow \text{Log (N)} = -0.55*mb + 3.64$$

$$I3 \rightarrow \text{Log (N)} = -1.00*mb + 6.49$$

Los resultados obtenidos muestran que los valores de **b** para las fuentes I1 y I3 son similares a los obtenidos para sismos con foco superficial y casi el doble del

obtenido para la fuente I2. En la fuente I2 el número de sismos de magnitud moderada ($5 \leq M \leq 6$) es mucho menor en relación con los que ocurren frecuentemente en las otras fuentes; sin embargo, estos sismos cuando ocurren, casi siempre, son sentidos en superficie generando daños parciales.

Sismos con Foco Profundo

Tal como se indicó anteriormente, en Perú existen dos fuentes importantes para la generación de sismos con foco profundo ($h \geq 300$ km). La fuente P1 corresponde a los sismos que se localizan próximos al límite de Perú con Brasil y P2 con Bolivia (Capítulo 4). La frecuencia de estos sismos no es uniforme, no pudiendo ocurrir o ser registrado un sismo con foco profundo en varios meses. Por lo tanto, difícilmente se puede analizar la variación del valor de b como en otras regiones como Japón. Sin embargo, estos sismos suelen ser de mayor magnitud que los que ocurren a menores profundidades y liberan importante cantidad de energía sísmica.

Los valores de b obtenidos para cada una de las fuentes y subfuentes a profundidades superficiales e intermedios son altos, siendo los mismos coherentes con el importante índice de sismicidad observado en Perú. Desde el punto de vista tectónico, se conoce que el borde Oeste de Sudamérica ha sido afectado recientemente por diversos procesos orogénico que dieron como resultado el proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana, el levantamiento de la Cordillera Andina y la importante deformación superficial en el continente. Todos estos procesos se realizaron de manera muy heterogénea, de ahí que sea muy frecuente la ocurrencia de sismos de diferentes magnitudes a diversas profundidades. Según estas características, los valores altos de b están de acuerdo con lo propuesto por Miyamura (1962), que indica que estos valores altos ($b > 1.0$) caracterizan a zonas orogénicas de bandas circumpacíficas, al igual que Matuzawa (1964) que concluye, que valores altos de b representan a regiones que tienen menor resistencia a la deformación y por lo tanto, su potencial sísmico es muy alto.

5.2.- Calculo del Volúmen de Deformación Sísmica

En un punto ubicado en el interior de la Tierra se va a producir un sismo, la cantidad de energía que este libere dependerá del intervalo de tiempo transcurrido desde el ultimo sismo ocurrido en el mismo punto o de la capacidad de resistencia de las rocas antes de fracturarse. En ambos casos, la energía acumulada afectará un cierto volúmen de material proporcional al tamaño del sismo. El volúmen afectado por la ruptura y los diferentes efectos en superficie (grado de destrucción, pérdidas humanas, etc.) va a depender de la cantidad y de la profundidad a la cual se produce la liberación de la energía. Teóricamente, se asume que la energía acumulada afecta un volumen esférico que como ya se indico, este seria proporcional a la cantidad de energía o tamaño del sismo.

El volumen esférico de la masa afectada por la energía sísmica almacenada en un determinado periodo de tiempo y que posteriormente se libera dando origen a un sismo de una determinada magnitud, puede ser estimado a partir de la relación establecida por Bath y Duda (1968).

$$\text{Log } V = 9.58 + 1.47 * mb$$

donde:

$$\begin{aligned} mb &= \text{magnitud de ondas de volumen} \\ V &= \text{volúmen esférico de masa afectada en cm}^3 \end{aligned}$$

Conocido el volumen esférico de la masa afectada por el sismo, su radio puede ser fácilmente obtenido a partir de:

$$r^3 = \frac{3}{4} * \frac{V}{3.142}$$

donde:

$$r = \text{el radio del volúmen esférico dado en km.}$$

El radio de este volúmen esférico proyectado en superficie, permite definir una área circular que puede ser utilizada como un indicativo real del tamaño del sismo a fin de ser comparado con otros de igual o diferente magnitud.

La base de datos utilizada en este estudio considera sismos con magnitud mínima de 5.0 mb (ejemplo: sismo del Cuzco de 1986) y máxima de 7.0 mb (ejemplo: sismo de Bolivia de 1994), para los cuales les correspondería volúmenes esféricos de energía acumulada y liberada del orden de $8.5E+16$ y $7.4E+19$ cm^3 . La proyección de estos volúmenes esféricos en superficie, presenta áreas circulares de radios igual a 2.7 km para un sismo de magnitud 5.0 mb y de 26.1 km para 7.0 mb. Los volúmenes y radios para otros rangos de magnitud son presentados en la Tabla 5.3.

Tabla 5.3. *Valores de energía y radios obtenidos para sismos con diferentes rangos de magnitud*

Magnitud (mb)	Volumen (cm^3)	Radio (km)
5.0	$8.5114E+16$	2.7
5.5	$4.6238E+17$	4.8
6.0	$2.5119E+18$	8.4
6.5	$1.3646E+19$	14.8
7.0	$7.4131E+19$	26.1

El procedimiento descrito, ha sido utilizado a fin de calcular las áreas circulares del total de los sismos utilizadas en este estudio (capítulo 4). Con esta información se ha elaborado mapas de sismicidad, en donde el tamaño de los círculos es proporcional a la cantidad de energía liberada por el sismo; es decir, equivalente a su magnitud. Por lo tanto, esta información es más representativa para la proyección geográfica del tamaño de los sismos que los procedimientos frecuentemente utilizados, en donde el tamaño de los círculos es representado logarítmicamente a partir de uno arbitrario para el sismo más pequeño a representarse.

En la Figura 5.4 se presenta los mapas de sismicidad superficial, intermedia y profunda elaborados considerando los resultados obtenidos en este estudio. En el mapa de sismicidad superficial (Figura 5.4a) se observa que el número de sismos de magnitud menor es mayor que los de magnitud elevada; sin embargo, entre la línea de la fosa y la zona costanera se distingue claramente los sismos ocurridos en 1970 (departamento de Tumbes), 1966, 1970, 1974 y 1996 frente a los departamentos de Ancash, Lima e Ica, todos con magnitudes del orden de 6.0 a 6.5 mb. De manera similar, en el interior del continente sobresalen los sismos de 1990 y 1991 ocurridos en el departamento de San Martín (magnitudes medias de 6.1 y 6.5 mb), y de 1995 próximo a la frontera Perú - Ecuador (6.5mb), siendo el resto de la sismicidad de magnitud menor.

En la Figura 5.4b, se presenta el mapa de sismicidad para focos intermedios y en ella se observa algunas concentraciones de sismos frente a la costa de Ancash, próximos a la frontera Perú - Ecuador, al Norte de Ucayali y entre los departamentos de Huancavelica y Tacna, todos de magnitud menor a 6.0mb. Estas características sugieren que a niveles intermedios de profundidad, los sismos de magnitud elevada son poco frecuentes y de ocurrir no producen daños en superficie.

En el extremo Este de la Figura 5.4b, se presenta los sismos con foco profundo próximos a los límites de Perú con Brasil y Bolivia (círculos azules). En esta figura se observa, a diferencia de los sismos de foco superficial e intermedio, que a este nivel de profundidad el número de sismos es menor, pero en general presentan magnitudes mas elevadas, siendo el sismo mas representativo el ocurrido el 9 de Junio de 1994 en la frontera Perú – Bolivia (mb=7.0). Esta característica sugiere que los sismos profundos a pesar de no ser frecuentes pueden liberar tanta energía como la que liberarían en una década los sismos ocurridos a profundidades menores.

En el Anexo 1, se adjunta el mapa de sismicidad elaborado por el Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología (IGP) para el Perú (1900-2000) utilizando los resultados obtenidos en este estudio.

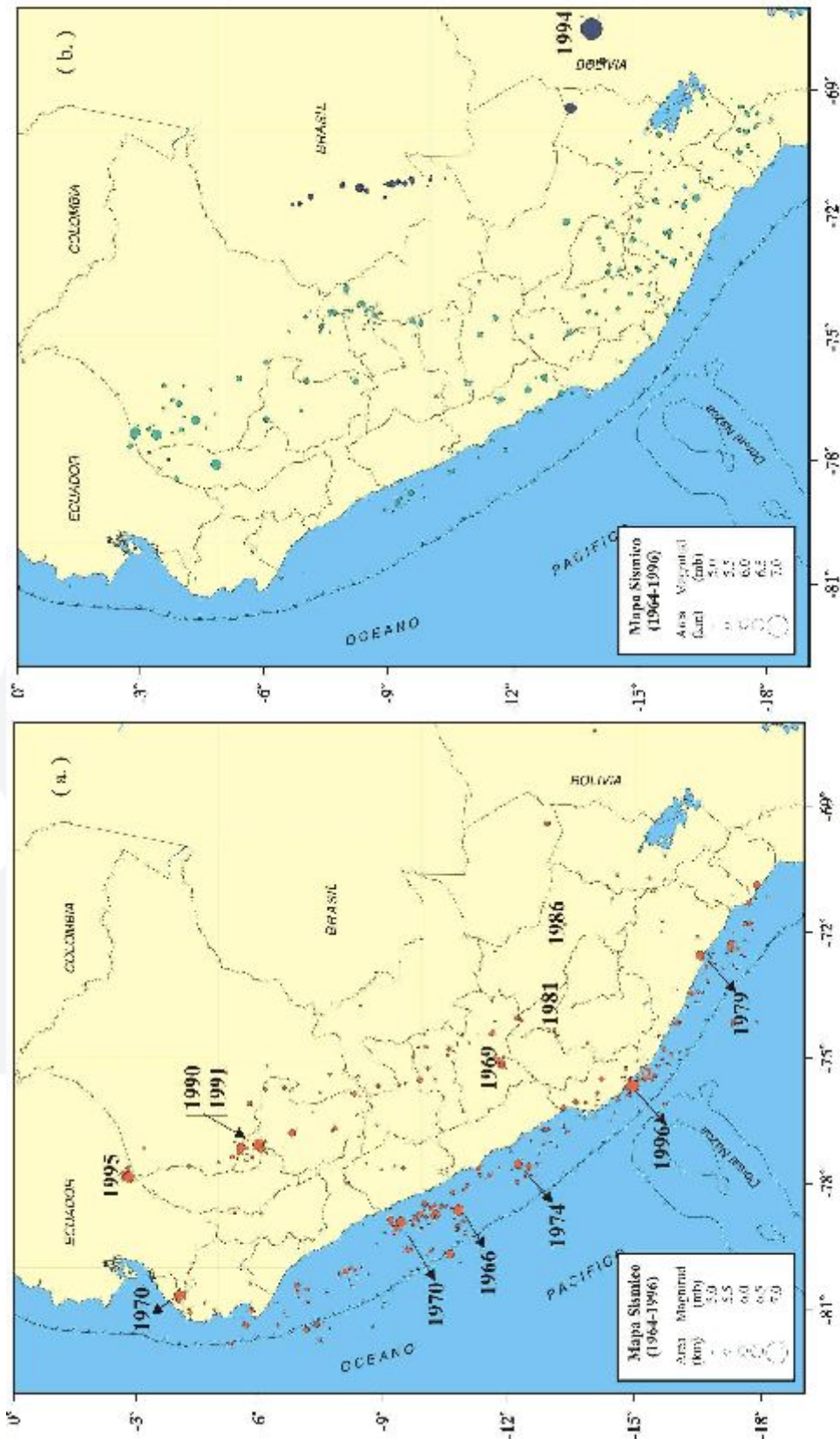


Figura 5.4.- Mapa de sismicidad ocurrida en Perú entre 1964-1996 (Engdahl et al, 1998; IGP, 2000). El tamaño de los círculos es proporcional al volumen esférico de energía liberada por el sismo (a) Representa a sismos con foco superficial (círculos rojos), (b) sismos con foco intermedio (círculos verdes).

3.- Gráficos Polares

A la ocurrencia de un sismo, las ondas sísmicas se propagan en diferentes direcciones afectando de diferente modo al medio por donde estas se propagan, así como a las diversas localidades o ciudades emplazadas en superficie. Generalmente, la distribución de los daños observados en un determinado lugar, permite de manera indirecta evaluar el riesgo de la misma ante un peligro, que en este caso lo constituye el sismo en sí. En esta hipótesis no se considera el tipo de construcción, utilizado muchas veces por los ingenieros a fin de realizar evaluaciones detalladas del riesgo. Sin embargo, la ubicación y geometría de las diferentes fuentes sismogénicas, con relación a las características físicas de un determinado lugar, también es un factor importante que se debe considerar para evaluar el riesgo. Así, muchas localidades o ciudades pueden ser únicamente afectadas por sismos que ocurren a una distancia y dirección en particular (ubicación del peligro); por lo tanto, debería ponerse mayor énfasis o peso cuando se evalúa su riesgo.

Un procedimiento práctico para evaluar o conocer en detalle estas características, es construir Gráficos Polares. Este tipo de gráfico indica de manera práctica la dirección a la que se ubican las fuentes sismogénicas y distancias a la cual ocurren los sismos con relación al lugar en particular que puede ser afectado por la energía liberada por estos, tal como sugiere Otero (1972).

En este estudio, los gráficos polares han sido contruidos para cada una de las capitales de departamento, las mismas que fueron seleccionadas de acuerdo a su ubicación con relación a las diversas fuentes sismogénicas presentes en el Perú y cuyas características fueron ampliamente discutidas en capítulos anteriores. Estas ciudades ordenadas de Oeste a Este son: Tumbes, Piura, Chiclayo, La Libertad, Huaraz, Lima, Ica, Arequipa, Ayacucho, Chachapoyas, Moyobamba, Cerro de Pasco, Huancayo, Cuzco, Abancay y Pucallpa.

Cada gráfico polar, considera un círculo de radio igual a 250 km con centro en cada una de las ciudades anteriormente mencionadas. La longitud de este radio fue determinado considerando la distancia media a la cual se localizan los sismos que durante el periodo de estudio, afectaron a cada localidad con una intensidad mínima de III en la escala de Mercalli Modificada, independiente del tamaño del sismo o magnitud. La distribución de los sismos sobre cada cuadrante de los gráficos polares (enumerados en sentido contrario al movimiento de las agujas del reloj), permitirá evaluar la dirección en la cual una determinada localidad puede ser mas o menos afectada por los sismos producidos en cada una de las fuentes sismogénicas identificadas para el Perú. Para la construcción de los gráficos polares se utiliza únicamente la sismicidad con foco superficial ($h \leq 60$ km), debido a que estos sismos son los que generalmente producen mayores efectos en superficie y por ende a las construcciones y personas. Así, la información proporcionada por los gráficos polares puede ser utilizado como un indicador cualitativo y cuantitativo a tener en cuenta para evaluar la calidad de las construcciones en cada una de las ciudades (Figura 5.5).

Gráfico polar para la ciudad de Tumbes

En este gráfico se observa que los sismos que pueden afectar a la ciudad de Tumbes se ubican en dirección NW y SW (segundo y tercer cuadrante), los mismos que están asociados al proceso de subducción y a deformaciones superficiales. La fuente sísmica de mayor importancia se localiza a una distancia promedio de 50 km en dirección SW y correspondería a la falla de Huaypira. Asimismo, en este cuadrante y a una distancia de 30 km se ubica el sismo ocurrido el 9 de diciembre de 1970 (6.2 mb), el mismo que produjo una intensidad de VIII MM en la ciudad de Tumbes. En el primer cuadrante, el número de sismos es menor y se ubican a distancias del orden de 200 km, constituyéndose como una fuente secundaria o de bajo nivel sísmico. Finalmente, en la dirección del cuarto cuadrante la sismicidad es nula.

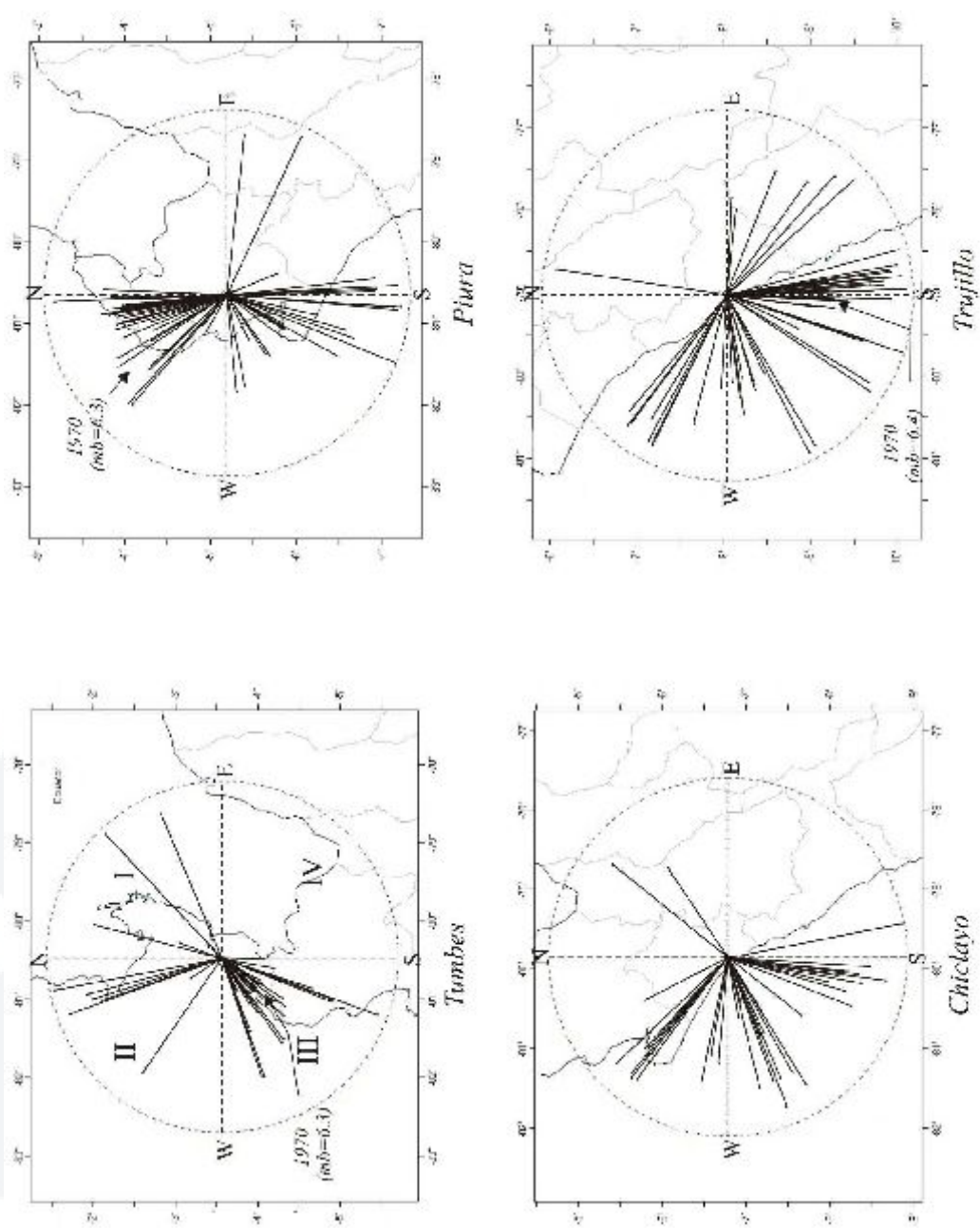


Figura 5.5.- Gráficos polares para las principales ciudades de Perú. Los gráficos consideran los sismos ocurridos dentro de un radio de 250 km con centro en la Plaza de Armas de cada ciudad. Se indica la fecha y en paréntesis la magnitud de los sismos mayores.

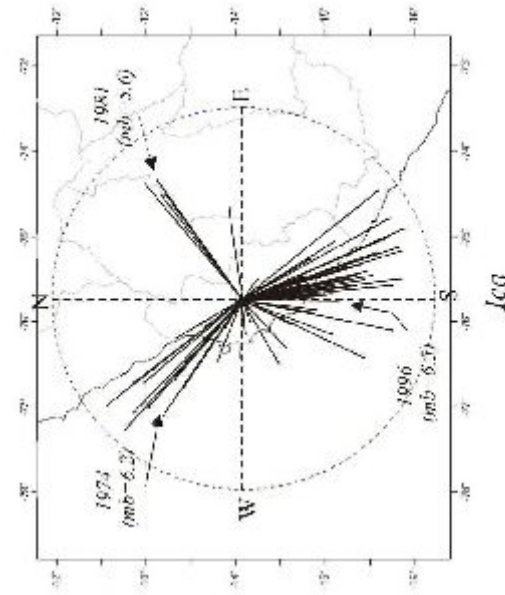
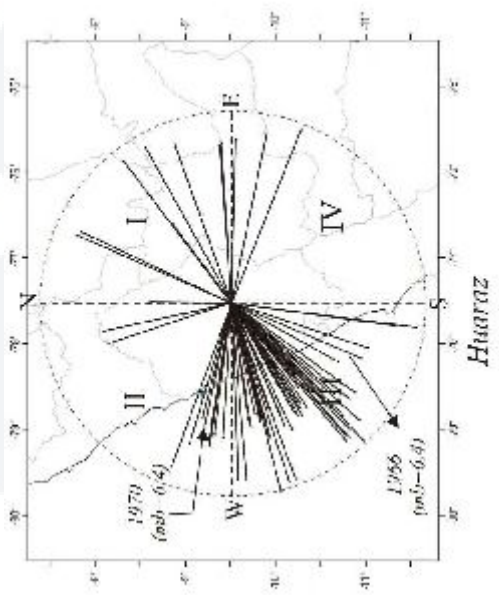
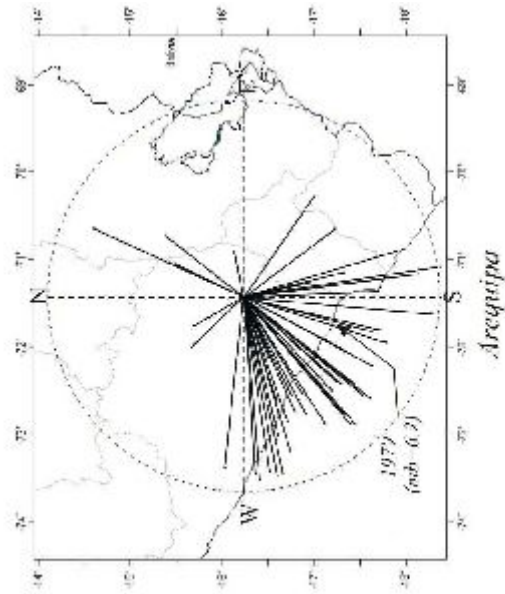
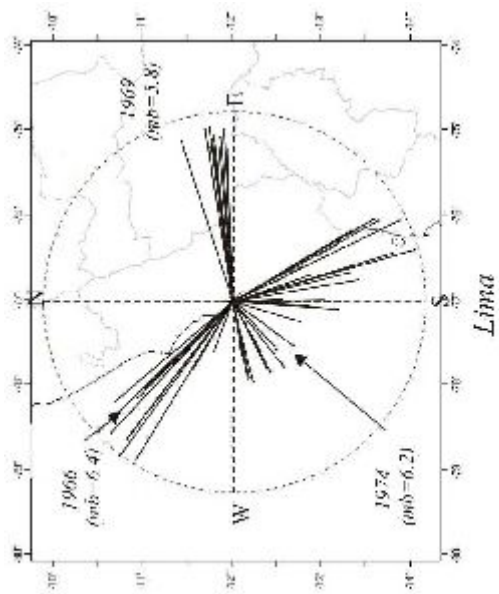


Figura 5.5.- Continuación.

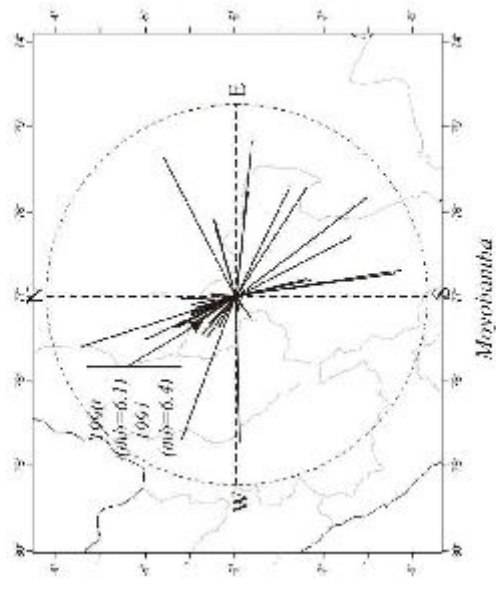
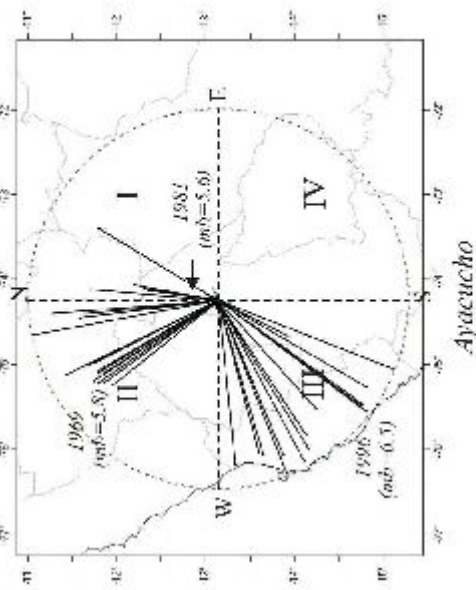
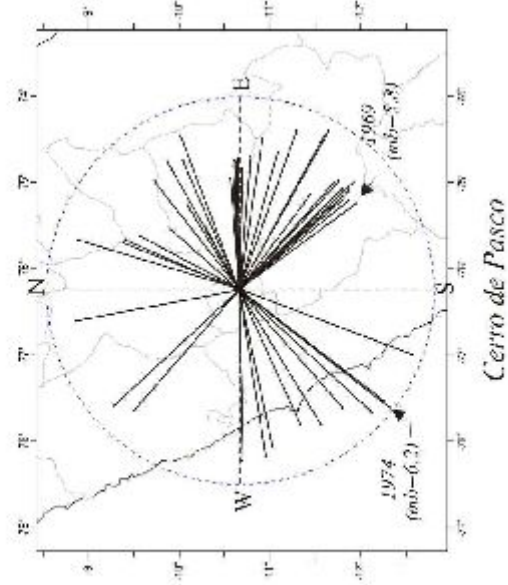
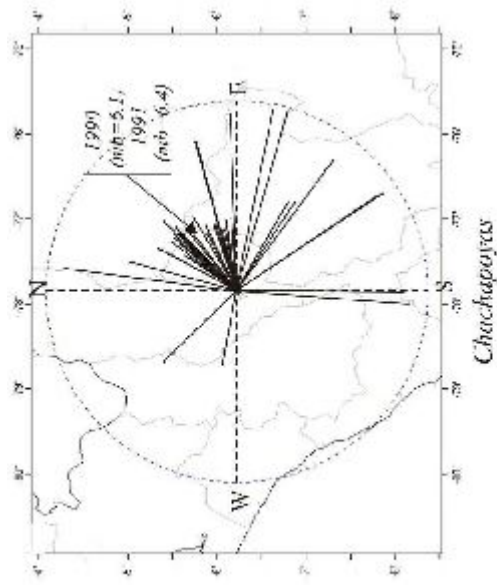
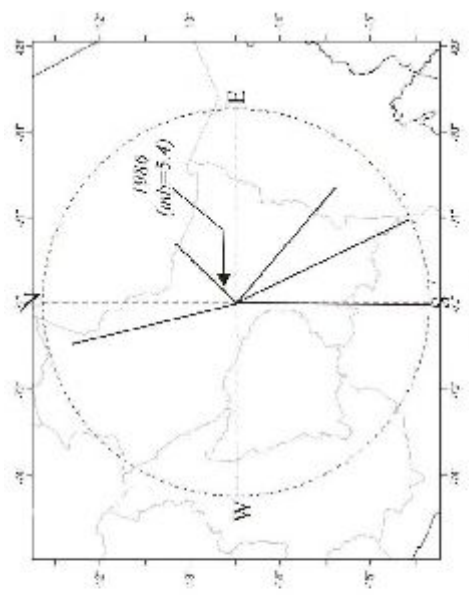
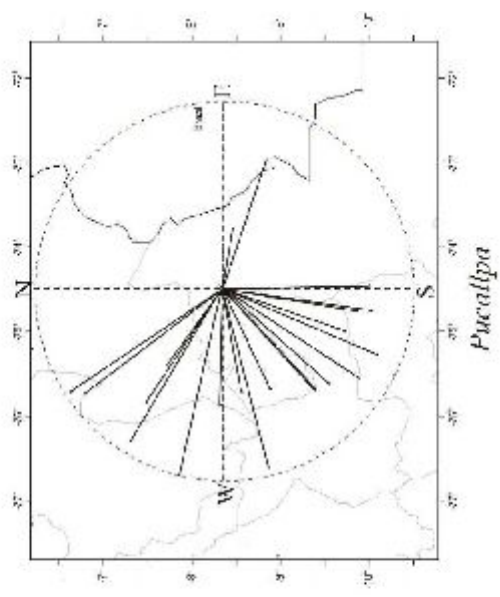


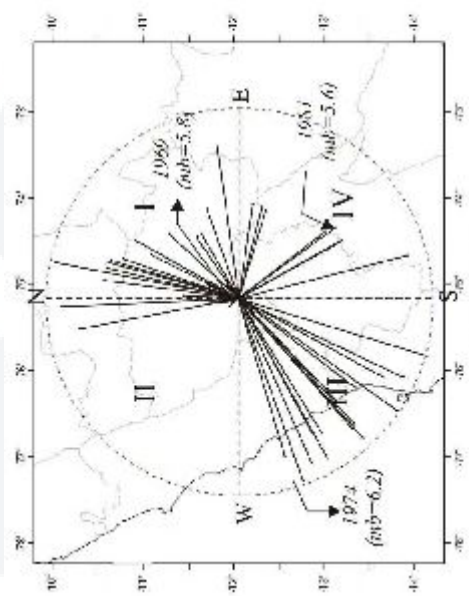
Figura 5.5.- Continuación.



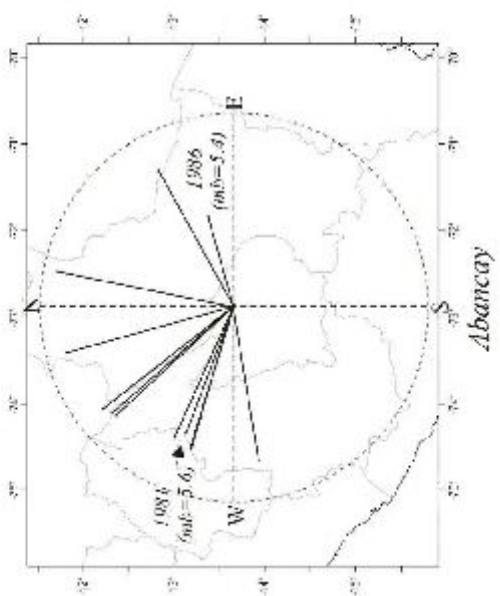
Cuzco



Pucallpa



Huancayo



Abancay

Figura 5.5.- Continuación.

Gráfico polar para la ciudad de Piura

De acuerdo al gráfico polar, la ciudad de Piura sería mas afectada por sismos cuyos epicentros se localizan en el segundo y tercer cuadrante, los mismos que tienen su origen en el proceso de subducción y en menor escala en la deformación superficial. La ciudad de Piura, también podría ser afectada por sismos generados por la Falla Huaypira, fuente localizada a una distancia de 130 km en dirección NW. Los sismos en el tercer cuadrante es menor, en el primero y cuarto prácticamente no ocurren sismos, por lo que pueden ser considerados de baja sismicidad.

Gráfico polar para la ciudad de Chiclayo

En este gráfico se observa que la ciudad de Chiclayo será mayormente afectada por sismos que ocurren frente a la costa; es decir, debidos al proceso de subducción. Estos sismos se ubican en el segundo y tercer cuadrante a distancias del orden de 160 km. En otras direcciones el número de sismos es menor.

Gráfico polar para la ciudad de Trujillo

Al igual que la ciudad de Chiclayo, la de Trujillo será afectada por sismos que ocurren frente a la costa debido al proceso de subducción; es decir sismos que se ubican en el segundo y tercer cuadrante del gráfico polar. En ambas direcciones se puede identificar dos fuentes pequeñas ubicadas a distancias de 100 y 210 km, las mismas que produjeron el sismo del 30 de mayo de 1970 (6.4 mb) y que llegó a generar intensidades del orden de VIII MM en la ciudad de Trujillo. De modo general, en el primer y cuarto cuadrante la sismicidad es mínima o nula.

Gráfico polar para la ciudad de Huaráz

En este gráfico se observa que la ciudad de Huaraz sería esencialmente afectada por sismos que puedan ocurrir frente a la costa del departamento de Ancash cubriendo

totalmente el segundo y tercer cuadrante. Esta fuente de sismicidad se ubicaría básicamente a distancias del orden de 180 km desde la ciudad de Huaraz y tendría su origen en el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la continental. En el tercer cuadrante ocurrieron los sismos del 30 de mayo de 1970 (6.4 mb) y del 17 de octubre de 1966 (6.4 mb), ambos produjeron intensidades del orden de VIII MM en la ciudad de Huaraz; sin embargo, cabe mencionar que el primero fue el sismo más catastrófico ocurrido en Perú. En el segundo cuadrante, tendiendo hacia su extremo Norte se ubican sismos que pueden ser relacionados con el sistema de fallas de la Cordillera Blanca. En el primer cuadrante los sismos se presentan en menor número y de manera dispersa a distancias medias de 220 km; por tanto, es posible que no afecten a la ciudad de Huaraz debido a que al ser asociados a deformaciones continentales, estos son relativamente de baja magnitud. Finalmente, en el cuarto cuadrante el índice de sismicidad es bajo.

Gráfico polar para la ciudad de Lima

Según este gráfico polar, la ciudad de Lima sería afectada por sismos que ocurren en dirección NW, SW y SE (segundo, tercer y cuarto cuadrante); es decir, por sismos con origen en el proceso de subducción y cuya fuente mas próxima se localiza a una distancia media de 50 km. El ultimo sismo ocurrido en estos cuadrantes fue el 4 de Octubre de 1974 (6.2 mb), el mismo que produjo una intensidad de VIII MM en la ciudad de Lima. En el segundo y cuarto cuadrante la sismicidad se localiza a distancias medias de 180 km; por lo tanto, el efecto que produciría en la ciudad de Lima es menor; sin embargo, cabe mencionar que el ultimo sismos ocurrido en el segundo cuadrante fue el 17 de octubre de 1966 (6.4 mb). En el primer cuadrante se aprecia un agrupamiento importante de sismos que dan origen a la fuente sísmica asociada a la falla de Huaytapallana, la misma que al ubicarse a una distancia media de 200km no causaría mayor efecto en la ciudad de Lima. Aquí, se debe considerar que los sismos debido a deformación continental son de magnitudes bajas y de foco superficial; por lo tanto, los efectos suelen ser muy locales, tal como ocurrió con los sismos de 1969 que fueron sentidos en la ciudad de Lima con una intensidad de II MM.

Gráfico polar para la ciudad de Ica

La ciudad de Ica sería mayormente afectada por sismos que pudieran ocurrir en el tercer y cuarto cuadrante, con sismos cuyo origen esta directamente asociado con el proceso de subducción, que sumado a la presencia de la dorsal de Nazca, aumenta el potencial sísmico de esta fuente. A una distancia de 60 km en dirección SW, el 12 de noviembre de 1996 se produjo un sismo de magnitud mb de 6.5 que generó intensidades del orden de VI-VII MM en las ciudades de Ica y Nazca causando destrucción y muerte en ambas ciudades. En el segundo y tercer cuadrante, los sismos se distribuyen mayormente a distancias medias de 180 y 90 km. En el primer cuadrante a una distancia de 180 km se observa la presencia de una pequeña fuente de sismos asociados al sistema de fallas de Ayacucho, la misma que debido a la distancia no afecta en gran medida a la ciudad de Ica.

Gráfico polar para la ciudad de Arequipa

La ciudad de Arequipa, al igual que otras ciudades ubicadas en la costa de Perú, es afectada directamente por sismos cuyo origen es el proceso de subducción y en este caso, todos se ubican prácticamente en el tercer cuadrante. La fuente que produce esta sismicidad se localiza a una distancia media de 180 km, la misma que dio origen al sismo del 19 de febrero de 1979 (6.2 mb) con intensidades de VII MM en la ciudad de Arequipa. En el gráfico se observa que en el primer, segundo y cuarto cuadrante, el número de sismos es mínimo por lo que estos se consideran de baja sismicidad.

Gráfico polar para la ciudad de Ayacucho

El gráfico polar indica que la ciudad de Ayacucho puede ser afectada por sismos que ocurren en el segundo y tercer cuadrante a distancias medias del orden de 160 y 220 km, los primeros con origen en la falla de Huaytapallana y los segundos en el proceso de subducción. Sin embargo, la fuente más importante se localiza en dirección Norte a una distancia de 10 km de la ciudad de Ayacucho, la misma que esta asociada al sistema de

fallas de Ayacucho y en la cual tuvo su origen el sismo ocurrido en 18 de abril de 1981 (5.5 mb), aunque de magnitud sea pequeña, produjo intensidades del orden de V-VI MM en localidades ubicadas alrededor de alrededores. En el cuarto cuadrante no se observa actividad sísmica.

Gráfico polar para la ciudad de Chachapoyas

El mayor número de sismos que puede afectar a la ciudad de Chachapoyas se producen en el primer cuadrante y son debidos a una fuente sísmica que se localiza a una distancia de 50 km aproximadamente. Esta fuente esta asociada al sistema de fallas de Moyobamba (San Martín) causante de los sismos ocurridos el 30 de mayo de 1990 (6.1 mb) y el 5 de abril de 1991 (6.4 mb), los mismos que produjeron intensidades de V y IV MM respectivamente en esta ciudad. En el segundo, tercer y cuarto cuadrante se observa una actividad sísmica mínima.

Gráfico polar para la ciudad de Moyobamba

En este gráfico polar, claramente se observa que la mayor cantidad de sismos que afectan a la ciudad de Moyobamba se localiza en dirección NW (segundo cuadrante) y deben su origen a una fuente que se encuentra a una distancia promedio de 50 km. Esta fuente está asociada al sistema de fallas de Moyobamba y tal como se dijo anteriormente, produjo los sismos del 30 de mayo de 1990 (6.1 mb) y 5 de abril de 1991 (6.4 mb) que generaron intensidades de VI y VII MM respectivamente en la ciudad de Moyobamba y alrededores. En el primer, tercer y cuarto cuadrante, los sismos se presentan dispersos y en menor número; por lo tanto, no representaría una fuente importante.

Gráfico polar para la ciudad de Cerro de Pasco

La ciudad de Cerro de Pasco puede ser afectada por sismos que se distribuyen en el primer, tercer y cuarto cuadrante, con focos ubicados a distancias medias de 190 km.

Los sismos ubicados en el tercer cuadrante pueden estar relacionados con el proceso de subducción, los mismos que debido a su distancia no causan mayor efecto a esta ciudad. Sin embargo, algunos sismos de gran magnitud ocurridos en este cuadrante han producido intensidades del orden de V MM en la ciudad de Cerro de Pasco. En el primer y cuarto cuadrante, se observa un mayor número de sismos que pueden deberse a reactivaciones de los sistemas de fallas de Satipo y Huaytapallana, pero que debido a su distancia a la ciudad de Cerro de Pasco, estos no producirían mayor efecto. En el segundo cuadrante los sismos se presentan en menor número.

Gráfico polar para la ciudad de Huancayo

En el gráfico polar se observa que el mayor número de sismos que afectaría a la ciudad de Huancayo se ubican en dirección NE (primer cuadrante) y SW (tercer cuadrante). Los sismos del primer cuadrante se deben a dos fuentes, una localizada a una distancia de 30 km (falla de Huaytapallana) y otra a 120 km (falla de Satipo), siendo la primera la que afecta directamente a la ciudad de Huancayo y que dio origen a los sismos de julio y octubre de 1969 (5.8 mb), los mismos que produjeron intensidades de VI-VII MM en dicha ciudad. En el tercer cuadrante, los sismos se presentan a una distancia media de 220 km; por tanto, no causarían mayor efecto a esta ciudad. En el segundo y cuarto cuadrante no se observa la presencia de actividad sísmica importante.

Gráfico polar para la ciudad de Cuzco

El número de sismos que afectarían a la ciudad del Cuzco es mínimo y los pocos se ubican a una distancia de 230 km desde esta ciudad. Sin embargo, en la dirección NE (primer cuadrante) se observa la presencia de un sismo ubicado a 10 km de distancia y que corresponde al ocurrido el 5 de abril 1986 (5.4 mb), el mismo que afecto directamente a la ciudad de Cuzco con intensidades del orden de V MM. Se debe mencionar que en general, los sismos que ocurren en esta región son de foco superficial y de magnitudes bajas, de ahí que en el gráfico polar no se observe la presencia de un número mayor de sismos.

Gráfico polar para la ciudad de Abancay

En este gráfico se observa que la ciudad de Abancay puede ser afectada por un número mínimo de sismos ubicados en el primer y segundo cuadrante a distancias medias del orden de 180 km, siendo los mas importantes debidos al sistema de falla de Ayacucho (segundo cuadrante). En otras direcciones, el índice de sismicidad es casi nula.

Gráfico polar para la ciudad de Pucallpa

La dirección predominante en la cual se ubican los sismos que pueden afectar a la ciudad de Pucallpa considera el segundo y tercer cuadrante con distancias medias del orden de 160 km. Por lo tanto, estos sismos solos pueden generar intensidades mínimas en esta ciudad. En el primer y cuarto cuadrante la sismicidad es prácticamente nula.

Los resultados obtenidos en este estudio, a partir de los gráficos polares, muestran que prácticamente todas las ciudades que se distribuyen a lo largo de la línea de costa serían afectadas principalmente por sismos asociados al proceso de subducción. Evidentemente, algunos departamentos y ciudades como Ancash, Lima y Arequipa presentan un mayor índice de sismicidad, coherente con la frecuencia con la cual han sido parcialmente afectadas por sismos de magnitud elevada. Asimismo, las principales ciudades ubicadas en la alta cordillera pueden ser afectadas por sismos de magnitud elevada que ocurrirían frente a la línea de costa (proceso de subducción) con intensidades menores a V MM, siendo suficiente para soportar algún tipo de daño leve en las construcciones o efectos secundarios como el ocurrido en la localidad de Yungay a raíz del sismo del 30 de mayo de 1970. Las ciudades ubicadas en la zona Subandina, deben su potencial sísmico a la presencia de importantes sistemas de fallas de menor o gran longitud y aunque estos son pequeños en magnitud, generan valores altos de intensidad que frecuentemente producen destrucción a gran escala.

CAPITULO 6

ANALISIS Y EVALUACION DE LA ENERGIA SISMICA EN PERU

Se sabe que los sismos liberan la energía acumulada en el interior de la Tierra; sin embargo, la pregunta que frecuentemente se hace es ¿dónde se genera esa energía? y para contestarla, es necesario analizar la estructura interna de la Tierra. Desde el punto de vista de la sismología, la Tierra se divide en corteza, manto y núcleo y desde el punto de vista de la geofísica, en Litosfera, Mesosfera y Astenosfera, siendo la litosfera el único medio capaz de deformarse y fracturarse; por lo tanto, de generar los sismos con la consecuente liberación de energía. Sin embargo, teniendo en cuenta las características físicas de cada una de las estructuras que conforman la Tierra, el núcleo puede ser considerado como el inicio de su geodinámica y cuyos efectos se observa en superficie. Las altas temperaturas, presentes en el núcleo (del orden de 5000 ° C), son causantes de la formación de las corrientes de convección en el manto, las mismas que movilizan a las placas tectónicas en diferentes direcciones produciendo su separación, colisión y subducción de una bajo la otra, dando origen a importante deformación que se produce en el interior de las mismas. El movimiento de las placas y su consecuente deformación se produce de manera heterogénea, de ahí que se produzca la acumulación de energía, que al liberarse, da origen a sismos de diferentes tamaños. En general, se acepta que a mayor tiempo de acumulación de energía, mayor será el tamaño del sismo a producirse o viceversa; por lo tanto, existe una relación directa entre la cantidad de energía liberada por el sismo y su respectivo tamaño o magnitud. Frecuentemente, para conocer el

potencial sísmico de una determinada región se suele utilizar la magnitud de los sismos como un indicador directo de la cantidad de energía liberada por los mismos.

La energía total liberada por un sismo considera la que se transmite en forma de ondas elásticas y la que se transforma en calor al ser absorbida o disipada en las proximidades del hipocentro. La energía liberada en forma de ondas elásticas es la única que llega a ser registrada por instrumentos denominados sismógrafos. En general, para una determinada región, el total de la energía sísmica liberada es prácticamente, en su totalidad, debida a la ocurrencia de grandes sismos ya que los sismos menores solo representan una pequeña proporción de la misma. Evidentemente, la mayor o menor cantidad de energía que se llegue a liberar dependerá de la mayor o menor resistencia de los materiales para acumular energía. Inicialmente, estas premisas fueron consideradas por Gutenberg y Richter (1956), para relacionar la magnitud de los sismos, dada en la escala de Richter, con la cantidad de energía sísmica liberada por un sismo cualquiera.

Una manera de evaluar la energía liberada por uno o más sismos en una determinada región, es mediante la elaboración de mapas de energía sísmica liberada. Esta información permite identificar e evaluar las áreas o regiones de mayor potencial sísmico, así como conocer el nivel de energía sísmica liberada en un determinado periodo de tiempo y estimar el grado de deformación que ha soportado la corteza. Es importante remarcar que dependiendo de la profundidad a la que se libera esta energía, mayor o menor serán los efectos que ocasione en superficie.

En general, el análisis de la energía sísmica liberada puede realizarse desde dos puntos de vista, el primero permite evaluar la energía a partir del análisis de mapas de curvas de iso-energía y el segundo considera la energía sísmica acumulativa en diversos periodos de tiempo a fin de evaluar o predecir la ocurrencia de sismos de magnitudes mayores.

Entre los estudios de energía sísmica a partir de curvas de iso-energía se puede mencionar el realizado por *Carmona y Castano (1970)* al analizar las características de

las curvas de acumulación de energía para Sudamérica, al sur de 20°S de Latitud y para el periodo 1920-1970 (Datos Telesísmicos de la Red Mundial), indican que los sismos predecesores y las replicas ocurridos antes y después de un sismo de magnitud elevada pueden abarcar áreas de liberación de energía relativamente extensas (sismos con foco superficial), lo que indicaría que este proceso estaría asociado a mecanismos de fractura derivados de la acumulación de esfuerzos y como consecuencia de las deformaciones que se producen en el medio. Asimismo, en la zona de estudio, las curvas de iso-energía muestran que las áreas donde se acumula la mayor cantidad de energía se ubican en la costa Occidental y son debidas al proceso de convergencia entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, además esta energía disminuye en dirección Este; es decir hacia el interior del continente en donde los sismos están asociados a deformaciones superficiales.

Asimismo, de los estudios sobre energía sísmica acumulada, se considera el de mayor relevancia el realizado por *Tsuboi (1964)* para Japón utilizando sismos ocurridos entre 1885 y 1963 con magnitudes iguales o mayores a 6.0 Ms. Los resultados sugieren que la suma acumulativa de la energía liberada aumenta linealmente con respecto al tiempo, aunque algunas veces lo hacen de forma escalonada. Esto permite asumir que la energía proveniente del interior de la Tierra es uniforme con respecto al tiempo. Asimismo, *Otero (1972)* siguiendo la metodología de *Tsuboi (1962, 64)* y utilizando datos sísmicos para el periodo 1903–1970 ($M \geq 6$), analiza la energía sísmica liberada en Sudamérica y parte de Centroamérica llegando a concluir que, la energía liberada en el interior de la tierra no es homogénea ya que esta depende de las propiedades físicas de cada región sísmicamente activa.

Para el Perú, los mapas de iso-energía elaborado por *Ocola (1966)* con datos de la Red Sísmica Mundial para el periodo 1959-1963, muestra que la relación magnitud - energía podría delinear de manera clara las zonas de mayor actividad sísmica. De estas zonas, sobresale la relacionada con el proceso de subducción y de manera puntual, algunas áreas en el interior del continente. Asimismo, *Silgado (1978)* utilizando información sísmica para el periodo de 1960–1974 extraídos de la Red Sísmica Mundial

($m_b \geq 6.0$), concluye que en la zona costera la actividad sísmica es muy pronunciada; mientras que en el interior del país la sismicidad es menor. Este autor, remarca el hecho de que a la altura del paralelo 11° S, los contornos de las líneas de iso-energía se alargan en dirección Este - Oeste y más al Norte, en dirección Norte-Sur. Estos resultados serán discutidos con mayor detalle mas adelante.

De manera general, estos resultados muestran para las regiones estudiadas patrones sísmicos bien definidos, a pesar de que la información utilizada corresponde a periodos en donde la red sísmica mundial no era muy numerosa y por lo tanto, muchas regiones no eran correctamente monitoreadas. En estas condiciones los parámetros hipocentrales presentaban mayores márgenes de error para algunos sismos, evitando una buena identificación, no solo de las mayores fuentes sismogénicas (caracterizadas por la ocurrencia de grandes sismos con mayor frecuencia), sino también de fuentes secundarias cuyo rol es importante al momento de definir los patrones de deformación en determinadas regiones (caracterizadas por la ocurrencia de sismos de magnitudes moderadas y poco frecuentes). El uso de información sísmica reciente; es decir, de la que se obtiene hoy en día de la nueva red sísmica mundial y de catálogos previamente evaluados, permitiría obtener resultados más confiables sobre las características de la energía sísmica liberada y esta información ayudará a comprender los patrones de deformación presente en cada región sísmicamente activa y compleja como es el caso del Perú. Asimismo, estos resultados permitirían a evaluar los obtenidos anteriormente por otros autores (Ocola, 1966 y Silgado, 1978).

6.1.- Fundamento Teórico

Para un mejor entendimiento de los parámetros utilizados en la obtención de los valores de energía sísmica, a continuación se describirá brevemente los siguientes conceptos:

Magnitud

La magnitud permite cuantificar la cantidad de energía sísmica liberada en forma de ondas elásticas. La escala de magnitud, ideado por Richter en 1935, crece en forma semilogarítmica de manera que para cada unidad de aumento en la magnitud, se produce un incremento de diez veces para la energía sísmica liberada. Por lo tanto, un sismo posee solamente una medida de magnitud. Las escalas de magnitud que frecuentemente se utilizan son: magnitud local de Richter (ML), magnitud de ondas de volumen (m_b), ondas superficiales (M_s), magnitud coda (M_d) y magnitud momento (M_w). En la Tabla 6.1 se presenta una descripción general de los efectos que ocasionan, en superficie, algunos sismos de determinada magnitud en la escala ML.

Tabla 6.1.- Se presenta la relación entre los efectos del sismo en superficie y la magnitud ML

Magnitud (ML)	Efectos de los sismos
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 muy pobladas.
7.0 – 7.9	Sismo mayor causa graves daños.
8 a mas	Gran sismo. Destrucción total de las comunidades cercanas al epicentro.

En general, la magnitud de los sismos es estimada a partir de las características de su registro; es decir, de la amplitud y su periodo predominante, ya que estos parámetros dependen directamente de su tamaño. Por tanto, si el sismo es registrado por mas de una estación con características instrumentales diferentes o si se identifica diferentes fases sísmicas, frecuentemente se puede obtener diversos valores de magnitud.

Si bien la escala de magnitud permite comparar cuantitativamente, grandes y pequeños sismos, dice muy poco acerca de las características físicas de sus fuentes, por lo tanto, es necesario relacionar este valor con un parámetro físico básico como es la energía.

Energía

La energía sísmica total liberada por un sismo (E_t), es la suma de la energía transmitida en forma de ondas elásticas (E_s) y la disipada en fenómenos no elásticos en el foco sísmico, principalmente en forma de calor (E_p).

$$E_t = (E_s + E_p)$$

La energía E_s es cuantificada a partir de las características de su señal registrada en los instrumentos; mientras que, la energía E_p difícilmente puede ser conocida, aunque se asume que esta representa un porcentaje mínimo del total de la energía liberada por un sismo.

Relación Magnitud y Energía

La magnitud de un sismo puede ser relacionada directamente con la cantidad de energía que se irradia en forma de ondas elásticas (registrada por los sismógrafos). Así, Gutenberg y Richter (1956), propusieron las siguientes ecuaciones a fin de relacionar estos parámetros.

$$\mathbf{Log Es = 5.8 + 2.4 mb.}$$

$$\mathbf{Log Es = 11.8 + 1.5 Ms.}$$

donde:

Es = energía sísmica liberada y medida en ergios
mb y Ms = magnitud del sismo estimada a partir de ondas de volumen (mb) y ondas superficiales (Ms)

Una manera de cuantificar la energía sísmica liberada por un sismo, según la escala de Richter, es comparándola con la energía liberada por la detonación de diversas cantidades de TNT. Así, en la Tabla 6.2 se observa que la energía liberada por los sismos y su equivalencia en cantidades de TNT, no aumenta en proporción directa, sino de manera logarítmica. En los ejemplos comparativos se considera diversos sismos ocurridos en Perú a fin de tener una idea de la cantidad de energía y TNT que podría haberse utilizado para producir daños similares en superficie.

6.2.- Distribución de la Energía Sísmica en Perú

A nivel mundial, muchos autores han realizado diversos estudios sobre las características de la energía sísmica de diferentes países y regiones, tal como se ha mencionado anteriormente. Sin embargo, para el Perú se realizaron pocos trabajos para analizar este parámetro, sobresaliendo los estudios realizados por *Ocola (1966)* y *Silgado (1978)*, ambos autores analizan las características de las líneas de iso-energía en Perú para diferentes periodos. *Ocola (1966)* utiliza 490 sismos con $mb > 5.0$ ocurridos entre 1959 y 1963 (14 años) a profundidades menores a 50 km, los mismos que fueron extraídos del Catalogo de la Red Sísmica Mundial. Como resultado final, el autor propone, un mapa de liberación de energía sísmica para el Perú, haciendo uso de la relación establecida por Gutenberg (1956) y que se presenta en la Figura 6.1a. En esta figura los valores de energía están expresados en unidades de $E+19$ ergios. Según el autor, la finalidad del trabajo fue mostrar que si se conoce la magnitud del evento y la relación magnitud - energía, se puede delinear las zonas con alta actividad sísmica a

Tabla 6.2.- Comparación entre la magnitud (M), la cantidad de energía sísmica liberada y su equivalente en TNT.

Magnitud (M)	Energía (ergios)	Equivalente en TNT	Ejemplos (aprox.)
2.0	3,9E+10	1 Tonelada	Una gran explosión minera
4.0	2.5E+15	1000 Tonelada	Arma nuclear pequeña
5.0	6.3E+17	32,000 Toneladas	Sismo de 1986, en Cuzco
6.0	1.5E+20	1 Megatón	Sismo de 1991, en Moyobamba
6.5	2.5E+21	5 Megatones	Sismo de 1996, en Nazca
7.0	3.9E+22	32 Megatones	Sismo de 2001, en Arequipa
8.0	1.0E+25	1000 Megatones	Sismo de 1868, en Arequipa
9.0	2.5E+27	32,000 Megatones	Sismo de 1960, en Chile
10.0	6.3E+29	1 Gigatón	Energía acumulada en una falla tipo San Andrés
12.0	3.9E+34	160 Gigatones	Se fractura la Tierra por la mitad

partir de las características de las curvas de iso-energía y así definir las principales fuentes sísmogénicas presentes en el Perú. Por otro lado, *Silgado (1978)* realiza un estudio similar utilizando información sísmica del periodo de 1960–1974, ($m_b \geq 6$) también extraído del Catalogo de la Red Sísmica Mundial y la relación de Gutenberg (1956). El autor elabora el mapa de liberación de energía sísmica para el Perú considerando el concepto de área promedio ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) y tomando como unidad el valor de $8E+03$ ergios, el mismo que corresponde a un sismo de magnitud 5.0 mb (Figura, 6.1b). Las conclusiones principales describen a la zona costera como la de mayor actividad sísmica; mientras que en zonas interiores el número de sismos es menor, en ambos casos la geometría de las curvas de energía sísmica coinciden con la distribución de los sismos. Asimismo; el autor indica que a la altura del paralelo 11° Sur, los

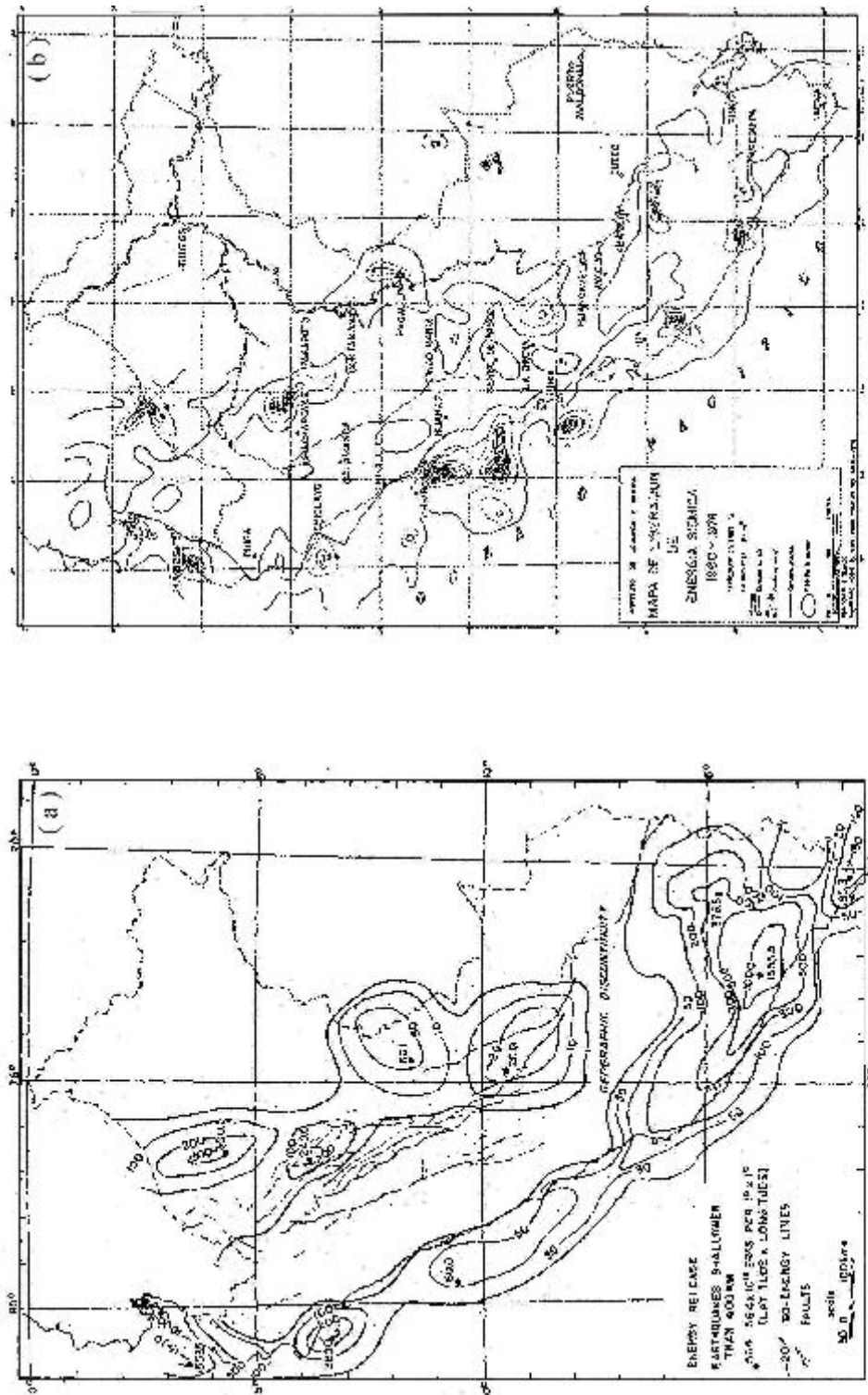


Figura 6.1.- Mapas de liberación de energía para sismos superficiales obtenidos para el Perú por: a) Ocola (1966), periodo de 1949-1963, $mb \geq 6$, b) Silgado (1978), periodo 1960-1974 y $mb \geq 5$.

contornos de liberación de iso-energía se alargan en una dirección Este-Oeste coincidiendo con el rumbo NE de los planos de falla determinados en los estudios de mecanismo focal de los sismos más representativos del periodo que consideró para su estudio como son los del 17 y 24 de setiembre de 1963 ($m_b=6.7$ y 6.0). Mas al Norte, los contornos siguen una dirección Norte – Sur que pueden ser asociados con la orientación NW observada para el plano nodal de estos mismos sismos.

Tal como se indicó, en ambos estudios, la información utilizada corresponde al Catalogo Sísmico Mundial (United States Coast and Geodetic Survey). El periodo de datos utilizados es corto (14 años), lo cual posiblemente no permite conocer con claridad las zonas con mayor potencial sísmico. A fin de realizar un análisis cualitativo y cuantitativo más certero de la distribución de energía sísmica liberada en Perú, en este estudio se ha elaborado mapas de distribución de energía a partir de la base de datos utilizados en capítulos anteriores (1964-1996, $m_b \geq 5.0$), la misma que es clasificada en tres niveles de profundidad, sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km), intermedio ($60 > h \leq 300$ km) y profundo ($h > 300$ km). Por otro lado, en la actualidad, no existen muchas ecuaciones que permitan relacionar magnitud y energía, motivo por el cual, a nivel mundial los autores continúan utilizando la relación de Gutenberg y Richter (1956). Tal como ocurrió con, Ocola (1966) y Silgado (1978).

En este estudio los valores de la energía sísmica han sido obtenidos utilizando la ecuación definida por Gutenberg y Richter (1956) utilizando la magnitud de ondas de volumen (m_b):

$$\mathbf{Log E_s = 5.8 + 2.4 * m_b}$$

A fin de facilitar la presentación de los resultados obtenidos en este estudio, se asume que la energía sísmica liberada por un sismo de magnitud 5.0 m_b sea equivalente a una "**unidad de energía sísmica, ue**". Así en la Tabla 6.3 se muestra la equivalencia entre la magnitud de los sismos, su energía sísmica liberada y su equivalencia en "**ue**".

Tabla 6.3.- Equivalencia entre magnitud, energía sísmica y “ue” utilizados en este estudio

Magnitud (mb)	Energía (ergios)	Unidades de Energía (ue)
5.0	6.3E+17	1ue
5.5	1E+19	15.8ue
6.0	1.5E+20	251.8ue
6.5	2.5E+21	3,981.1ue
7.0	3.9e+22	63,095.8ue

Una vez establecido el criterio de medida de la energía sísmica liberada, se procede a construir una malla con áreas unitarias de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ que cubra la superficie el área enmarcada entre las coordenadas de 0° a -19° latitud Sur y -67° a -82° longitud Oeste. La energía liberada por el total de los sismos que se localiza dentro de cada área unitaria ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) se suma a fin de considerar este valor como la energía total liberada el punto medio del área. En el caso de tener sismos que se localizan sobre la línea media entre dos áreas, el valor de energía es considerado dentro del área que presente un mayor número de sismos. Los valores finales de energía son proyectados en un mapa e interpolados a fin de unir con líneas los puntos de igual valor de energía, estas líneas son consideradas como curvas de iso-energía. Debido a que algunas curvas de iso-energía se encontraban muy próximas entre sí, se consideró conveniente depurarlas y considerar únicamente las curvas cuyos valores eran pares o múltiplos de cinco. Los mapas de liberación de energía construidas, corresponden a sismos con focos superficiales, intermedios y profundos.

6.2.1.- Sismos con Foco Superficial ($h \leq 60$ km)

A fin de realizar un mejor análisis de las características de las curvas de iso-energía, para sismos con foco superficial ($h \geq 60$ km), se ha visto por conveniente construir tres mapas correspondientes a periodos de 11 años cada uno. En la Figura 6.2a

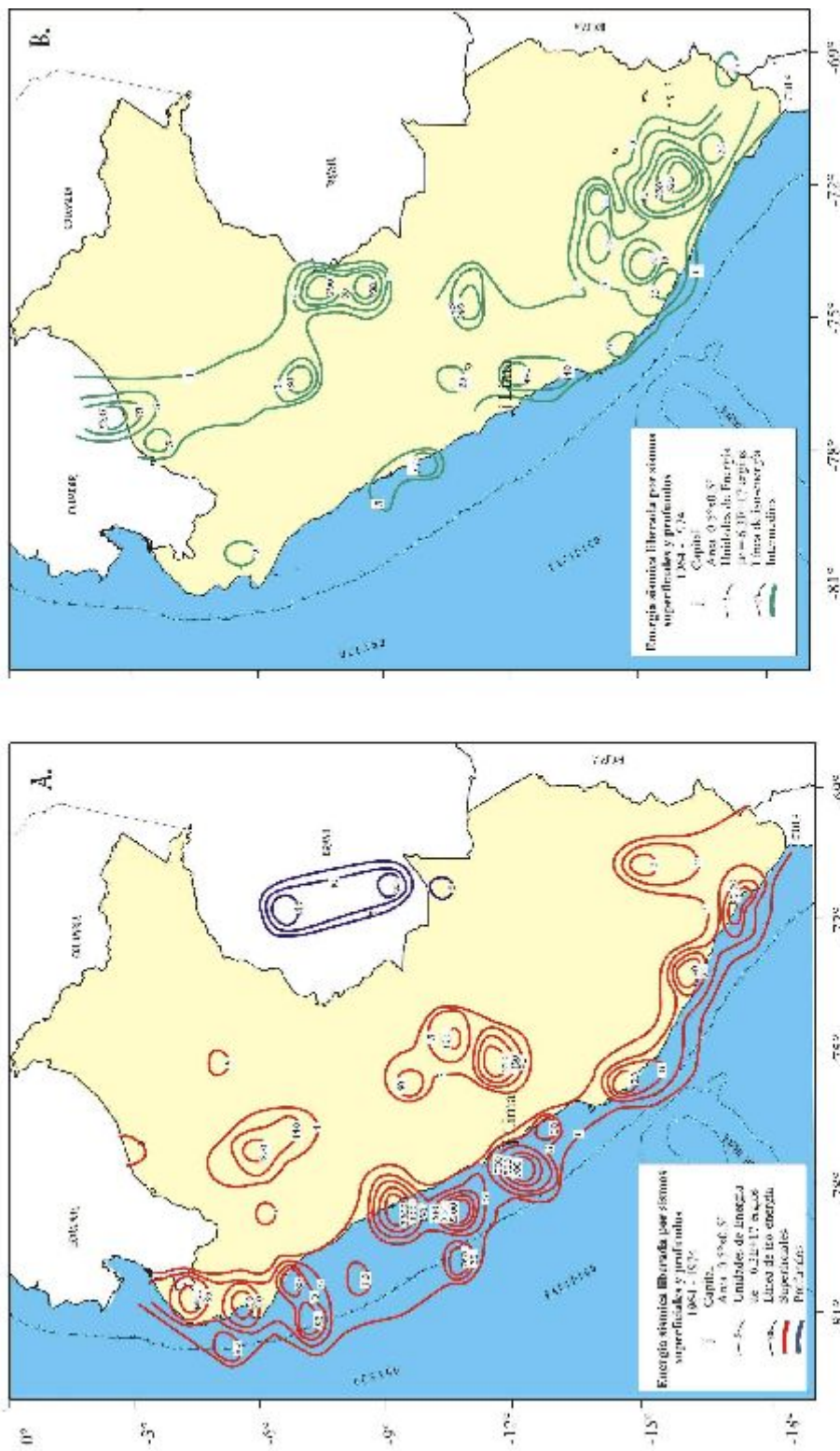


Figura 6.2.- Mapas de energía sísmica liberada en Perú por sismos ocurridos en entre 1964-1974 (11 años). *a)* Sismos con foco superficial (curvas rojas) y profundo (curvas azules), *b)* sismos con foco intermedio (curvas verdes). Los valores de energía están expresados en unidades de energía (ue), ver texto.

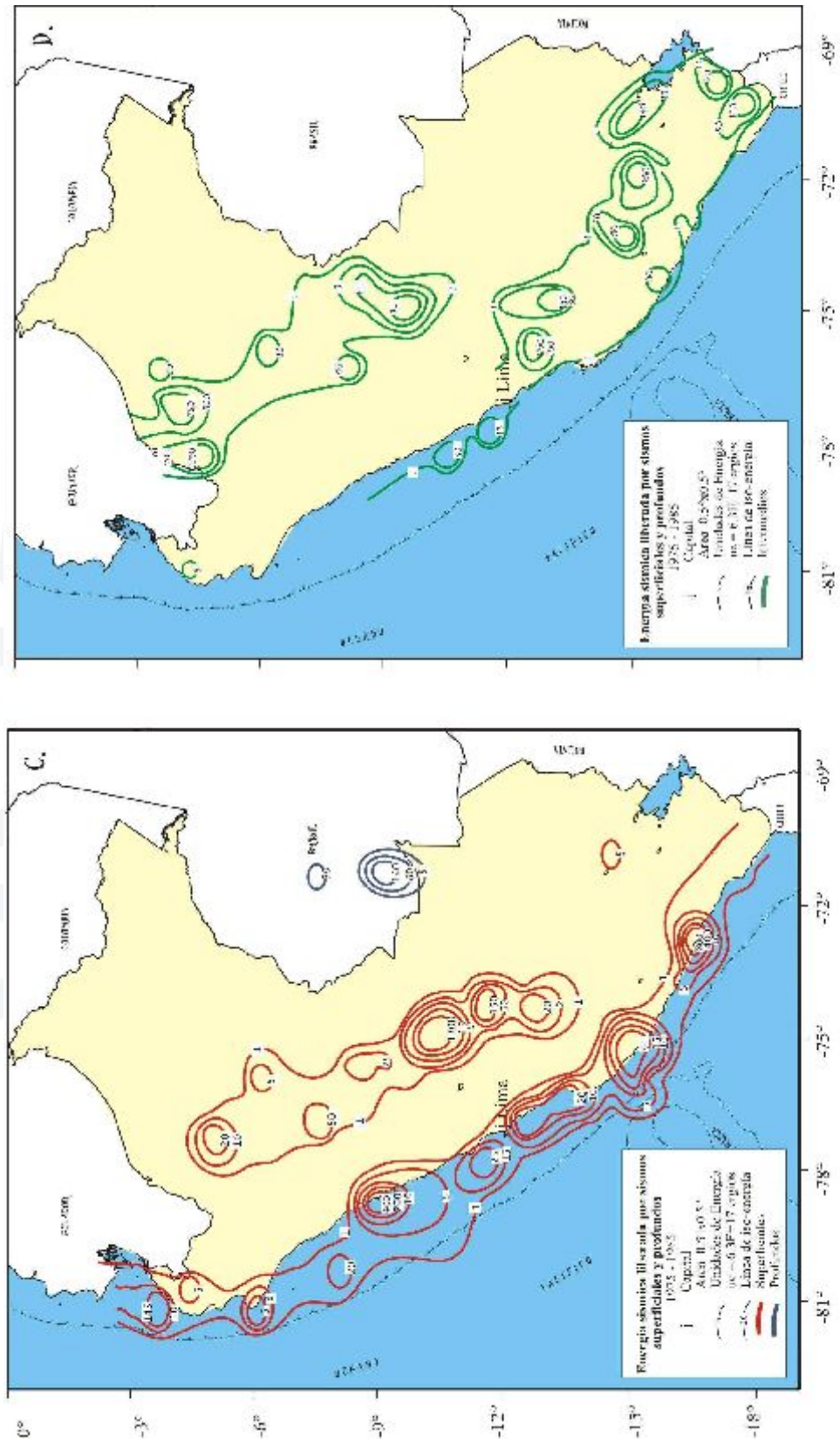


Figura 6.2.- Continuación.

La Energía sísmica liberada entre el periodo de 1975-1985, c) para sismos con foco superficial (curvas rojas) y profundos (curvas azules). d) sismos con foco intermedio (curvas verdes). Los valores de energía están expresados en unidades de energía (ue), ver texto.

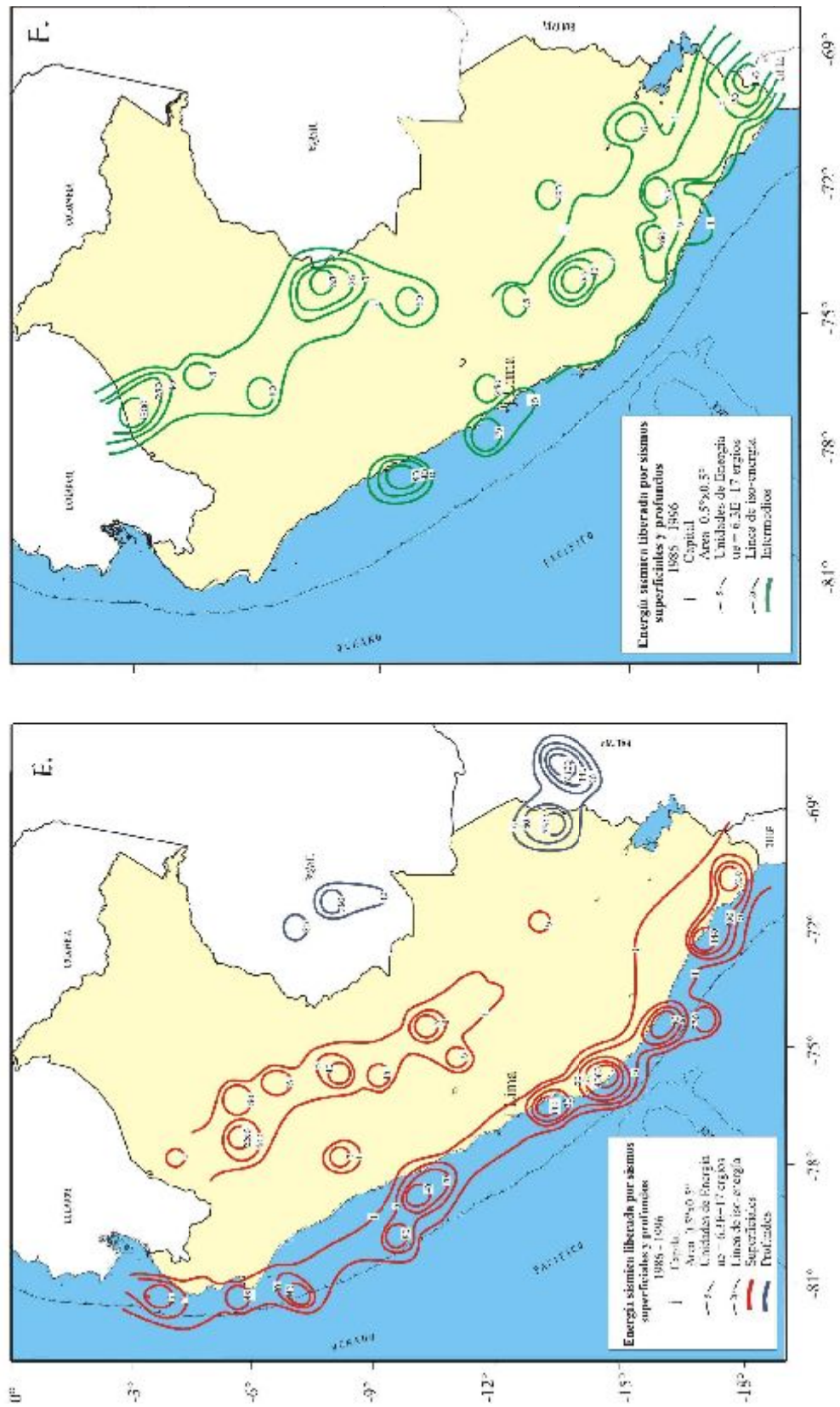


Figura 6.2.- Continuación.
 La Energía sísmica liberada entre el periodo de 1986-1996, e) para sismos con foco superficial (curvas rojas) y profundos (curvas azules), f) sismos con foco intermedio (curvas verdes). Los valores de energía están expresados en unidades de energía (ue), ver texto.

se presenta el mapa de energía libera para el periodo de 1964–1974, Figura 6.2c para 1975–1985 y en la Figura 6.2e para el periodo 1986–1996. A continuación se realizara el análisis y evaluación de estos mapas.

En la Figura 6.2a (periodo 1964–1974), se observa que las mayores concentraciones de curvas de iso-energía se encuentran a lo largo de la costa de Perú, indicando que en esta zona se ha liberado la mayor cantidad de energía sísmica. Estos resultados son coherentes con lo observado en la distribución de la sismicidad con foco superficial en el Capitulo 4. Además, en la figura se observa que las curvas de iso-energía, al Norte de los 7° y al Sur de 15° de latitud Sur, tienden a distribuirse hacia el interior del continente alejándose cada vez mas de la línea de costa. En el interior del continente, las curvas de iso-energía se distribuyen formando dos grupos, uno ubicado en la región Norte y otra en la región Centro de la zona Subandina.

Desde el punto de vista cuantitativo, la mayor cantidad de energía fue liberada en la costa, entre el departamento de Ancash y la región Norte de Lima (2300 y 2200ue respectivamente), la misma que corresponde a la liberada por los sismos ocurridos en octubre y mayo de 1966 y 1970 respectivamente, ambos con magnitud mb de 6.4 Asimismo, en el extremo Sur de los departamentos de Tumbes y Lima, se ha liberado 1400 y 700ue respectivamente y gran parte se debe a los sismos ocurridos en diciembre y octubre de 1970 (6.3mb) y 1974 (6.2mb). Como se ha observado, en las zonas donde se ha liberado gran cantidad de energía han ocurrido sismos de magnitud elevada, lo que indicaría el potencial sísmico de una zona no depende del numero de sismos sino de la cantidad de energía que ellos liberan. Por otro lado, conforme tienden las líneas de iso-energía hacia la fosa ó hacia la costa, la cantidad de energía liberada tiende a disminuir. En el interior del continente, la mayor cantidad de energía ha sido liberada en la zona de Subandina de la región Norte (870ue) y que probablemente sea debido al gran número de sismos que se ha producido en esta zona, ya que durante este periodo no ha ocurrido un sismo de magnitud considerable. Menor cantidad de energía se ha liberado en la región Central de Perú con un máximo de 280ue, a pesar que en esta región se produjeron sismos como el de julio y octubre de 1969 (5.9mb).

En el mapa de la Figura 6.2c se presenta las curvas de iso-energía liberada durante el periodo 1975–1985, las mismas que presentan características similares a las observadas en la Figura 6.2a. Durante este periodo, en la zona de costa no ocurrieron sismos de magnitud importante; sin embargo, en la región Sur se observa que el máximo de la energía llega a 800ue y en la región Central a 400ue. La menor energía fue liberada en la región Norte con tan solo 145ue. En el interior del continente se observa que las curvas de iso-energía se distribuyen en la zona Subandina de la región Norte y Centro donde el valor máximo de energía es de 1300ue, equivalente a la liberada por el sismo producido en noviembre de 1982 (6.3mb).

Se presenta en la Figura 6.2e, el mapa de liberación de energía para el periodo de 1986–1996 y en ella se observa que las curvas de iso-energía se distribuyen de manera similar a lo mostrado en las Figuras 6.2a y 6.2c; sin embargo, frente al departamento de Ica se ha liberado un máximo de 4060ue que gran parte corresponde al sismo ocurrido en noviembre de 1996 frente a la localidad de Nazca (99% del total de esta energía). Menor cantidad de energía se ha liberado al Sur de los 16°S con un máximo de 440ue; mientras que, a la altura de los 12°S, la energía liberada es mínima. En el interior del continente, los valores mayores para la energía se encuentran en la zona Subandina de la región Norte con un máximo de 2290ue, la misma que considera la energía liberada por los sismos de mayo y abril de 1990 (6.1mb) y 1991 (6.4mb) cerca de las ciudades de Moyobamba y Rioja. En la región Centro y Sur la energía liberada es mínima.

6.2.2.- Sismos con Foco Intermedio ($60 < h \leq 300$ km)

Al igual que para los sismos con foco superficial, para los de foco intermedio se ha elaborado tres mapas de liberación de energía correspondiente a los periodos de 1964–1974, 1975–1985 y 1986–1996, los mismos que son mostrados en las Figuras 6.2b, 6.2d y 6.2f (curvas de iso-energía de color verde).

Para el periodo de 1964 – 1974 (Figura 6.2b), la mayoría de las curvas de iso-energía se distribuyen principalmente en el interior del continente, aunque en la costa frente al departamento de Ancash se observa una concentración menor de estas curvas. Al Sur de los 12°S, las curvas de energía tienden a distribuirse entre la línea de costa y el Altiplano conforme se tiende hacia la región Sur, en donde su densidad aumenta considerablemente. Al Norte de los 9° Sur, la mayoría de las curvas de iso-energía tienden a distribuirse en la zona Subandina, siendo mayor el número al Norte del departamento de Ucayali.

Desde el punto de vista cuantitativo, en la Figura 6.2b se observa que la mayor concentración de iso-energía se produce sobre el departamento de Arequipa en donde alcanza un máximo 520ue. Al Sur de la ciudad de Lima se ha liberado 430ue, equivalente a la liberada por el sismo ocurrido en enero de 1974 (6.2mb). Asimismo, una segunda concentración de curvas de iso-energía es observada al Norte de Ucayali con un máximo de 250ue y en la frontera Perú - Ecuador en donde se liberó 2290ue, energía que en su mayor parte corresponde a un sismo ocurrido en esta zona en julio de 1971 (6.4 mb). Asimismo, es importante mencionar que frente al departamento de Ancash se liberó un total de 250ue. En sentido general, durante este periodo de tiempo y para este nivel de profundidad, la mayor cantidad de energía fue liberada en la región Central. En el extremo Oeste de la región Norte y Este de la región Sur, no se ha liberado energía sísmica considerable.

En el mapa de la Figura 6.2d, se presenta las curvas de iso-energía correspondiente al periodo de 1975–1985. En esta Figura se observa que la distribución de las curvas de iso-energía presenta características similares a lo descrito para Figura 6.2b, con la diferencia que existe concentraciones de estas curvas próximas a las fronteras de Perú con Chile y Bolivia. Asimismo, frente a la costa de Ancash se sigue observando una pequeña concentración de curvas de iso-energía..

A diferencia de la Figura 6.2b, desde el punto de vista cuantitativo, durante este periodo, la mayor cantidad de energía se ha liberado al Norte del departamento

Amazonas con un máximo de 2290ue, la misma que su mayor parte fue liberada por un sismo ocurrido en abril de 1983 (6.4mb). Asimismo, al NW del departamento de Loreto se libero 760ue y en la región Sur, a partir de los 12° Sur, la mayor cantidad de energía liberada fue de 250ue (Arequipa). Por otro lado, la energía liberada frente a Ancash alcanzó un máximo de 80ue, mucho menor a lo observado en la Figura 6b.

Para el periodo 1986–1996, el mapa de liberación de energía se presenta en la Figura 6.2f y en ella se observa que la distribución de las curvas de iso-energía es similar a lo mostrado para periodos anteriores; sin embargo, existe una importante disminución en los niveles de energía sísmica. Desde el punto de vista cuantitativo, en esta figura se observa que la mayor concentración de curvas de iso-energía se presenta al NW del departamento de Loreto en donde alcanza un máximo de 1300ue y que equivaldría a la energía liberada por el sismo ocurrido en noviembre de 1986 (6.3mb). Una segunda concentración de curvas se ubica al Sur de la ciudad de Arequipa con un máximo de 260ue. En la frontera con Chile se libero 170ue y en Cuzco un máximo de 430ue que correspondería en parte a la energía liberada por el sismo producido en julio de 1991 (6.1mb). En la costa de Ancash se libero un máximo de 80ue. En sentido general, para este periodo la mayor cantidad de energía se libero en la región Norte.

6.2.3.- Sismos con Foco Profundo ($h > 300$ km)

Las curvas de iso-energía para sismos con foco profundo fueron consideradas en los mapas con foco superficial, pero representados con curvas de color azul. Al igual que para otros rangos de profundidad, se ha considerado tres diferentes periodos de datos: 1964-1974, 1975-1985 y 1986-1996.

Para el periodo de 1964–1974 (Figura 6.2a) todas las curvas de iso-energía se distribuyen cerca de la frontera Perú - Brasil, mostrando que se ha liberado un máximo de 580ue. En el mapa para el periodo de 1975–1985 (Figura 6.2c), se observa que la acumulación de curvas de iso-energía ha migrado un poco al Sur de lo observado en la figura anterior. El máximo valor para las curvas de iso-energía llega a 140ue. En la

Figura 6.2c, se presenta el mapa de energía liberada para el periodo de 1986-1996, en el cual se observa que las curvas de iso-energía se concentran en dos grupos, uno localizado próximo a la frontera Perú - Brasil, con un máximo de 760ue y otro cerca de Perú - Bolivia con un máximo de 63100ue. Este último valor máximo de energía fue liberado por el sismo ocurrido en junio de 1994 (7.0 mb) bajo la Cordillera Andina, siendo este el más grande producido en el mundo en los últimos 100 años a estos niveles de profundidad. Asimismo, al NE de la ciudad de Puno se ha liberado un total de 2300ue.

Estos resultados sugieren que los límites de frontera y a estos niveles de profundidad, se ha liberado mayor energía en comparación con lo observado en otras regiones y niveles de profundidad, al menos durante todo el periodo de estudio.

En general, los resultados obtenidos en este estudio son similares a las características de las curvas de iso-energía propuesto para el Perú por Ocola (66) y Silgado (78); sin embargo, el uso de un periodo mayor de datos (33 años) debidamente calificados y para un periodo reciente (1964-1996), ha permitido configurar de manera clara la geometría de las fuentes sismogénicas presentes en Perú a diferentes niveles de profundidad. Los resultados sugieren que el potencial de una región sísmicamente activa no depende del mayor o menor número de sismos que en ella puede ocurrir, sino del sismo de mayor magnitud que pueda ocurrir en un determinado periodo de tiempo.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

CAPITULO 7

METODOS COMPLEMENTARIOS PARA LA EVALUACION DE LA ENERGIA SISMICA

En este capítulo se describe tres métodos complementarios para evaluar las características de la energía sísmica liberada: método de Tsuboi, cuantificación de la energía en función de la profundidad de sus focos y la relación existente entre el número de sismos, magnitud y porcentaje de energía liberada para diferentes niveles de profundidad.

7.1.- Método de Tsuboi

El método de analizar y evaluar la energía sísmica acumulada y liberada en función del tiempo, fue desarrollado y aplicado por primera vez por Benioff (1951) y posteriormente perfeccionado por Tsuboi (1964), de ahí que el método sea denominado “Método de Tsuboi”. Este método fue aplicado por diversos autores para estudios de energía sísmica liberada en diferentes regiones del mundo y entre las aplicaciones realizadas en América del Sur se tienen los estudios de Otero (1972) para Chile, Carmona y Castano (1970) para Argentina. Inicialmente, el método de Tsuboi consideraba que los sismos, tanto de magnitud pequeña como grande, liberan la energía que se ha acumulado más o menos uniformemente sobre un área determinada; sin embargo, resultados posteriores permitieron establecer que la suma acumulativa de la energía liberada aumenta linealmente respecto al tiempo. Por tanto, este método consiste en construir curvas de acumulación de energía sísmica liberada en función del tiempo

CAPITULO 7

METODOS COMPLEMENTARIOS PARA LA EVALUACION DE LA ENERGIA SISMICA

En este capítulo se describe tres métodos complementarios para evaluar las características de la energía sísmica liberada: método de Tsuboi, cuantificación de la energía en función de la profundidad de sus focos y la relación existente entre el número de sismos, magnitud y porcentaje de energía liberada para diferentes niveles de profundidad.

7.1.- Método de Tsuboi

El método de analizar y evaluar la energía sísmica acumulada y liberada en función del tiempo, fue desarrollado y aplicado por primera vez por Benioff (1951) y posteriormente perfeccionado por Tsuboi (1964), de ahí que el método sea denominado “Método de Tsuboi”. Este método fue aplicado por diversos autores para estudios de energía sísmica liberada en diferentes regiones del mundo y entre las aplicaciones realizadas en América del Sur se tienen los estudios de Otero (1972) para Chile, Carmona y Castano (1970) para Argentina. Inicialmente, el método de Tsuboi consideraba que los sismos, tanto de magnitud pequeña como grande, liberan la energía que se ha acumulado más o menos uniformemente sobre un área determinada; sin embargo, resultados posteriores permitieron establecer que la suma acumulativa de la energía liberada aumenta linealmente respecto al tiempo. Por tanto, este método consiste en construir curvas de acumulación de energía sísmica liberada en función del tiempo

Así, por ejemplo *Tsuboi (1964)*, al estudiar la energía sísmica liberada en Japón establece que esta es uniforme con respecto al tiempo debido a que se libera con periodos de tiempo casi constantes. Además, entre cada etapa o periodo no ocurren grandes sismos y la energía que se almacena aumenta gradualmente hasta llegar al punto de saturación de la corteza o litosfera antes de liberarse con la ocurrencia de un sismo. Al final, la energía almacenada es reducida considerablemente para dar inicio a una nueva etapa del proceso; por tanto, es posible utilizar esta serie de etapas a fin de intentar predecir los periodos de retorno de los sismos de magnitud mayor.

Considerando que el Perú es un país altamente sísmico, es posible que el método de Tsuboi permita conectar de alguna manera las tres incógnitas necesarias para una posible predicción sísmica; es decir, el lugar donde puede ocurrir un sismo, el tiempo de la ocurrencia y la cantidad de energía que deberá liberar dicho sismo, siendo este último parámetro expresado generalmente en función de la magnitud del sismo. De la aplicación de este método, se obtiene curvas de acumulación para cada una de las áreas definidas en el capítulo 5, teniendo en cuenta la profundidad del foco de los sismos. En este método, las curvas de acumulación de energía son delimitadas por dos rectas paralelas que unen puntos mínimos y máximos de la curva de acumulación y liberación de energía. La pendiente de ambas rectas permite tener una idea del tiempo necesario para que se produzca la acumulación de la mayor cantidad de energía antes de producirse un sismo. Asimismo, la distancia vertical entre estas dos rectas representa el valor de saturación mínima y máxima, de cada área. En cada ecuación lineal de la Figura 7.1, la variable t (tiempo) representa el número de años contando desde 1964 y E es la cantidad de energía liberada. Este método es aplicado a cada una de las áreas definidas en el capítulo 6 teniendo en cuenta la profundidad de los focos sismos. Los sismos con foco superficial son indicados por “*S*”, intermedios por “*T*” y profundos por “*P*”. En la Figura 7.1 se presentan los resultados obtenidos y a continuación se describirá las características más importantes para cada área.

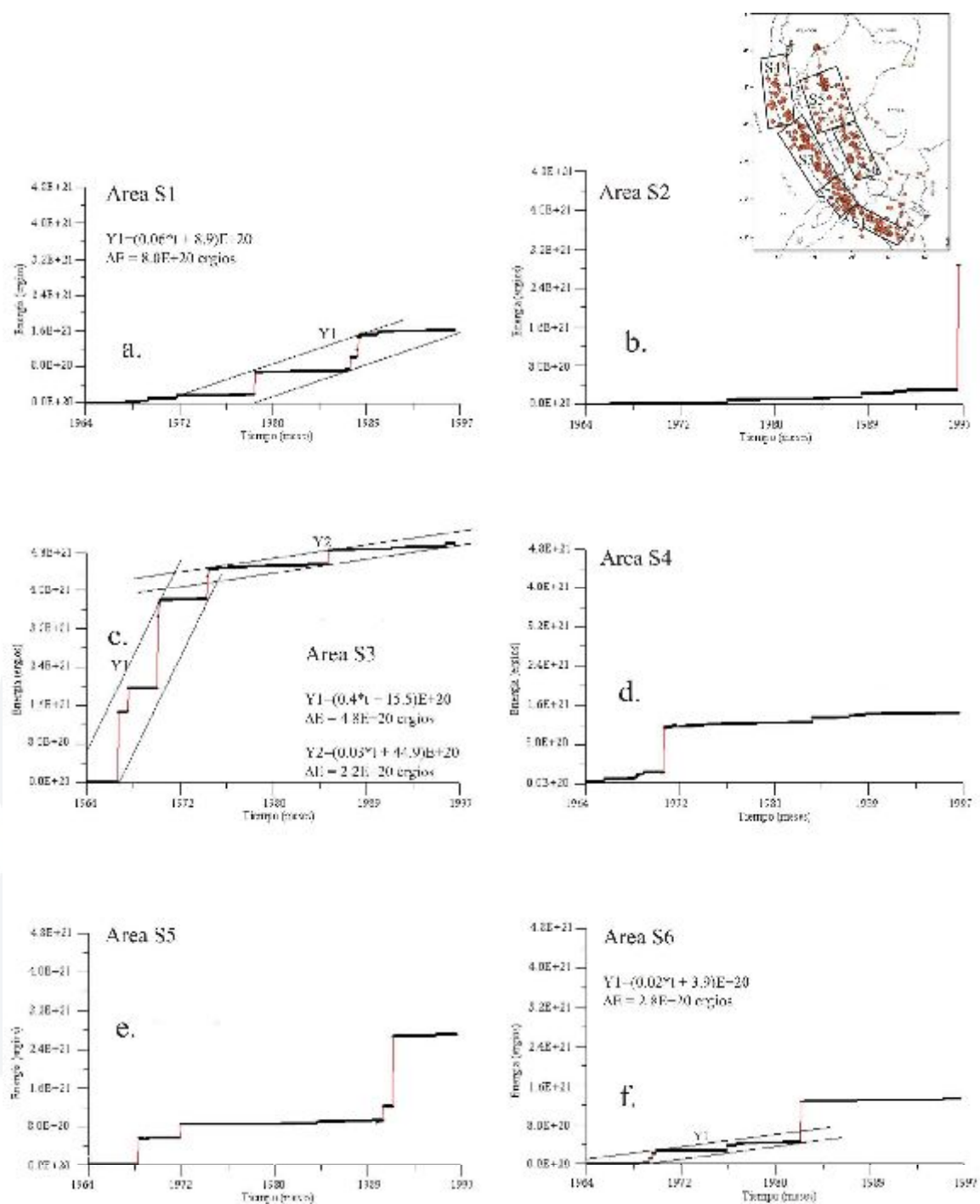


Figura 7.1- Curvas de acumulación de energía sísmica liberada por sismos ocurridos entre 1964 y 1996 ($m_b \geq 5$). Las curvas corresponden a las diferentes áreas definidas en el capítulo 5. (S) energía liberada por sismos con foco superficial, (I) con foco intermedio y (P) con foco profundo. Y1, indica la ecuación lineal de la recta y ΔE , la distancia entre la recta superior e inferior.

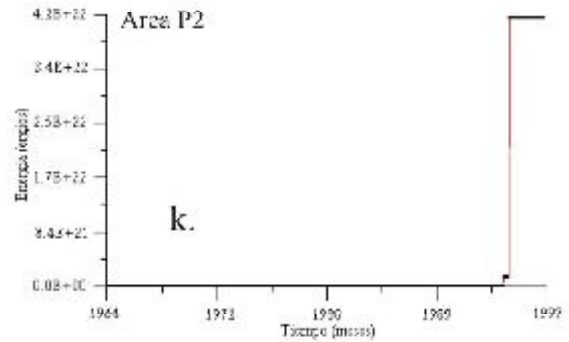
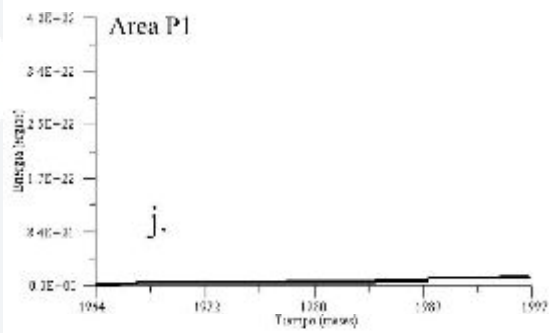
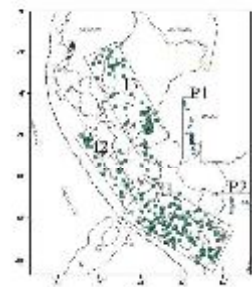
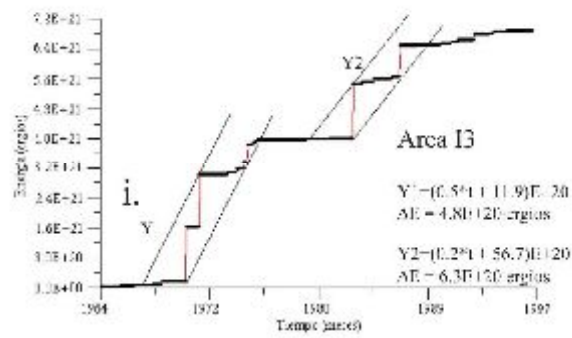
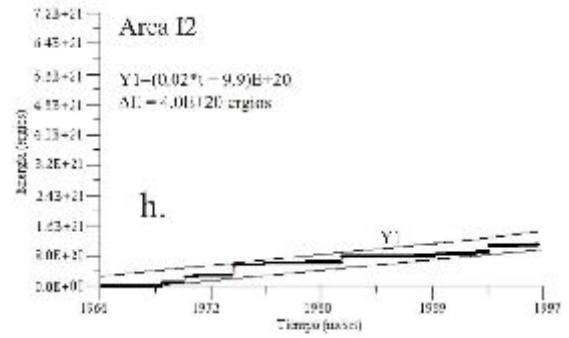
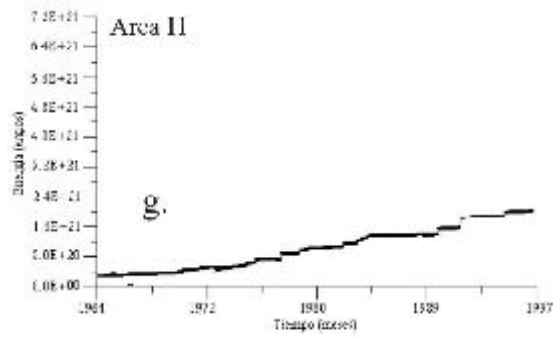


Figura 7.1.- Continación.

Area S1.- En esta área (Figura 7.1a), se observa que la curva de acumulación de energía sísmica se presenta de forma escalonada mas o menos homogénea, siendo la energía máxima acumulada de $1.6E+21$ ergios. La distribución de esta energía acumulada muestra tres saltos importantes, uno de ellos producido en 1979 liberando $5E+20$ ergios de energía y que corresponde al sismo producido el 19 de febrero (6.2 mb) y otros dos saltos ocurridos en 1988 de $3-7E+20$ ergios que corresponden a los sismos ocurridos el 9 de marzo (6.0 mb) y 12 de abril (6.1mb). Para esta área, se observa que en periodo medio de 10 años se produce una acumulación de energía del orden de $5-7E+20$ ergios; por lo tanto, en esta área debería ocurrir un sismo en el año de 1999 del mismo tamaño que los de 1979 y 1988. Sin embargo, durante este periodo solo ocurrió un sismo a mayor profundidad ($h=92\text{km}$), el 3 de abril de 1999 con una magnitud de 6.0mb y equivalente a $1.5E+20$ ergios de energía. Los puntos máximos y mínimos de energía acumulada están unidos por rectas paralelas entre sí separadas por $8E+20$ ergios, equivalente a sismos de magnitud 6.0mb. Según la historia sísmica de esta área, los sismos grandes presentan este rango de magnitud.

Area S2.- La distribución de la energía acumulada a esta área es heterogénea (Figura 7.1b), siendo la máxima acumulada de $2.8E+21$ ergios. Inicialmente, se observa la presencia de periodos de acumulación de energía del orden de 8 a 12 años, tiempo en el cual ocurrieron sismos de magnitud moderada (18 de junio de 1976, 5.7 mb y 6 de mayo de 1988, 5.9 mb); sin embargo, a final de 1996 se produjo un sismo de magnitud 6.5 mb que liberó aproximadamente el 95% del total de la energía liberada durante todo el periodo de observación. De acuerdo a estos resultados, sería imposible establecer periodos de acumulación para sismos de magnitud 6.5 mb debido a que probablemente la base de datos deba considerar a un periodo de tiempo mayor. Es importante remarcar que esta área fue afectada por un gran sismo ocurrido el 24 de agosto de 1942, lo cual permitirá considerar periodos de recurrencia del orden de 54 años para sismos de esta magnitud; sin embargo, esta es simplemente una apreciación.

Area S3.- Para esta área (Figura 7.1c), la curva de acumulación de energía sísmica presenta dos tendencias importantes y ambas de forma escalonada, siendo la

máxima energía acumulada de $4.8E+21$ ergios. En la primera tendencia, se observa dos saltos grandes seguidos cada uno de ellos por saltos menores, el primero a raíz del sismo ocurrido el 17 de octubre de 1966 (6.4mb) con $1.4E+21$ ergios seguido de un salto menor debido al sismo ocurrido en setiembre de 1967 (6.2 mb) y otro que corresponde a los sismos ocurrido el 30 de mayo (6.4 mb) con $1.4E+21$ ergios y junio (5.9 mb) con $4E+20$ ergios ambos en 1970 y que fueron seguidos por un salto menor debido a un sismo ocurrido el 4 de octubre de 1974 (6.2 mb) con $7E+20$ ergios. Esta tendencia sugiere la existencia de periodos de acumulación de energía de 4 años. La segunda tendencia se inicia en 1975 y muestra dos periodos de acumulación de energía de 11 años cada uno interrumpido por un salto de energía de $4E+20$ ergios producido en 1985 y que corresponde al sismo ocurrido el 21 de agosto (6.1 mb).

Teniendo en cuenta, en este caso, la presencia de las dos tendencias de acumulación de energía, los puntos máximos y mínimos están unidos por rectas paralelas que se encuentran separadas por una diferencia de $2.1E+21$ y $4E+20$ ergios respectivamente, ambas equivalentes a sismos de magnitud 6.4mb y 6.2mb. Según la historia sísmica de esta área, en general los sismos grandes presentan este rango de magnitud.

Area S4.- Según la Figura 7.1d, para esta área la curva acumulativa de energía alcanza un máximo de $1.4E+21$ ergios, liberada en 1970 por el sismo ocurrido el 9 de diciembre (6.3 mb). Después de 1970, aparentemente la energía se va acumulando de manera continua pero alterada con la presencia de un pequeño salto en 1984 equivalente a un sismo de magnitud 5.9 mb, para luego la tendencia mantenerse casi constante hasta el final del periodo de estudio. Evidentemente, en esta situación es difícil establecer periodos de retorno para sismos de magnitud elevada ya que quizás se requiera de una base de datos para un periodo mayor.

Area S5.- La curva de acumulación de energía para esta área es escalonada y caracterizada por presentar dos saltos importantes de energía (Figura 7.1e). El primer salto se produce en 1968 ($6E+20$ ergios) y que correspondería al sismo ocurrido el 19 de

junio con magnitud 6.2 mb, seguido por un salto menor del orden de $3E+20$ ergios al final del año 1972. El segundo salto mayor de energía se produce en 1991 ($1.5E+21$ ergios) equivalente al sismo ocurrido el 5 de abril próximo a la ciudad de Moyobamba. Previo a este sismo, se produce otro salto pequeño de energía del orden de $3E+20$ ergios y que correspondería al sismo ocurrido en la misma zona el 30 de mayo de 1990 (6.1 mb).

Para esta área, no es posible establecer periodos de retorno ya que esta caracterizada por la ocurrencia frecuente de sismos de diversas magnitudes. Al igual que para otras áreas, para sismos con magnitudes mb de 6.5, probablemente sea necesario un mayor periodo de observación.

Area S6.- En la Figura 7.1f se presenta la curva de energía acumulativa para esta área, siendo la misma muy heterogénea. Al inicio se observa la presencia de periodos de acumulación de energía del orden de 7 años y la consecuente liberación de la energía con sismos de magnitud pequeña (24 de julio de 1969, 5.9 mb y 15 de mayo de 1976, 5.9 mb). Sin embargo, a final de 1982 se produce una mayor liberación de energía ($8E+20$ ergios) que hace variar la secuencia de la curva acumulativa con un salto que corresponde a un sismo de magnitud 6.2 mb. Posteriormente, el periodo de acumulación de energía es constante hasta el final del periodo de estudio. En el año de 1947 en esta área, ocurrió un sismo de magnitud 6.2mb el cual liberó energía similar a la liberada por el sismo en 1982; por lo que, de manera aproximada se podría proponer para esta área, periodos de recurrencia de 35 años para sismos de magnitud mb igual a 6.2.

Para el periodo comprendido entre 1964 – 1981, la curva de energía acumulada muestra puntos máximos y mínimos de energía liberada con rectas separadas por $3E+20$ ergios, equivalente a sismos de magnitud 6.2 mb.

Area II.- En esta área la curva de acumulación de energía presenta una forma dentada y caracterizada por presentar periodos cortos de acumulación de energía (Figura 7.1g), siendo la máxima acumulada y liberada de $2.3E+21$ ergios. Durante todo el

periodo de observación, la distribución de la energía acumulada muestra saltos relativamente pequeños indicando la ocurrencia de sismos de magnitudes pequeñas; por lo tanto, es difícil definir periodos de acumulación de energía a fin de evaluar la periodicidad de los sismos característicos.

Area I2.- Según la Figura 7.1h, la curva acumulativa de energía sísmica para el área 2I es similar a lo observado en la Figura 7.1g, siendo la energía máxima acumulada de $2.8E+21$ ergios. La energía sísmica acumulada muestra saltos relativamente pequeños sugiriendo la ocurrencia de sismos de magnitud pequeña; sin embargo, cabe mencionar que los saltos más sobresalientes se presentan en 1973, 1981 y 1993 sugiriendo que los periodos de acumulación se daría entre 8 y 12 años. Asimismo, los puntos máximos y mínimos están separados por un salto equivalente a $5E+20$ ergios de energía (sismo de magnitud 6.3 mb). En general, en esta área y para estos niveles de profundidad los sismos grandes presentan este rango de magnitud.

Area I3.- Para esta área (Figura 7.1i), la curva de acumulación de energía sísmica alcanza un máximo de $7.2E+21$ ergios y se caracteriza por presentar una forma escalonada mas o menos homogénea con dos periodos o secuencias claramente marcadas. Para las dos secuencias, el periodo de acumulación media de energía es de 7 años. Cada una de las secuencias presenta saltos de liberación de energía de aproximadamente $1.4E+21$ ergios equivalentes a sismos de 6.4 mb de magnitud, siendo ambas tendencias similares; sin embargo, estas requieren de diferentes periodos de acumulación de energía, lo cual pone en evidencia la heterogeneidad del material o medio existente en esta área a estos niveles de profundidad, no pudiendo ser posible establecer periodos medios de recurrencia para los sismos característicos.

Los puntos máximos y mínimos de ambas tendencias se encuentran separadas por una diferencia de $2.3E+21$ y $1.6E+21$ ergios respectivamente, ambas equivalentes a sismos de magnitud 6.4mb y 6.3mb. Según la historia sísmica de esta área, los sismos grandes presentan este rango de magnitud.

Area P1.- En esta área (Figura 7.1j), la curva de acumulación de energía para sismos con foco profundo es casi constante durante todo el periodo de observación, aunque se note la presencia de seis saltos pequeños en los cuales la energía liberada es del orden de $6.3E+17$ ergios, equivalente a sismos de magnitud 5.0mb. Estos periodos de acumulación de energía son muy heterogéneos, siendo difícil establecer periodos de recurrencia para los sismos característicos.

Area P2.- A diferencia de las curvas acumulativas anteriores, en esta área se observa un periodo de continua acumulación de energía que se ve interrumpido con la ocurrencia de un sismo en junio de 1994 (7.0 mb) que libero $4.2E+22$ ergios (Figura 7.1k). Esta energía es aproximada igual a la liberada por todos los sismos ocurridos durante un año en el mundo. Según la historia sísmica de esta área, en agosto de 1963 ocurrió un sismo similar al de 1994. Para un mejor control de la energía sísmica acumulada en esta área y a estos niveles de profundidad, es posiblemente necesario considerar un periodo de observación mayor al utilizado en este estudio.

Los resultados obtenidos de estos gráficos muestran que el proceso de acumulación y liberación de energía en el Perú es por demás heterogéneo, siendo difícil establecer la existencia de un patrón definido. Sin embargo, las tendencias de las curvas acumulativas de energía indican claramente que la deformación en algunas áreas como S1 o S3 es continua y con periodos variados para la posterior liberación de la energía acumulada. Similares características se observa para el área I3, pero en este caso los sismos o la deformación se produce a niveles intermedios. Para las áreas restantes, los periodos de acumulación de energía son largos, aunque algunas veces son interrumpidos con sismos que liberan pequeños porcentajes de energía.

7.2.- Energía Sísmica en Función de la Profundidad de los Focos Sísmicos

El análisis y evaluación de la energía sísmica liberada por los sismos, también puede ser realizada en función del rango de profundidad a la cual ocurrieron los sismos. El objetivo es identificar a que profundidad se ha liberado la mayor cantidad de energía y así cuantificar la importancia de cada fuente sismogénica. Cada sección vertical corresponde a las áreas antes identificadas y en ellas se representa el número de sismos ocurridos en un determinado rango de profundidad en función de la sumatoria de la energía sísmica liberada en unidades de energía “*ue*” ($ue=6.3E+17$ ergios=5.0mb), tal como se observa en la Figura 7.2.

Sismos con Foco Superficial ($h \leq 60$ km)

- Según la Figura 7.2a, en el área S1 el número de sismos se incrementa a partir de una profundidad de 20 km siendo mayor la cantidad de energía liberada a niveles de 35 y 55km en donde alcanza un máximo de 1000*ue*.

- La Figura 7.2b, corresponde al área S2 y en ella se observa que los sismos se presentan a partir de los 20 km de profundidad, aunque el mayor número de sismos ocurrieron a 35 km (22 sismos), lo que sugiere, que a este nivel de profundidad, se ha liberado la mayor cantidad de energía sísmica (4500*ue*). Por lo tanto, cualquier localidad ubicada en esta área permanentemente será afectada por sismos que ocurren en este rango de profundidad. Es importante indicar que a este nivel de profundidad fue localizado el foco del sismo ocurrido en Nazca el 12-11-1996 (mb=6.5). A otros niveles de profundidad, al igual que en la Figura 7.2a, la energía sísmica liberada no sobrepasa las 200*ue*.

- Para el área S3 (Figura 7.2c) a diferencia de las anteriores, se observa un incremento notable del número de sismos entre 30-40 km y a 55 km de profundidad. En estos rangos, la energía liberada varía entre 50 y 3000 *ue* siendo la máxima equivalente a un sismo de magnitud 6.4mb.

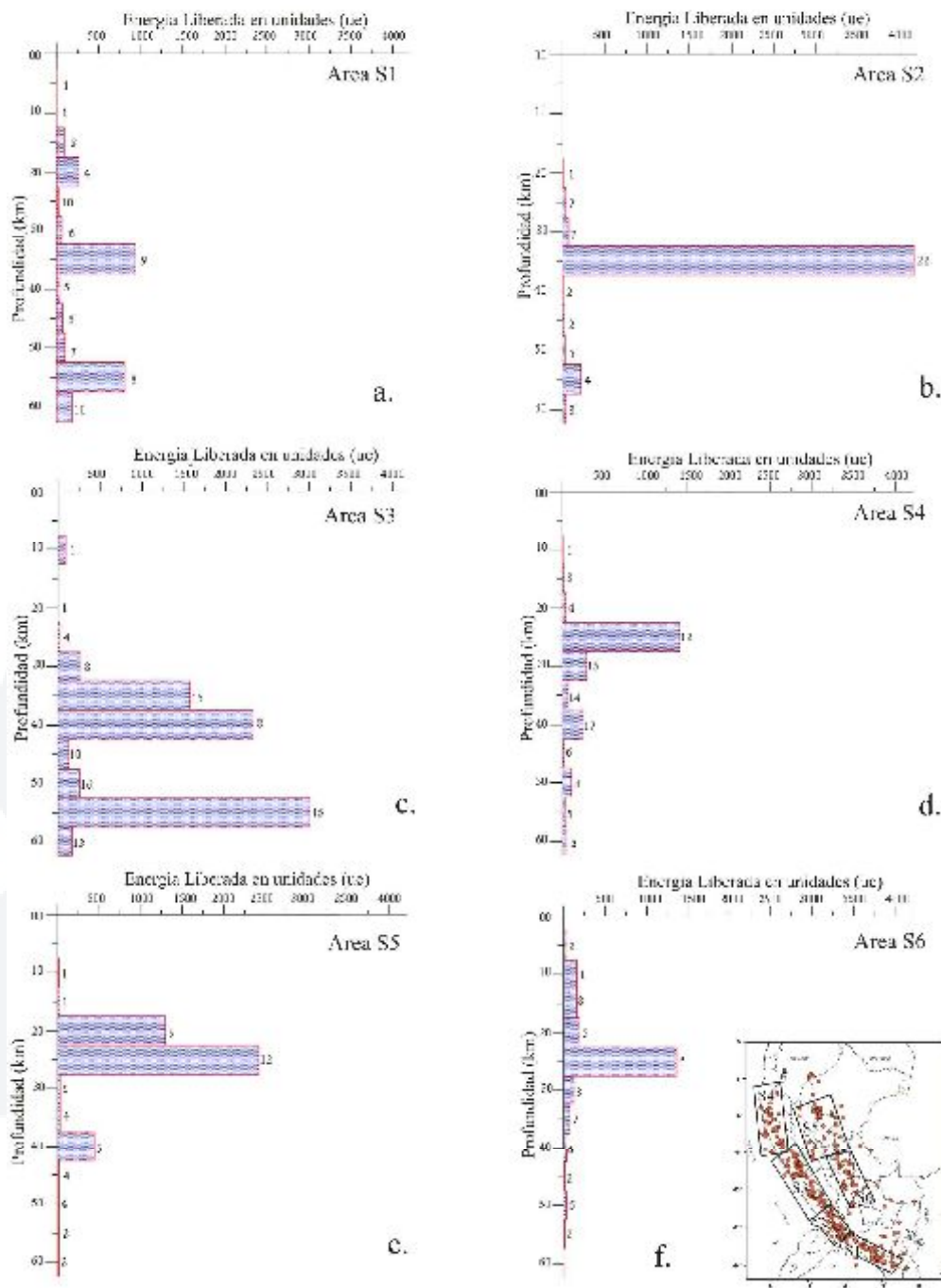
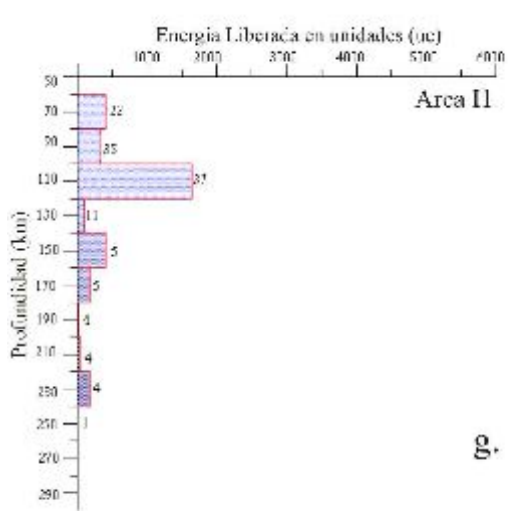
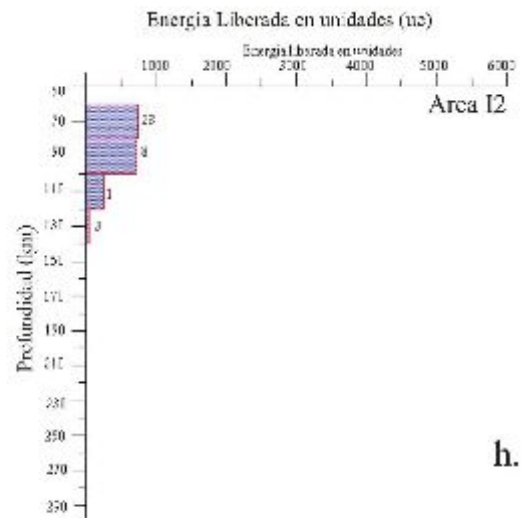


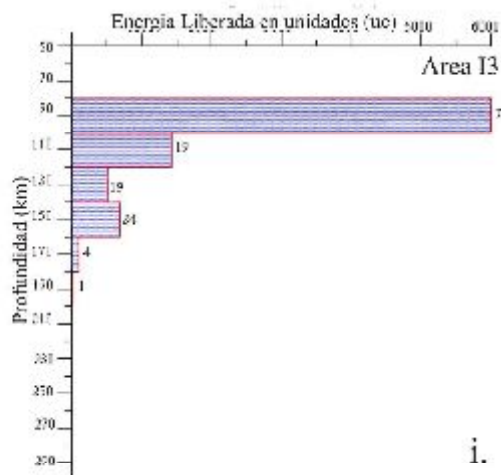
Figura 7.2.- Distribución de la energía sísmica acumulada **ue** en función de la profundidad de los focos de sismos ocurridos entre 1964-1996. Cada gráfico corresponde a las áreas descritas en el capítulo 5.



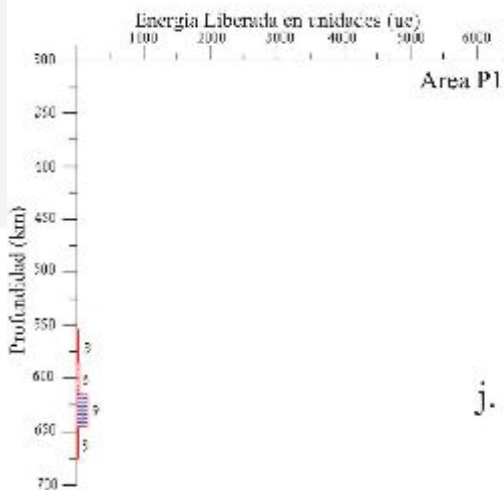
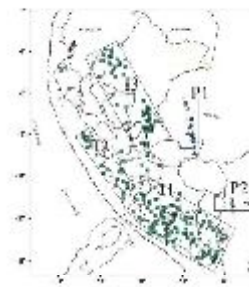
g.



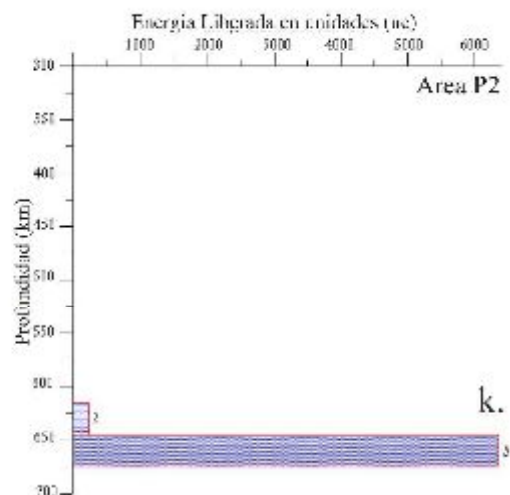
h.



i.



j.



k.

Figura 7.2.- Continuación.

- La Figura 7.2d, corresponde al área S4 y en ella se observa, al igual que la Figura 7.2a, que el número de sismos aumenta a partir de los 20 km de profundidad, aunque entre 25 y 40 km se produjo el mayor número de sismos (12-17 sismos). Sin embargo, a 25 km de profundidad se ha liberado la mayor cantidad de energía (1500ue) en comparación con otros niveles de profundidad.

- Para el área S5, en la Figura 7.2e se observa que el mayor número de sismos ocurre en un rango de profundidad de 20-25 km, liberando a este segundo nivel de profundidad un total de 2300ue (12 sismos). Un número menor de sismos ocurrió a una profundidad de 40 km con 350ue.

- Según la Figura 7.2f; en el área S6, el número de sismos se incrementa a partir de los 5 km de profundidad hasta los 25 km, en donde se libera 1300ue de energía (6 sismos). A mayores profundidades, el número de sismos no es homogéneo y al ser de magnitud menor, ellos liberarían poca energía (menor a 250ue).

Sismos con Foco Intermedio ($60 > h \leq 300$ km)

- Según la Figura 7.2g, en el área I1 se observa que el mayor número de sismos se localiza entre 61–110 km de profundidad (37 sismos) y conforme aumenta la misma, los sismos disminuyen considerablemente. La mayor cantidad de energía se ha liberado a la profundidad de 110 km (1500ue); mientras que, en el resto de los niveles de profundidad los sismos al ser de magnitud menor, la cantidad de energía liberada no es representativa.

- En el área I2, según la Figura 7.2h se observa que el total de los sismos se localiza entre 61 y 130 km de profundidad (35 sismos). La energía liberada en este rango de profundidad no sobrepasa las 700ue en ningún nivel y es representativo de sismos de magnitud 6.2 mb. A mayor profundidad no se observa sismos.

- La Figura 7.2i corresponde al área I3 y en ella se observa que los sismos ocurren entre 80 y 170 km, presentando un máximo número de sismos a 150 km de profundidad (34 sismos). Así mismo, la mayor cantidad de energía es liberada en promedio a 90 km donde ocurre un total de 34 sismos, los mismos que liberan aproximadamente 6000ue durante todo el periodo de observación.

Sismos con Foco Profundo ($h > 300$ km)

- La Figura 7.2j, corresponde al área P1 y en ella se observa que prácticamente todos los sismos ocurrieron a profundidades entre 560 – 670 km. La cantidad de energía sísmica liberada en este rango es mínima; por tanto, no es representativa.

- En el área P2 según la Figura 7.2k, el número de sismos es menor con respecto al área anterior (5 sismos); sin embargo, a la profundidad de 650 km se ha liberado la mayor cantidad de energía (6500ue) únicamente comparable con la liberada por todos los sismos que puedan ocurrir durante un año a nivel mundial. El total de esta energía corresponde al sismo del 9 de junio de 1994 (7.0mb).

En las diferentes secciones verticales se ha observado, el dependimiento del área y su ubicación, que el mayor número de sismos y la mayor cantidad de energía se ha liberado a niveles de profundidad coherentes con la geometría de la placa de Nazca y la deformación superficial. Es decir, en las áreas S1, S2, S3 y S4 los sismos han ocurrido hasta una profundidad menor a 60 km asociado al proceso de fricción de placas. En el interior del continente, según las áreas S2 y S6, la deformación superficial se desarrolla hasta una profundidad de 40 km, siendo mayor a 25 km de profundidad.

A niveles intermedios, el mayor número de sismos y la mayor liberación de energía se produce a la profundidad de 90-110 km dependiendo de la ubicación de cada área (I1, I2 y I3). Estos sismos tienen relación con la importante deformación interna que soporta la placa de Nazca por debajo del continente. Durante todo el periodo de

estudio, solo un sismo ocurrió a 650 km de profundidad, el mismo que ha liberado tanta energía que solo es comparable con la liberada por todos los sismos ocurridos durante un año en el mundo.

7.3.- Frecuencia de Sismos y Cuantificación de la Energía Sísmica

Con la finalidad de determinar o conocer la frecuencia anual de los sismos y su correspondiente cantidad de energía liberada, en función de diversos intervalos de magnitud, se ha procedido a cuantificar su número por intervalos de magnitud de 0.5 a partir de 5.0mb. Los resultados obtenidos son presentados en barras estadísticas, en comparación con la cantidad acumulada de energía liberada, además de sus respectivos porcentajes. La base de datos corresponde a la misma que se ha venido utilizando en este estudio (1964-1996, $mb \geq 5.0$).

La Figura 7.3, se muestra la frecuencia del número de sismos y cantidad de energía sísmica liberada para sismos con foco superficial asociados únicamente al proceso de subducción (áreas S2, S2, S3 y S4). En la Figura 7.3a se observa que el mayor número de sismos se produjo en 1970 (37 sismos) y 1996 (26 sismos); mientras que, durante otros años ocurrieron entre 5-14 sismos, excepto en 1964 y 1995 que se produjo un número mínimo de sismos. Asimismo, en esta figura se observa que el mayor número de sismos presenta magnitudes del orden de 5.0-5.4 mb equivalente al 76.8% del total de los sismos; mientras que, los sismos con magnitud entre 6.5-7.0 solo representan el 0.3% del total de la sismicidad. Contrariamente, estos últimos sismos han liberado el 52.4% del total de la energía y el número mayor de sismos (76.8%) solo ha liberado el 4.7% de toda la energía (Figura 7.3b). Evidentemente, esto muestra que un sismo de magnitud del orden 7mb puede liberar tanta energía con la que liberarían 60,000 sismos de magnitud 5.0.

Durante este periodo y para sismos asociados a subducción, la mayor cantidad de energía se ha liberado entre los años de 66 y 70, siendo mayor durante el año 1996.

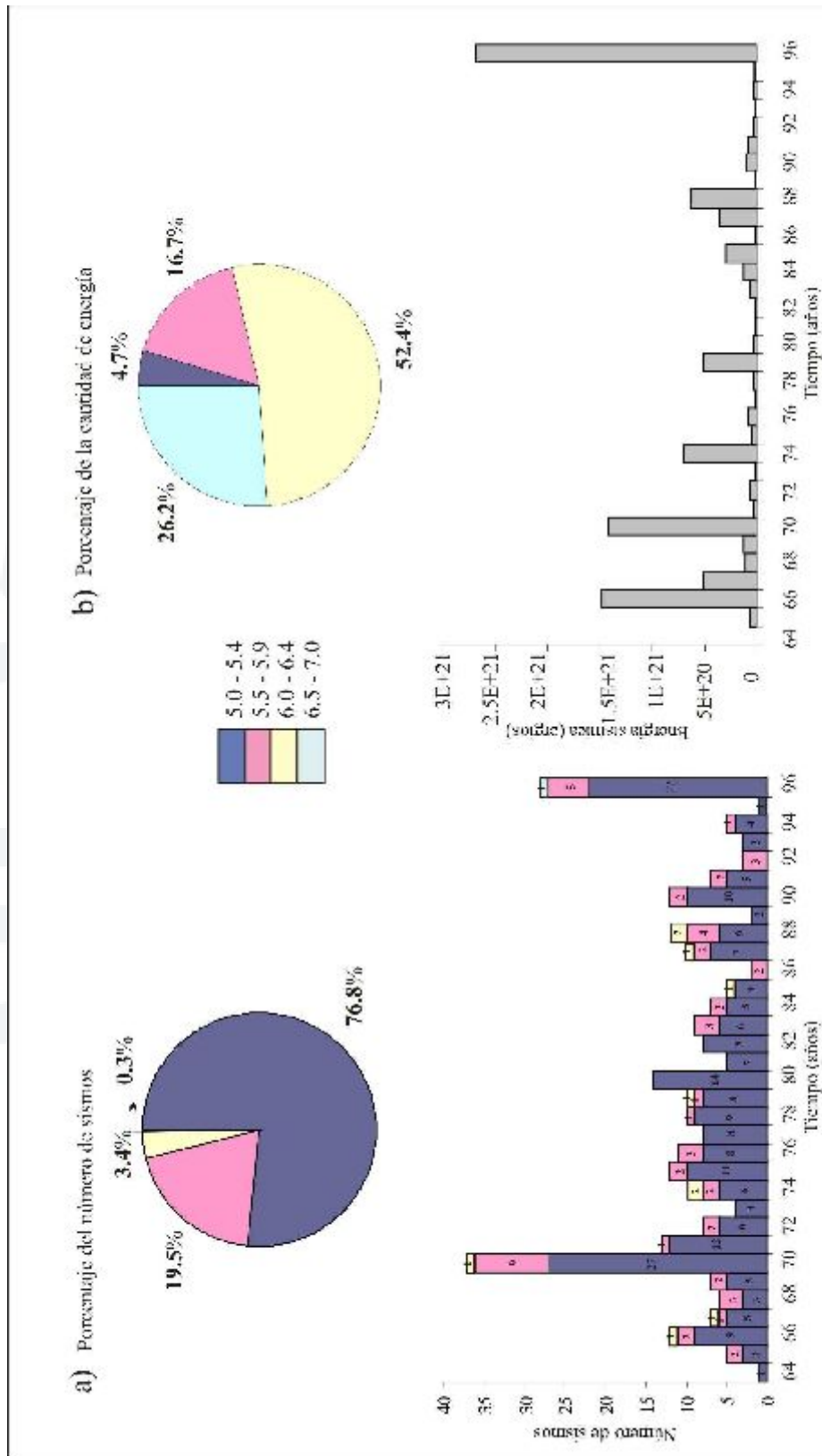
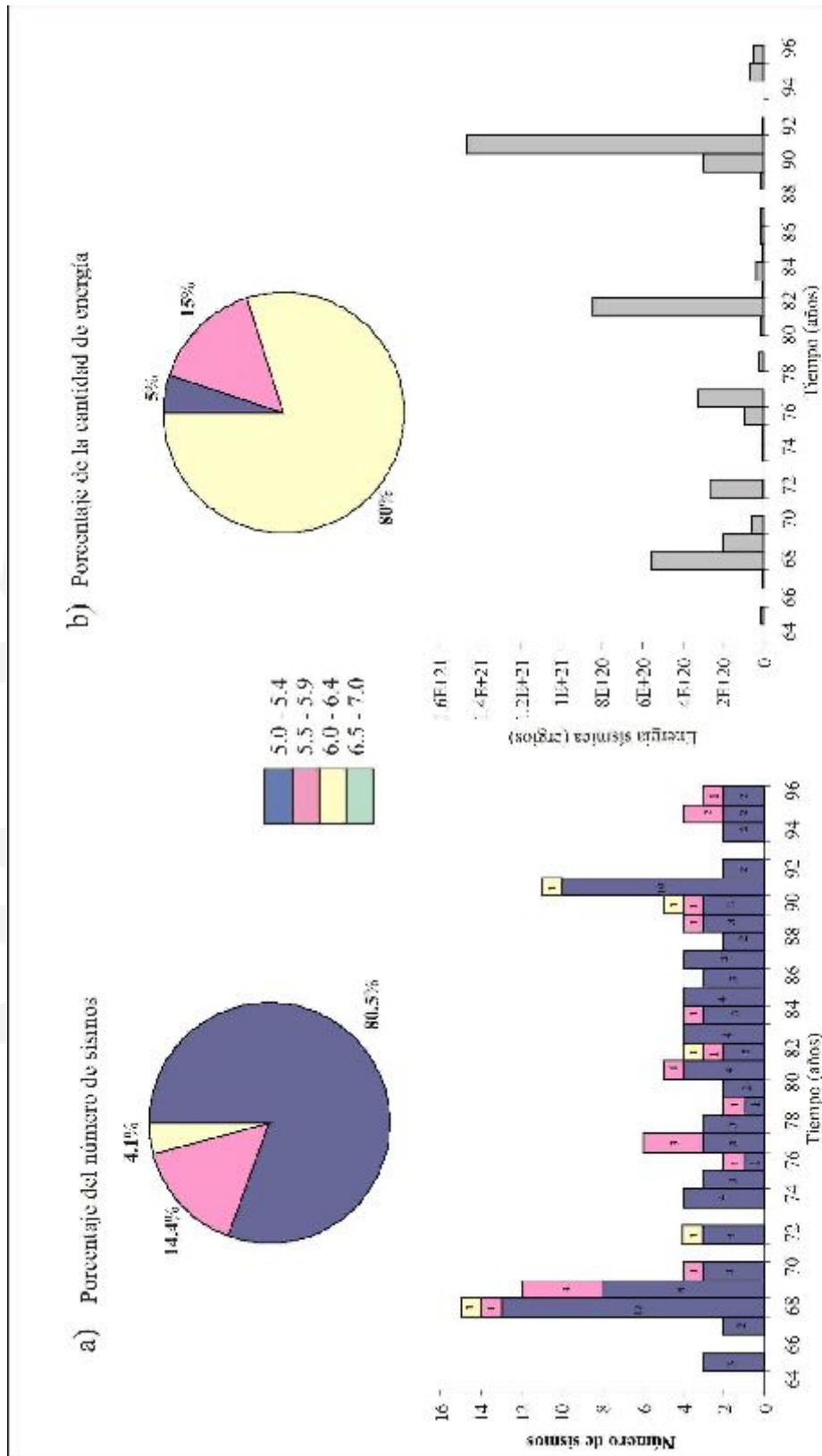


Figura 7.3.- *Sismicidad superficial asociada al proceso de subducción para el periodo 1964 - 1996. a) Frecuencia de sismos y b) Acumulación de energía sísmica, ambas expresadas adicionalmente en términos de porcentaje.*

De manera similar, en la Figura 7.4, se muestra la frecuencia del número de sismos y cantidad de energía sísmica liberada para sismos con foco superficial asociados al proceso de deformación cortical (áreas S5 y S6). En la Figura 7.4a se observa que el mayor número de sismos se produjo en 1968, 1969 y 1991 (11-15 sismos); mientras que, en el resto de años en promedio se ha producido 4 sismos, excepto en 1964, 1966, 1971, 1973 y 1993 que no se registraron sismos con magnitudes $m_b \geq 5.0$. Asimismo, en esta figura se observa que el mayor número de sismos presenta magnitudes del orden de 5.0-5.4 mb, equivalente al 80.5% del total de los sismos; mientras que, los sismos con magnitud entre 6.0-6.4 solo representan el 4.1% de la sismicidad. Sin embargo, estos últimos sismos, han liberado el 80% del total de la energía y el mayor número de sismos, solo ha liberado el 5% de la misma.

En la Figura 7.5, se representa la frecuencia del número de sismos y cantidad de energía sísmica liberada por sismos con foco intermedio (áreas I1, I2 y I3). En la Figura 7.5a se observa que el mayor número de sismos se produjo en 1984 (16 sismos) y los sismos con magnitudes entre 5.0-5.4mb equivalen al 72% del total de los sismos. Asimismo, los sismos con magnitud entre 6.0-6.4 solo representan el 5% de esta sismicidad. Por otro lado, en la Figura 7.5b se observa que estos últimos sismos han liberado el 75% del total de la energía y el mayor número de sismos; es decir, con magnitudes entre 5.0-5.4mb habrían liberado solamente un 3% de la energía. A estos niveles de profundidad, la mayor cantidad de energía se libera en 1970, 1971 y 1983 y durante el resto de años en promedio se ha liberado $4E+20$ ergios.

En la Figura 7.6, se presenta la frecuencia sísmica y los porcentajes de energía sísmica liberada por sismos con foco profundo (áreas P1 y P2). Según la Figura 7.6a los sismos con foco profundo son menos frecuentes en número que los de foco superficial e intermedio. Sin embargo, en el mes de junio de 1994 ocurrió un sismo de magnitud m_b igual a 7.0, siendo este el mayor que se haya producido durante todo el periodo de estudio. En general, el mayor número de sismos presenta magnitudes menores a 5.9 mb y corresponde al 81% del total de sismos con foco profundo; sin embargo, únicamente en 1994 se ha liberado el 97.1% del total de la energía



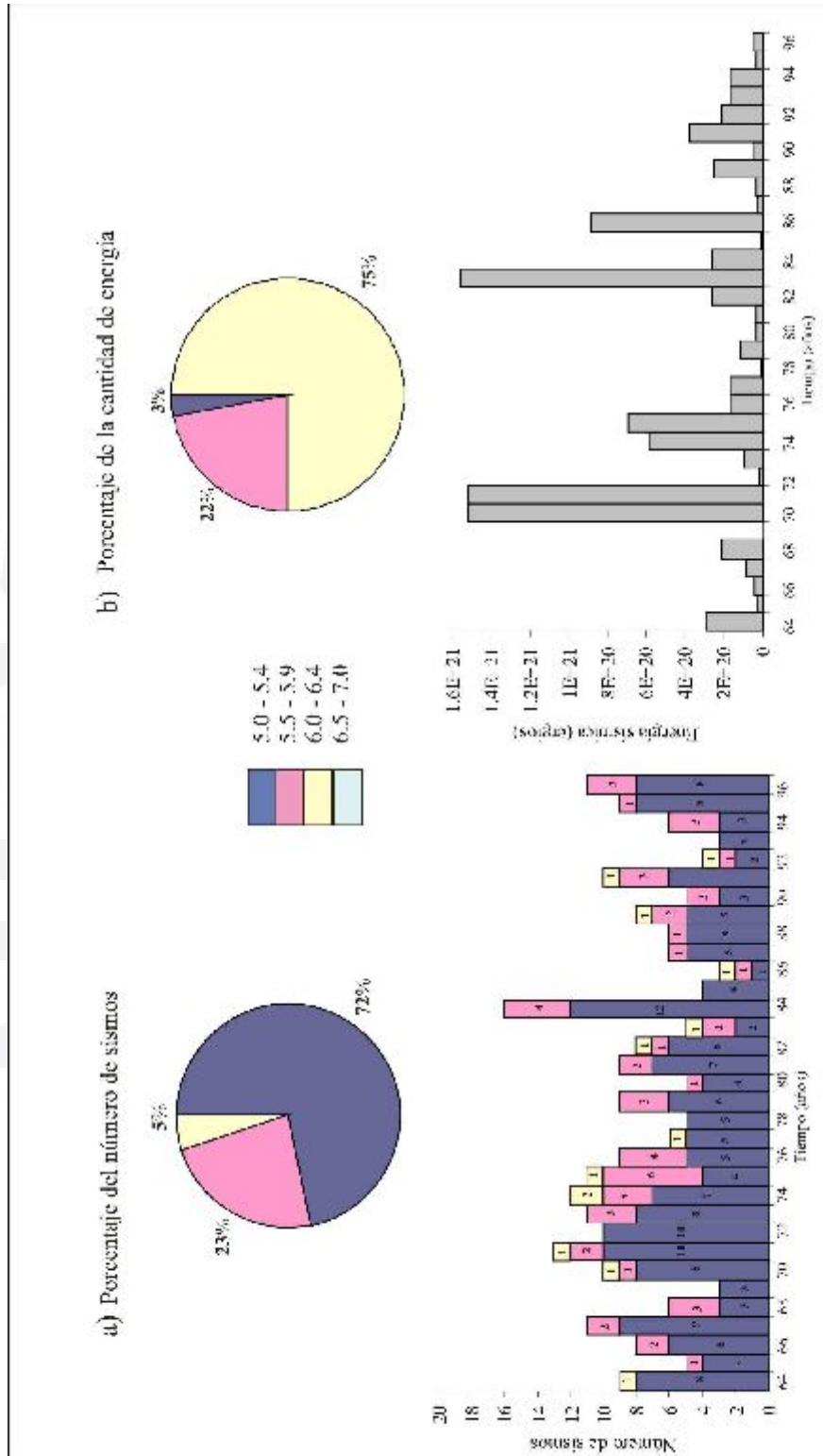
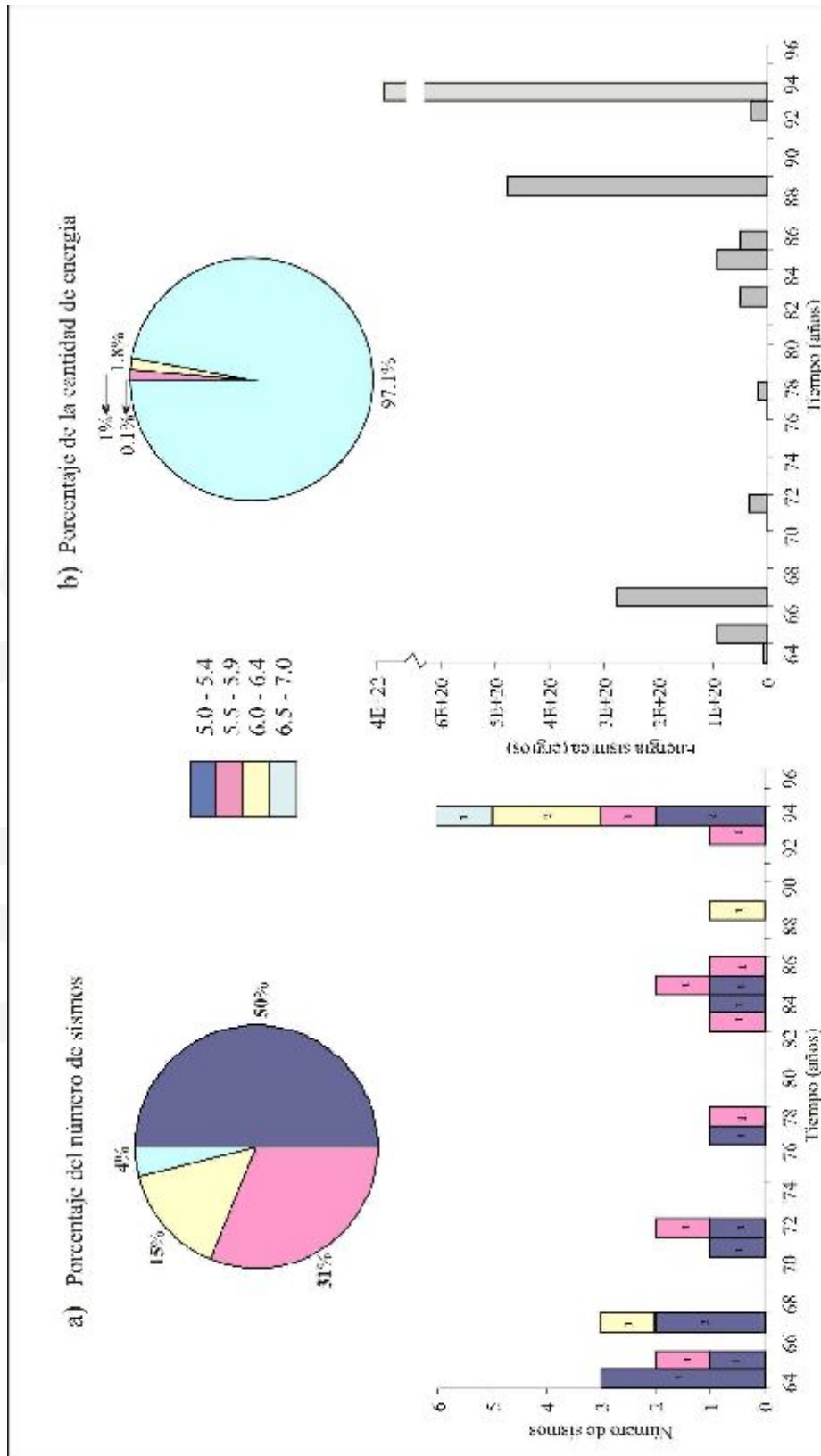


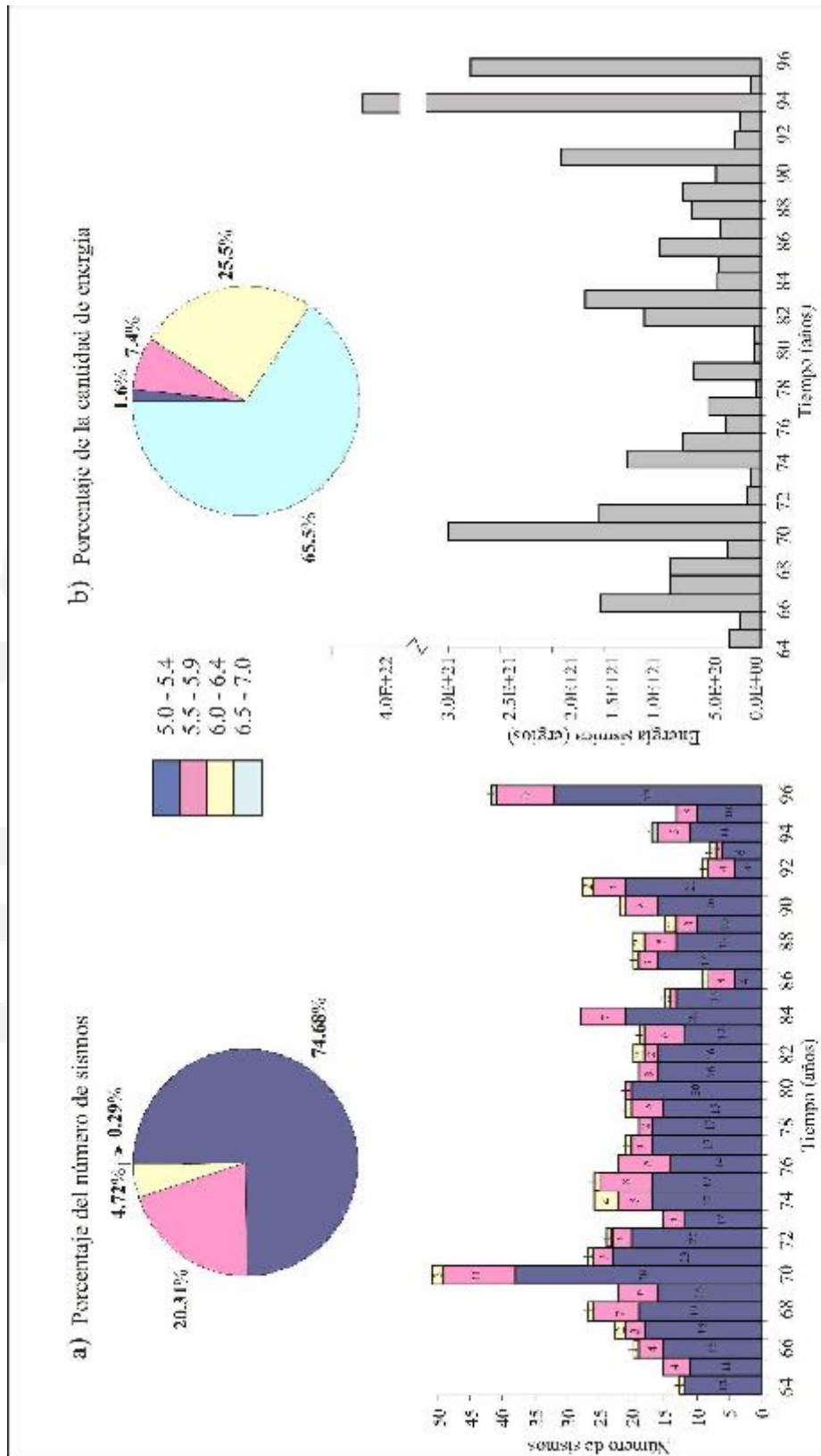
Figura 7.5.- Sismicidad con foco intermedio para el periodo 1964 - 1996. a) Frecuencia de sismos y b) Acumulación de energía sísmica, ambas expresadas adicionalmente en términos de porcentaje.



acumulada durante este periodo. En la curva de energía liberada anualmente, se observa total heterogeneidad, siendo el año de 1989 y 1994 donde la energía liberada es mayor.

Por otro lado, en la Figura 7.7, se muestra la frecuencia de sismos y los porcentajes de energía sísmica liberada por el total de sismos utilizados en este estudio (periodo de 1964-1996); es decir, se considera los sismos con foco superficial, intermedio y profundo. La Figura 7.7a indica que el mayor número de sismos presenta rangos de magnitud 5.0-5.4mb los mismos que corresponden al 74.68% del total de sismos; sin embargo, en la Figura 7.7b se observa que estos solo han liberado el 1.6% del total de la energía. Contrariamente, el menor porcentaje 0.29% de sismos corresponde a los que presentan un rango de magnitud entre 6.5-7.0mb, los mismos que habrían liberado el 65.5% del total de la energía sísmica. Así mismo, cabe mencionar que el mayor número de sismos se produjo en 1970 (51 sismos) y 1996 (42 sismos); mientras que, durante el resto de años solo se produjeron 23 sismos en promedio. En la curva de energía acumulada, se observa total heterogeneidad, siendo el año de 1970, 1994 y 1996 donde la energía liberada es mayor y en otros años, en promedio se ha liberado $8E+20$ ergios de energía.





En general, estos resultados sugieren que la frecuencia sísmica y la cantidad de energía liberada no tienen ninguna relación, pudiendo ocurrir un sismo de magnitud elevada que libere tanta energía como la que podría liberar gran número de sismos de menor magnitud ocurridos durante un determinado periodo de tiempo.



CAPITULO 8

ZONIFICACION SISMICA PRELIMINAR

La intensidad de un sismo se mide como el efecto del mismo en la superficie de una determinada región; por lo tanto, esta representa ser una medida cualitativa del tamaño del sismo. Frecuentemente, para medir la intensidad se utiliza una escala con diversos valores asociados a la descripción de los daños y efectos producidos por el sismo en las personas, objetos y estructuras. A pesar de que se han publicado diversas escalas de intensidad, actualmente se utiliza de manera general la Escala de Mercalli Modificada (MM) publicada en 1913. Esta escala se compone de 12 grados designados por números romanos que describen los efectos y daños que podría producir el sismo. Es importante remarcar, que los grados en la escala de Mercalli Modificada no son equivalentes con la escala de Richter ya que esta última cuantifica el tamaño del sismo en función de la energía liberada por el mismo. En la Tabla 8.1, se presenta una descripción de los diferentes grados de intensidad según la escala de Mercalli Modificada (MM). En esta escala, el grado I equivale a un sismo que prácticamente no es percibido en superficie (mayor número de sismos que ocurren frecuentemente en la Tierra); mientras que, el de grado XII prácticamente produciría la destrucción parcial de la Tierra. Los sismos mayores ocurridos en el mundo solo han llegado al grado X MM (sismo de Chile, 1960) y en el Perú en general, estos presentaron grado VIII-IX. MM.

Desde el punto de vista de la sismología, los valores de la intensidad producida por un sismo, ha sido utilizado para tener una idea de la respuesta del suelo y de las

estructuras a la fuerza del sismo, ya que en muchos países como el Perú, no se cuenta con una red de acelerógrafos. Por esta razón, la intensidad continua siendo un parámetro muy importante y en general es utilizado para estimar el peligro sísmico, para zonificar una determinada región en función del tipo de suelo, porcentaje de daño o intensidad máxima. Para el Perú, muchos autores han propuesto diversas zonificaciones regionales (Chávez, 1975; Casaverde y Vargas, 1980 y Alva y Castillo, 1993) y siempre estos muestran que la zona más importante o de mayor potencial considera a todos los departamentos que se distribuyen de Norte a Sur paralela a la línea de costa y de manera potencial hacia el interior del continente. Todos estos resultados son obtenidos a partir de extrapolación de datos de intensidad y/o magnitud de los sismos usando métodos estadísticos; sin embargo, si se cuenta con una base de datos homogéneos y en el se considera los valores de intensidad evaluada para cada sismo, es posible realizar zonificaciones de manera descriptiva y directa.

En este estudio, se propone una Zonificación Sísmica Preliminar para el Perú utilizando los valores de intensidad asociados a los sismos ocurridos durante el periodo 1964-2000. Estos datos son extraídos del Catálogo Sísmico del Perú, recientemente actualizado por el Centro Nacional de Datos Geofísicos del Instituto Geofísico del Perú.

8.1.- Zonificación Sísmica

En este estudio se realiza una Zonificación Sísmica Preliminar para el Perú en función de la frecuencia e intensidad de los sismos ocurridos entre 1964 - 2000. La información sobre los valores de intensidad en la escala MM, para los sismos ocurridos durante el periodo indicado, fueron recopilados en su totalidad del Catálogo Sísmico del Perú (Tavera y Agüero 2000). Esta información ha sido reagrupada en función de rangos de intensidad y ciudad o localidad en donde los sismos causaron mayores daños o efectos.

Tabla 8.1.- Grados de intensidad según la escala de Mercalli Modificada (MM).

GRADOS	EFFECTOS
Grado I	<i>Sacudida sentida por muy pocas personas en condiciones especialmente favorables.</i>
Grado II	<i>Sacudida sentida sólo por pocas personas en reposo, especialmente en los pisos altos de los edificios. Los objetos suspendidos pueden oscilar</i>
Grado III	<i>Sacudida sentida claramente en los interiores, especialmente en los pisos altos de los edificios. Muchas personas no lo asocian con un temblor sino a la vibración originada por el paso de un vehículo pesado. Duración estimable</i>
Grado IV	<i>Sacudida sentida 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</i>
Grado V	<i>Sacudida sentida casi por todo el mundo; muchos despiertan. Algunas piezas de vajilla, vidrios de ventanas, etcétera, se rompen y caen objetos inestables. Se observan perturbaciones en los árboles, postes y otros objetos altos. Se detienen los relojes de péndulo</i>
Grado VI	<i>Sacudida sentida por todo mundo y muchas personas atemorizadas huyen hacia fuera de las viviendas. Algunos muebles pesados cambian de sitio</i>
Grado VII	<i>Advertido por todos. La gente huye al exterior de los edificios y viviendas. Daños sin importancia en edificios de buen diseño y construcción. Daños ligeros en estructuras ordinarias bien construidas. Sentido por las personas conduciendo vehículos en movimiento</i>
Grado VIII	<i>Daños ligeros en estructuras de diseño especialmente bueno y considerable en edificios ordinarios con derrumbes parciales; grande en estructuras débilmente construidas. Los muros salen de sus armaduras. 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 las personas que guían vehículos motorizados</i>
Grado IX	<i>Daño considerable en las estructuras de diseño bueno y las armaduras de las estructuras bien construidas 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</i>
Grado X	<i>Destrucción de algunas estructuras de madera bien construidas; la mayor parte de las estructuras 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</i>
Grado XI	<i>Casi ninguna estructura 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</i>
Grado XII	<i>Destrucción total</i>

Se debe tener en cuenta que muchos sismos, probablemente con magnitud elevada, fueron separados al no tener valores de intensidad debido a que ocurrieron a mayores niveles de profundidad. Asimismo, fueron descartados todos aquellos sismos con datos de intensidad dudosos. En general, se acepta que los sismos que han producido intensidades de IV en adelante, son los que causan daños apreciables en superficie (ver Tabla 8.1); por lo tanto, este rango de intensidad será importante al momento de reagrupar a las ciudades y departamentos en uno y otro nivel. Los diversos departamentos de Perú, en función de sus rangos de magnitud han sido reagrupados en los siguientes niveles:

a.- “SISMICIDAD NULA”: Considera a todos los departamentos en los cuales no se ha sentido sismos con intensidades mínimas de IV (MM).

b.- “SISMICIDAD BAJA”: Agrupa a los departamentos en los que la frecuencia de sismos con intensidad IV es mínima.

c.- “SISMICIDAD MEDIA”: Considera a los departamentos en los cuales la frecuencia de sismos con intensidad IV es regular.

d.- “SISMICIDAD ALTA”: Toma en cuenta a los departamentos en los cuales la frecuencia de sismos con intensidad mayores a IV (MM) es grande.

Esta clasificación es propuesta en función de asignar un número índice que ha sido calculado, multiplicando el número de sismos ocurridos en cada departamento con intensidades mayores e iguales a IV MM (Mercalli Modificada) por el valor de intensidad mínima considerada en este estudio, IV MM (Tabla 8.2). Se considera este umbral de intensidad mínima, debido a que los sismos con $I \geq IV$ en adelante, son sentidos por la mayoría de las personas y por lo general, causan daños apreciables. Así, los valores obtenidos fueron separados en cuatro grupos:

Tabla 8.2.- Correspondencia del nivel de sismicidad y el índice de sismicidad

Niveles de Sismicidad	Índice
Sismicidad Nula	0
Sismicidad Baja	1 - 50
Sismicidad Media	51 - 300
Sismicidad Alta	Más de 300

En la Figura 8.1 se muestra los diferentes gráficos de frecuencia – intensidad elaborados para cada departamento. En dicha figura se observa que para los departamentos localizados en la costa el número de sismos con intensidades altas es mayor con relación a los distribuidos en el interior del continente. Así, el departamento de Lima presenta el mayor número de sismos con intensidad elevada seguida de Arequipa, Ica y Ancash. Para los departamentos localizados en la Cordillera, el número de sismos con intensidades altas es menor sobresaliendo 20 sismos de $I = III$ MM y 8 con $I = IV$ MM en el departamento de Junín. En los departamentos localizados en la Zona Subandina, el número de sismos con intensidad elevada es casi nula.

En la Figura 8.2 se presenta los resultados obtenidos en este estudio y la propuesta de Zonificación Sísmica Preliminar para el Perú. De acuerdo a esta figura, los departamentos de Ancash, Lima, Ica y Arequipa son los de mayor susceptibilidad a ser afectados por un mayor número de sismos que generan intensidades mayores o iguales a $I \geq IV$ MM. Los departamentos de Tumbes, Piura, Moquegua y Tacna presentan un nivel de sismicidad media, aunque de manera puntual y poco frecuente, estos han sido afectados por sismos importantes y quizás sea conveniente, para su evaluación, considerar un periodo mayor de datos. Otros departamentos con nivel de sismicidad media son Lambayaque, La Libertad y San Martín, aunque el departamento de San Martín fue afectado por sismos de considerable intensidad en 1990 y 1991 ($I_{max} = VI$ MM). En el resto de los departamentos se observa un nivel de sismicidad

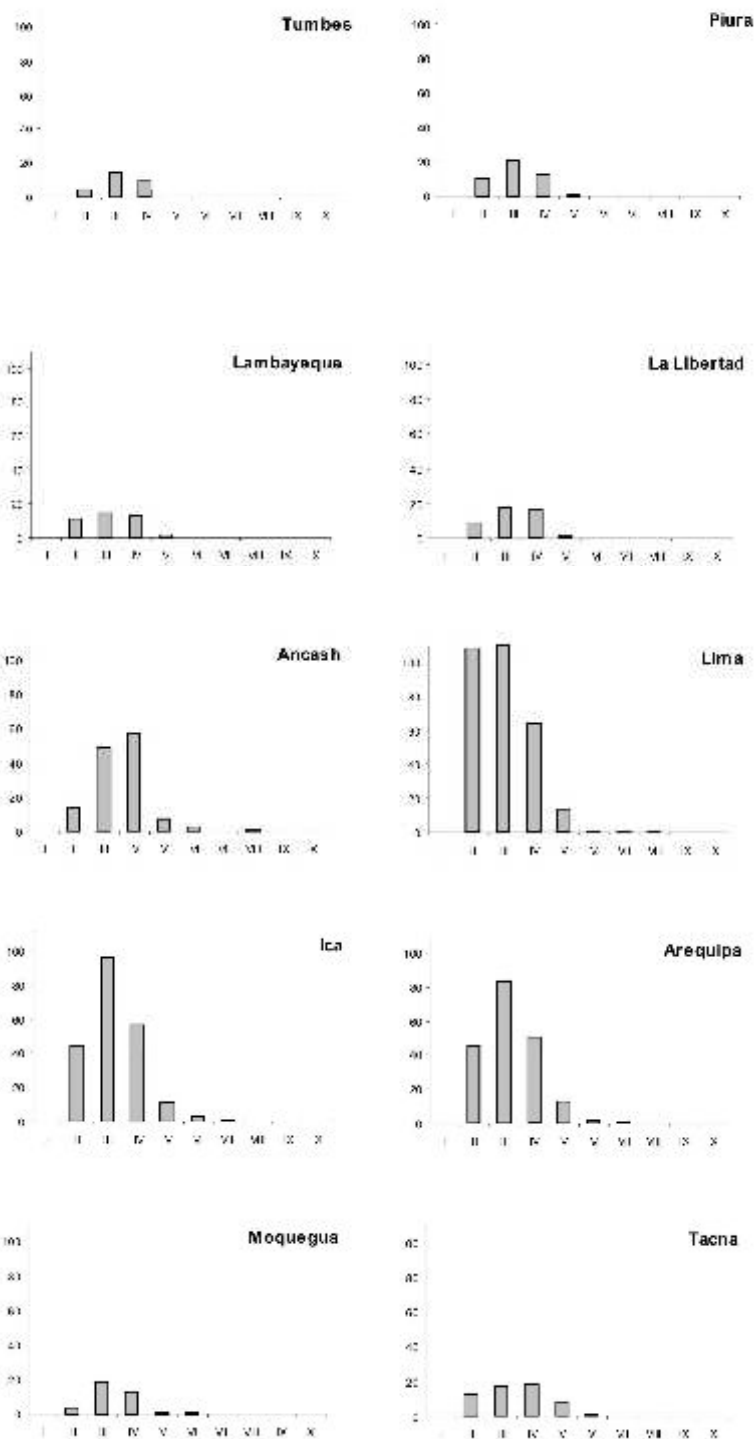


Figura 8.1.- Gráficos de frecuencia-intensidad departamental para sismos ocurridos entre Perú 1964 - 2000 (Catálogo Sísmico del Perú).

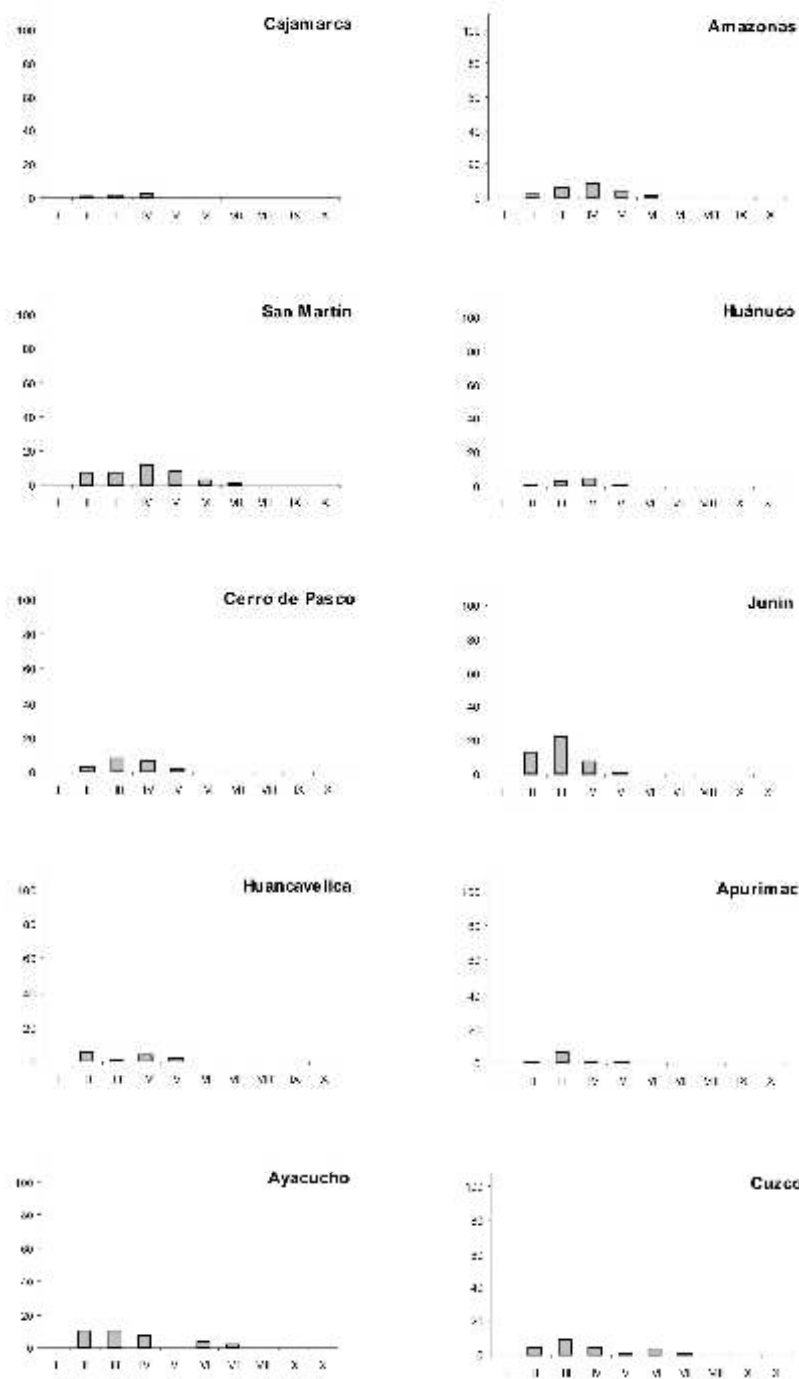


Figura 8.1.- Continuación.

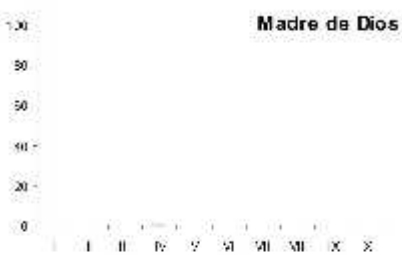
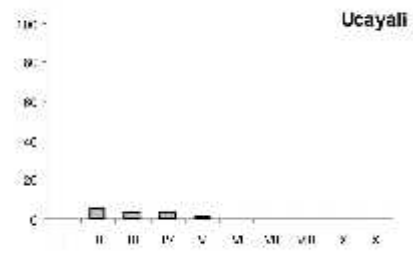
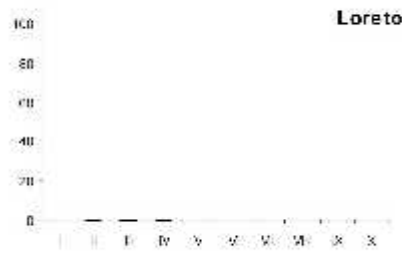


Figura 8.1.- Continuación.

INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU

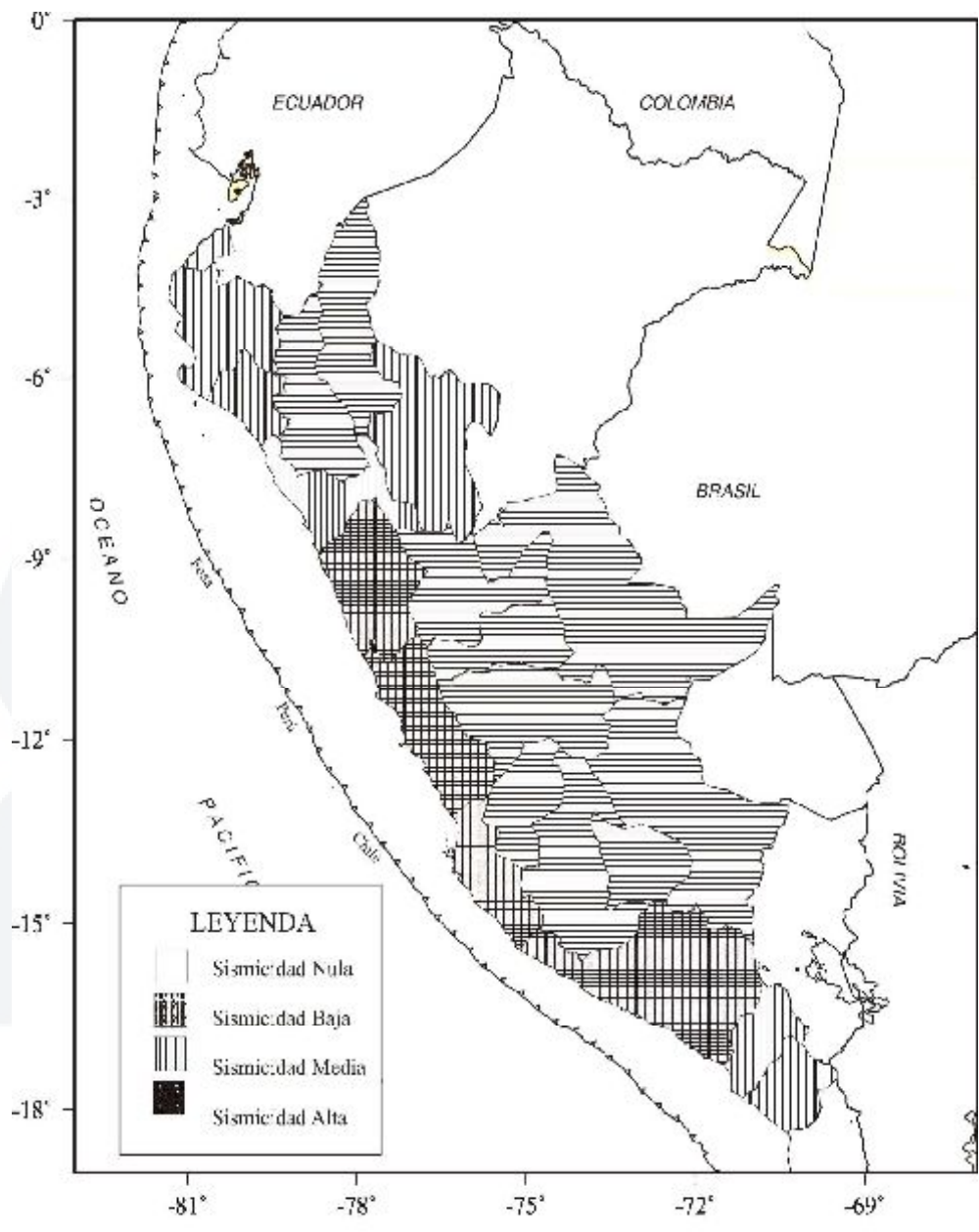


Figura 8.2.- Mapa de Zonificación Preliminar para el Perú a partir de la frecuencia-intensidad de los sismos ocurridos entre 1964 -2000.

baja, excepto Loreto, Ucayali y Puno que son considerados como departamentos con nivel de sismicidad nula.

Esta Zonificación Sísmica Preliminar puede ser considerada como un primer intento susceptible de ser corregido y mejorado al obtenerse mayor información. Sin embargo, estos resultados pueden ser aprovechados por los ingenieros civiles y las compañías de seguros, que se interesan en conocer los niveles de sismicidad de las ciudades más importantes del Perú y así fijar las normas de construcción y condiciones de aseguramiento.

A pesar de la regular cantidad de datos que fueron recopilados, se llega a la conclusión que existe departamentos como Ancash, Lima, Ica y Arequipa que presentan un nivel de sismicidad muy alto. Otros como Tumbes, Piura, Lambayeque, La Libertad, San Martín, Moquegua y Tacna con un nivel de sismicidad moderada y departamentos como Cajamarca, Amazonas, Huanuco, Pasco, Junín, Huancavelica, Ayacucho, Apurímac, Ucayali y Cuzco, los mismos que no soportaron intensidades elevadas, aunque en Ucayali la sismicidad se concentra en su extremo NW. Estos resultados son coherentes con la distribución, en el Perú, de las más importantes fuentes sismogénicas identificadas en capítulos anteriores.

En resumen, este estudio ha permitido considerar a tres (3) departamentos con sismicidad nula, once (10) con sismicidad baja, (7) con sismicidad media y (4) con sismicidad alta. Es precisamente en estos últimos departamentos, en donde debe enfocarse la atención para recabar un número mayor de datos que permitan realizar una zonificación más detallada y desarrollar proyectos de mitigación ante su peligro principal, los “sismos”.

CAPITULO 9

CONCLUSIONES

La Aproximación a un Modelo detallado de la sismicidad en el Perú ha permitido realizar el análisis y la evaluación de las características tectónicas, de la distribución de la sismicidad, del proceso de deformación superficial, del proceso de subducción, de la energía sísmica liberada y acumulada, y proponer un modelo de zonificación preliminar a partir del uso de una base de datos sísmicos calificada y reciente. Las conclusiones principales que se desprenden de este estudio son:

La distribución espacial de los sismos en el Perú es por demás compleja; sin embargo, ha sido posible identificar las principales fuentes sismogénicas. Los sismos con foco superficial son debidos a la presencia de dos fuentes, la primera se ubica entre la fosa y la línea de costa y la segunda, en el interior del continente paralela a la Cordillera Andina. La primera fuente es debido a la fricción de placas dentro del proceso de subducción y aquí han ocurrido con frecuencia terremotos de mayor magnitud reconocidos para el Perú. La segunda fuente produce sismos menores en magnitud y frecuencia y su distribución en superficie permite asociarlas a los principales sistemas de fallas presentes en el interior del continente.

Los sismos con foco intermedio tiene relación directa con el proceso de deformación de la placa oceánica de Nazca por debajo del continente, generando muchas veces sismos de magnitud elevada pero que debido a la profundidad a la cual se producen casi nunca son sentidos en superficie. Estos sismos pueden agruparse en tres

fuentes, una ubicada paralela a la línea de costa por debajo de los 9° Sur, otra en la zona Subandina de la región Norte y la tercera sobre toda la región Sur, siendo esta última la que considera un mayor número de sismos.

Los sismos con foco profundo deben su origen a dos fuentes, una ubicada en el límite Perú con Brasil y otra entre Perú y Bolivia. En general, los sismos profundos son menores en número y prácticamente no son sentidos en superficie. Asimismo, estos sismos algunas veces presentan magnitudes muy elevadas como el ocurrido el 9 de junio de 1994 ($m_b=7.0$).

La distribución de los sismos en profundidad sugieren que la placa de Nazca subduce por debajo de la Sudamericana de dos modos diferentes, uno subhorizontal y otro normal. La subducción subhorizontal esta presente en las regiones Norte y Centro, la misma que se inicia con un ángulo del orden de 25° - 30° hasta una profundidad de 120 km a partir de la cual, la placa de Nazca se desplaza de manera horizontal hasta una distancia de 750 km en la región Norte y 500 km en la región Sur ambas desde la línea de fosa. Sobre la latitud 10° S y a 120-150 km de profundidad, la placa de Nazca muestra un claro hundimiento que puede ser asociado a una posible y futura ruptura de la placa oceánica. El segundo modo de subducción esta presente en la región Sur y aquí la placa de Nazca subduce con un ángulo de 30° de manera continua hasta una profundidad de 250 km y hasta una distancia de 450 km desde la línea de fosa. Entre ambos modos de subducción, se produce la contorsión de la placa de Nazca sobre una longitud de 200 km.

En el interior del continente, la distribución de los sismos indica que las deformaciones superficiales se producirían hasta profundidades de 40 km en promedio, siendo esta más notoria en la Zona Subandina, debido a que en esta zona se produce al mayor número de sismos.

El análisis y evaluación de la frecuencia sísmica en el Perú, permite obtener valores altos para el parámetro b . En general, este valor fluctúa entre 0.9 y 1.22

considerando el total de la sismicidad o su agrupamiento por zonas y niveles de profundidad. Este valor de b es típico de regiones de gran potencial sísmico, siendo coherente con el alto índice de sismicidad presente en el Perú.

El cálculo del volumen esférico de deformación y su radio proyectado en superficie para cada sismo, ha permitido tener un concepto más claro del tamaño de los sismos y de la energía acumulada. Asimismo, esta información ha facilitado la representación con círculos, cuya longitud de su radio depende del tamaño de los sismos, sobre los diferentes mapas sísmicos y tectónicos.

La construcción de gráficos polares para algunas de las ciudades más importantes del Perú, ha permitido conocer al acimut y la distancia a la cual se ubica la fuente capaz de generar sismos que la afecten en mayor o menor grado. Así, las ciudades distribuidas a lo largo de la zona de costa son generalmente afectados por sismos asociados al proceso de subducción; es decir, por sismos ubicados en dirección NW a SW a distancias que pueden ser de pocos kilómetros hasta un máximo de 250 km. Otras como Ancash y Arequipa, por ejemplo, pueden ser afectados también por sismos con origen en fallas activas distribuidas en el interior del continente. Ciudades como Moyobamba, Ayacucho y Huancayo son únicamente afectadas por sismos asociados a fallas activas desde el punto de vista sísmico.

Los mapas de energía sísmica liberada a diferentes niveles de profundidad permite tener mayor información sobre el potencial sísmico de Perú. La distribución de las curvas de iso-energía ha facilitado conocer en detalle la geometría de las principales fuentes sismogénicas y en términos de energía, las de mayor peligro. Para sismos con foco superficial, la mayor concentración de curvas de iso-energía se distribuye, de Norte a Sur paralelas a la línea de costa, presentando máximos valores de energía sísmica liberada frente a los departamentos de Ancash, Lima, Ica y Arequipa. En el interior del continente, las curvas se agrupan en la alta cordillera y en la zona Subandina de las regiones Norte y Centro de Perú, siendo mayores los valores en la segunda zona.

Para sismos con foco intermedio, las curvas de iso-energía se distribuyen paralelas a la costa por debajo de la latitud de 9°S para luego extenderse sobre todo el Altiplano, los valores máximo de energía al Sur del departamento de Lima. En las regiones Norte y Centro de Perú, las curvas de iso-energía se distribuyen en la zona Subandina paralelos a la Cordillera Andina, con valores máximos en los bordes de los departamentos de San Martín y Ucayali.

Para sismos con foco profundo, las curvas de iso-energía se concentran en los límites de Perú con Brasil y Bolivia. En el primero las curvas de energía tienen una orientación en dirección N-S y el segundo E-W, siendo en esta última en donde se ha liberado la mayor cantidad de energía.

Las curvas de acumulación de energía sísmica sugieren que para el Perú es difícil proponer tiempos de recurrencia de grandes sismos debido principalmente a la complejidad con que se producirían este fenómeno en cada una de las fuentes sísmogénicas. Sin embargo, los resultados indicarían que para sismos con foco superficial la mayor cantidad de energía acumulada se ha liberado en el área S3, costa de Ancash y Lima ($4.8E+21$ ergios). Igualmente, la mayor cantidad de energía liberada por sismos con foco intermedio ocurrió en el área I3 (zona Subandina de la región Norte y Centro) y para sismos con foco profundo en el área P2 (límite Perú - Bolivia).

La mayor o menor cantidad de energía que se libera a diferentes niveles de profundidad, depende del proceso de tectónico que se desarrolle en una determinada zona. Así, en la superficie o contacto de placas los mayores niveles de energía se han liberado a profundidades menores a 50 km, lo cual sugiere que a mayores profundidades los sismos serían generados por otros procesos. En el interior del continente, la deformación se produce a niveles de profundidad que no sobrepasan los 40 km; aunque la mayor cantidad de energía se libere a 25 km de profundidad.

A mayor profundidad, la mayor cantidad de energía se libera entre 90-110 km y es debido a la continua deformación que soporta la placa oceánica de Nazca por debajo

del continente. Con relación a los sismos con foco profundo, el mayor nivel de energía se libera a la profundidad de 550.650 km y al igual que los sismos intermedios, esta energía será generada por la deformación de un trozo de placa que flotaría en el manto.

El mayor número de sismos ocurridos en Perú durante el periodo de estudio presenta magnitudes entre 5.0-5.4 y equivale al 90% del total de la sismicidad; sin embargo, estos solo han liberado el 1.6% de toda la energía. La mayor cantidad de energía se ha liberado en 1970 ($3.0E+21$), 1994 ($4.5E+22$) y 1996 ($2.8E+21$) coincidiendo con la ocurrencia de sismos de magnitud elevada (31 de mayo y el 9 de diciembre de 1970, 9 de junio de 1994 y 12 de noviembre de 1996). Estos resultados sugieren que conforme aumenta el rango de magnitud, disminuye el número de sismos y el porcentaje de energía liberada aumenta considerablemente. Asimismo, es evidente que la relación entre la frecuencia sísmica y la cantidad de energía liberada depende de la magnitud de los sismos, pudiendo ocurrir un sismo de magnitud elevada que libere tanta energía como la que liberarían todos los de magnitud menor.

La información disponible sobre intensidades en la escala Mercalli Modificada, para cada uno de los sismos contenidos en la base de datos, ha permitido proponer un Mapa de Zonificación Preliminar para el Perú. Así, los departamentos de Ancash, Lima, Ica y Arequipa fueron identificados en Zonas de Sismicidad alta, los departamentos de Tumbes, Lambayaque, La Libertad, San Martín, Moquegua y Tacna como Zonas de Sismicidad media y el resto de departamentos como Zonas de Sismicidad baja o nula.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

BIBLIOGRAFIA

Alva, J. y Castillo, J. (1993). Peligro sísmico del Perú. Universidad Nacional de Ingeniería, 35p.

Barazangi, M. y Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes subduction of the Nazca plate beneath América. *Geology*, 4, 686-692.

Barazangi, M. y Isacks, B. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Perú: evidence from the spatial distribution of earthquakes: *Geoph. Jour. Roy. Astr. Soc.*, v. 57, 537-555.

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

Bath, C. y Duda, S. (1968). Secular Seismic Energy Release in the Circum Pacific Belt.

Bernal, I. (1999). Características de sismicidad en la región Sur de Perú. Informe de Practicas Pre-Profesionales. CNDG-Sismología, Instituto Geofísico del Perú, 50p.

Bevis, M. y Isacks, B. (1984). Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of benioff zone. *J. Geophys Res.* 89, 6. 153-6.170.

Bonnot, D, Sebrier, M. y Mercier, J. (1988). Evolution geodynamique plio quaternaire du bassin intra-cordillerain du callejon de Huaylas, región de la Cordillera Blanca, Perou. Geodynamique. 3, 57-83.

Cahill, T. y Isacks, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. J. Geophys. Res, 97, 17.503-17.529.

Carmona, J. y Castano, J. (1970). Distribución temporal de la energía sísmica liberada al Sur de los 20° en el intervalo 1920-1970. Instituto de investigación Antisísmica de Argentina, 25pp.

Casaverde, L. y Vargas, J. y (1980). Zonificación sísmica del Perú. Pontificia Universidad Católica del Perú, Dep. Ing. 1-31p.

Chávez, J., (1975). Regionalización sísmica del Perú mediante intensidades, Tesis de Grado U.N.I.

Dalmayrac, B., Laubacher, G. y Marocco, R. (1980). Geologie des Andes peruviennes, caracteres genetaux d'évolution géologique des Andes peruviennes. Trav. Doc. Orstom. 96, 217 pp.

Dalmayrac, B. y Molnar, P. (1981). Parallet thrust and normal faulting in Perú and constraints on the state on stress: Earth and Plan. Sc. Let, 55, 473-481.

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. y Stem, S. (1990). Current plate motions Geophys J. Res, 101, 425-478.

Deza, E. (1969). Estudio preliminar sobre las zonas de transición que separan posibles regiones sismotectonicas del margen occidental de Sudamérica: zona de transición en el Perú: Com I Cong. Nac. Sism. Ing. Antisísmica, Lima.

Deverchere, J., Dorbath, C. y Dorbath, L. (1989). Extension related to a high topography: results from a microearthquake survey of the Andes of Perú and tectonics implications. *Geophys. J. Int.* 98, 281-292.

Dorbath L., Cisternas A. y Dorbath, C. (1990) Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru, *Bull. Seismol. Soc. Ame.*, 80, N°3, pp 551-576.

Engdahl, E., Vanderhilst y Buland, R. (1997). Global Teleseismic earthquake relocation whit improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 722-743.

Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seism. Soc. Am.* 25, 1-32.

Gutenberg, R. y Richter, C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 34, 185-188.

Gutenberg, R. y Richter, C.F. (1956). Earthquake magnitude, intensity and acceleration. *Bull. Seism. Soc. Adm*, 46, 105..

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., Cummingam, 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). 38-41.

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

Howell, B. (1962). *Introducción a la Geofísica*. Ediciones Omega S. A, Barcelona, España. 110 pp.

IGP (2000). *Catálogo Sísmico Preliminar, 1983-2000*. Centro Nacional de Datos Geofísicos, IGP, Informe Interno.

Isacks, B., Oliver, J. y Sykes, L. (1968). Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 73, 5855-5899.

James, D. (1978). Subduction of the Nazca plate beneath central Perú *Geology* 6, 174-178.

James, D. y Snoke, A. (1990). Seismic evidence for continuity of the deep slab beneath central and eastern. *J. Geophys. Res* 95, 4989-5001.

Lindo, R. (1993). *Seismotectonique des andes du Perou Central: Apport des données sismologiques de haute precision*. Tesis Doctoral. Universidad Louis-Pasteur de Strasbourg, Francia.

Matuzawa, T. (1964). *Study of Earthquakes*. Uno Shoten, Tokyo, Japan.

Marocco, R. (1980). *Géologie des Andes péruviennes: Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: la déflexion d'Abancay*. Etude géologique de la Cordillère Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel. Sud du Pérou. Doc. Orstom 94.

Megard, F., et Philip, H. (1976). Plio-quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes: *Earth plan. Sci. Let.* 33, 231-238.

Megard, F. (1978). *Etude géologique des Andes du Perú Central*. Mem. Orstom 86, 310pp.

Miyamura, S. (1962). Seismicity and Geotectonics., Earth. Res. Ins. Univ. Of Tokio, 120 pp.

Mogi, K. (1963). Some discussions of aftershocks fore and earthquakes swarms – the fracture of a semi – infinite body caused by an inner stress origin and it is relation to the earthquake phenomena., Bull. Of the earthquake Res. Inst. Univ. Of Tokio, 41, part. 3.

Ocola, L. (1966). Earthquake activity of Perú. Geophysical and Polar Research Center, Department of Geology, University of Wisconsin, Midason, 509-528pp.

Otero, R. (1972). Sismicidad de ciudades de Sud y Centro América. Observatorio San Calixto, Publicación N°18, 110pp.

Polo, T. (1904). Sinopsis de los Terremotos y Volcanes de Perú. Bol. Soc. Geog. de Lima. Tomos III y XVI, p. 323.

Rodríguez, L. y Tavera, H. (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),141-159.

Sebrier, M., Huaman, D., Blanc, J., Machare, J., Bonnot, D. y Cabrera, J. (1985). Observaciones acerca de la neotectónica del Perú. IGP-LGDI proy. Sistra, Grup. Peruano de Neotectónica, 96 pp.

Sebrier, M., Mercier, J., Machare, J., Bonnot, D. y Cabrera, J. y Blanc, J. (1988). The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: The Andes of central Peru. Tectonics. 7, 895-928.

Silgado, E. (1978). Historia de los sismos mas notables en el Perú (1513-1974). Boletín N°3, serie C. Geodinámica e ingeniería geológica INGEOMIN. 129pp.

Schneider, J. y Sacks, B.(1987). Stress in the contorted Nazca plate beneath Southern Peru from Local earthquakes, Jour. Geophys. Res., 92, pp 13887-13902

Spence, W., Mendoza, C., Engdahl, E. Y Choy, L. (1998). Seismic subduction of the Nazca ridge as shown by the 1996 y 1997 Peru earthquakes. PAGEOPH.

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

Suarez, G., Molnar, P. y Burchfield, B. (1982). Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the central Andes: submitted to Jour. Geophys. Res.

Suyehiro, J. (1966). Difference between aftershocks and foreshocks in the relationship of magnitude to frequency of occurrence for the great Chilean earthquake of 1960, Bull. Seism. Soc. Am., 56, p. 185 – 200.

Tavera, H. (1993). La Tierra, Tectónica y Sismicidad. Monografía-DST, IGP.30 pp

Tavera, H. y Buforn, E. (1998). En: A. Udias y E. Buforn (ed.). Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, UCM., N°10, 187-219.

Tavera, H. (1998). Mecanismo focal de terremotos en Perú y sismotectónica. Tesis Doctoral, UCM. España, 400 pp.

Tavera, H., Fernandez, E., Salas, H., Antayhua, Y. y Bernal, I. (2000). Mecanismo focal de los terremotos de Arequipa del 08 de octubre de 1998 ($M_w=6.0$) y 03 de abril de 1999 ($M_w=6.5$). Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, V.89, 21-31.

Tavera, H. y Buforn, E. (2001). Source mechanism of earthquakes in Peru. Journal of Seismology 5:519-539.

Tavera, H., Buforn, E., Bernal, I. y Antayhua, Y. (2001). Análisis de los procesos de ruptura de los sismos ocurridos en 1990 y 1991, en el valle del Alto Mayo (Moyobamba-Perú). Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, V. 91, 55-68.

Tsuboi (1964). Time rate of energy release by earthquakes in and near Japan. Journal Ph. Of the Earth Vol. XII, N° 2.

Udias, A. y Mezcuca, J. (1997). Fundamentos de Geofísica. Segunda edición, UCM. Madrid, 419 pp.

von Huene, R., Pecher, I. y Gutscher, M. (1996). Development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge. Tectonics, 15, 19-33.

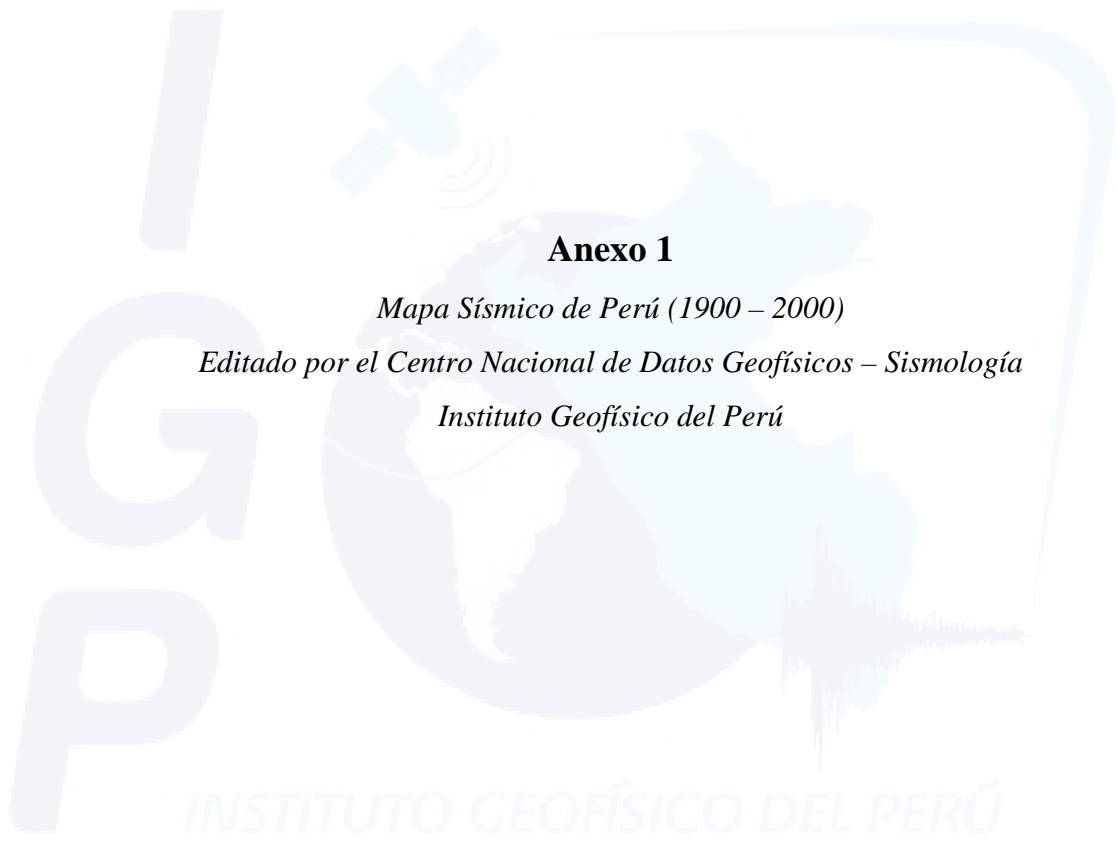
Valdez, R. (1960). Mapa sísmico preliminar del Perú e interpretación de carácter tectónico. Tesis para Br. en Geología, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.

Wesnousky, S. (1994). The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it. Bull. Seism. Soc. Am. 84, 1940-1959.

Wiemer, S. y Wyss, M. (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times, Jour. Geophys. Res. 102, 15115-15128.

Wiemer, S. y Katsumata, K. (1999). Spatial variation of seismicity parameters in aftershock zones. Jour. Geophys Res, 103. (inpress).

Wortel, M. (1985). Accretion and lateral variations in tectonic structure along the Perú – Chile Trench, Tectonophysics, 112, pp 443 – 463.



Anexo 1

Mapa Sísmico de Perú (1900 – 2000)

Editado por el Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología

Instituto Geofísico del Perú



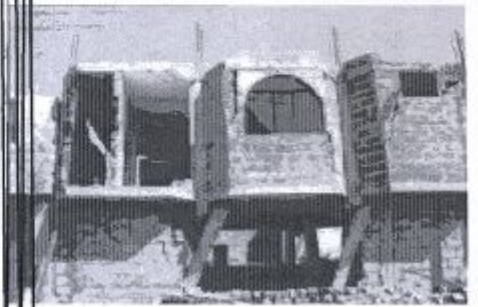
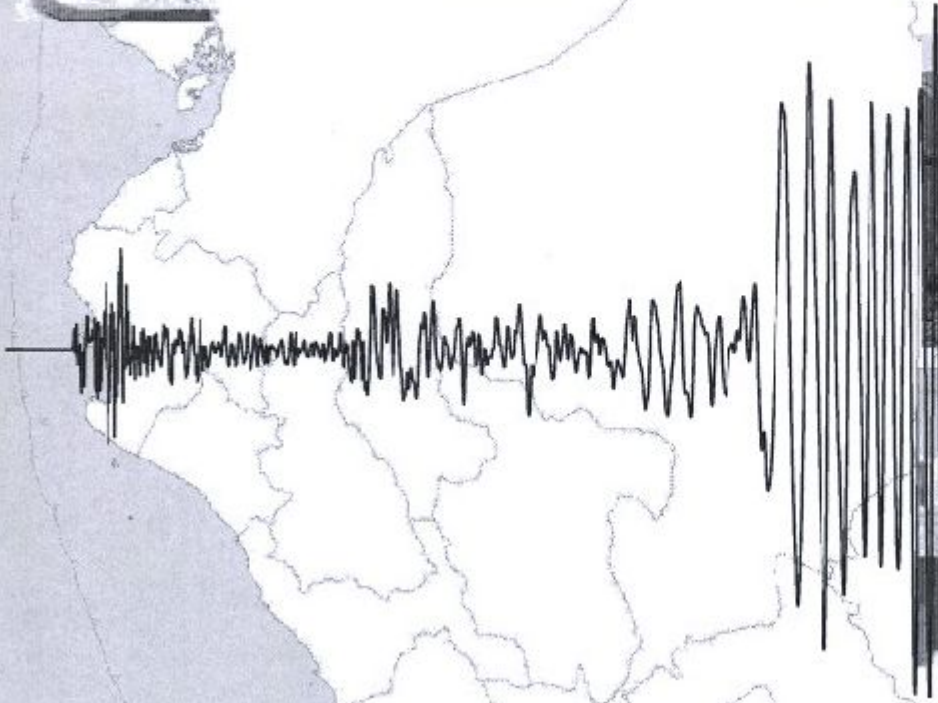
Anexo 2

*Trabajos de Investigación
Desarrollados por el autor en el
Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología
Instituto Geofísico del Perú*



INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

Centro Nacional de Datos Geofísicos



EL TERREMOTO DE LA REGIÓN SUR DE PERÚ DEL 23 DE JUNIO DE 2001

Editor
Hernando Tavera



Lima - Perú
2002

El Terremoto de la Región Sur de Perú del 23 de Junio de 2001: Aspectos Sismológicos

Hernando Tavera

*Henry Salas, César Jiménez, Yanet Antayhua, Efrain Fernández
Luis Vilcapoma, Jose Millones, Isabel Bernal, Yolanda Zamudio, Julia Carpio
Consuelo Agüero, Ivonne Pérez-Pacheco, Simeón Rodríguez y Hector Aleman*

Centro Nacional de Datos Geofísicos

Resumen

El 23 de Junio de 2001 a horas 15 y 33 minutos (hora local), la región Sur de Perú fue afectada por un terremoto de magnitud elevada ($ML=6.9$) que en algunos segundos produjo muerte y destrucción en los departamentos de Arequipa, Ayacucho, Moquegua y Tacna. Los primeros resultados indican que la intensidad máxima observada fue de VII-VIII en la escala de Mercalli Modificada (MM). Después de ocurrido el terremoto, siguió un gran número de réplicas que produjeron en superficie intensidades del orden de IV-V en la escala MM. En este informe se resumen las principales características del terremoto en relación con su fuente, tamaño, réplicas y área total de ruptura. El terremoto del 23 de Junio se constituye como el de mayor magnitud ocurrido en esta región después de 133 años.

Abstract

On June 23, 2001 at 15:33 (local time), southern Peru was shaken by an earthquake of large magnitude ($ML=6.9$) that in few seconds caused death and destruction in Arequipa, Ayacucho, Moquegua and Tacna city. The first results indicate that the maximum intensity observed was VII-VIII in the Modified Mercalli scale (MM). After of the earthquake, a large number of aftershocks produce in surface intensities in the order of IV-V in the MM scale. In this report, the main characteristics of the earthquake are summarized: source, size, aftershocks and total rupture area. The June 23 earthquake is the largest that has occurred in this region in the last 133 years.

Introducción

El día sábado 23 de Junio de 2001 y cerca de las 15 horas con 33 minutos (hora local), un terremoto de magnitud 6.9 en la escala de Richter afectó a los departamentos de Arequipa, Ayacucho, Moquegua y Tacna; además de las ciudades de Arica e Iquique en Chile y La Paz en Bolivia. El epicentro del terremoto fue localizado a 82 km al NW del Departamento de Arequipa y cerca de la línea de costa. Este terremoto tuvo características importantes entre las que se puede mencionar su gran duración debido a la complejidad de su registro que inicialmente podría evidenciar un proceso de ruptura muy heterogéneo, así como el modo de propagación de la energía que produjo el ondulamiento de la superficie y la generación de un tsunami de carácter netamente local. Este terremoto, de carácter superficial, produjo en las primeras 24 horas un total

Estimación del Tamaño del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001

Isabel Bernal

Centro Nacional de Datos Geofísicos

Resumen

En este trabajo se presenta los valores de magnitud calculados para el terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 a partir de los diversos procedimientos establecidos internacionalmente para estimar este parámetro a partir del uso de diferentes fases y tipos de registro de la señal sísmica. Los valores de magnitud fueron obtenidos por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y por el National Earthquake Information Center (NEIC). Los resultados sugieren que los valores de magnitud calculados utilizando datos regionales son menores que los obtenidos haciendo uso de registros en el campo lejano. Asimismo, la magnitud M_w obtenida del momento sísmico escalar es similar al estimado a partir de la altura máxima de la ola del tsunami generado por el terremoto de Arequipa.

Abstract

In this study is presented the different magnitude values calculated for the June 23, 2001 Arequipa earthquake based on several internationally established procedures to estimate this parameter from use of different phases and types of seismic signal records. The magnitude values were obtained by the Instituto Geofísico del Peru (IGP) and by the National Earthquake Information Center (NEIC). The results suggest that the magnitude values calculated using regional data are smaller than those obtained using the teleseismic records. Also, the M_w magnitude obtained from the scalar seismic moment and energy is similar to that estimated from the maximum height of the tsunami wave generated by the Arequipa earthquake.

Introducción

El último terremoto que afectó a toda la región Sur de Perú, ocurrió el 23 de Junio de 2001 y de acuerdo a su tamaño, este ha sido considerado como el mayor de los ocurridos en la última centuria en esta región. El terremoto produjo intensidades máximas del orden de VII-VIII (MM), siendo los departamentos de Arequipa, Ayacucho, Moquegua y Tacna en Perú, además de las ciudades de Arica e Iquique en Chile quienes soportaron los mayores efectos causados por el terremoto.

El tamaño del terremoto de Arequipa, en función de su magnitud, fue reportado por el Instituto Geofísico del Perú y diversas agencias internacionales con valores totalmente diferentes en virtud al uso de las diversas escalas existentes para expresar este parámetro. En general, la magnitud es calculada a partir de la amplitud máxima del

Análisis Espacial de las Réplicas del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 a partir de Datos de una Red Sísmica Local (Resultados Preliminares)

*Yanet Antayhua¹, Henry Salas¹, Isabel Bernal¹
Simeón Rodríguez¹, José Millones¹, César Jiménez¹, Ivonne Pérez-Pacheco¹
David Portugal², Adolfo Inza² y Yolanda Zamudio¹*

¹Centro Nacional de Datos Geofísicos

²Jefatura de Redes Geofísicas

Resumen

En el presente estudio se realiza el análisis y la evaluación de la distribución espacial de las réplicas del terremoto de Arequipa ocurridas entre el 28 de Junio y 19 de Julio de 2001. Estas réplicas fueron registradas por una red sísmica local compuesta por siete estaciones digitales de tipo reftek que funcionaron por un periodo de 40 días, tiempo durante el cual ocurrieron hasta tres réplicas con magnitudes M_w de 6.5, 6.8 y 7.5. Los resultados indican que el área total de ruptura asociado al terremoto de Arequipa fue de $370 \times 150 \text{ km}^2$ con el eje mayor paralelo a la línea de costa. La distribución de las réplicas, en profundidad, sugiere que la superficie involucrada en la ruptura presenta una inclinación de 27° . Asimismo, a partir del área de ruptura se estima un desplazamiento medio de 77 cm.

Abstract

This study analyses and evaluates the spatial distribution of the aftershocks of the Arequipa earthquake, which took place between June 28 and July 19, 2001. These aftershocks were recorded by a local seismic network of seven digital stations of the reftek type that worked for a period of 40 days, during which up to three aftershocks with M_w magnitudes of 6.5, 6.8 and 7.5 occurred. Results indicate that the total rupture area associated with the Arequipa earthquake was $370 \times 150 \text{ km}^2$, the principal axis being parallel to the coastline. The depth distribution of the aftershocks suggests that the surface involved in the rupture presents an inclination of 27° . Also, based on the rupture area, a displacement of 77 cm has been estimated.

Introducción

En Perú, la actividad sísmica es el resultado del proceso de convergencia entre la placa de Nazca y Sudamericana, presente de Norte a Sur, con una velocidad relativa del orden de 8 cm/año (DeMets, et al, 1990). Esta alta velocidad de convergencia permite que se produzca un fuerte acoplamiento entre las placas y se genere frecuentemente sismos de magnitud elevada a lo largo de su superficie de contacto y a diversos niveles de profundidad. Las características de esta sismicidad y en particular de la región sur, han sido estudiadas por Grange (1983), Schneider y Sacks (1987), Cahill e Isacks (1992) y Tavera y Buforn (1998). En la región Sur, a diferencia de las regiones Norte y Centro, la superficie de acoplamiento de las placas presenta una inclinación del orden de 25° - 30° continuo hasta una profundidad de 300 km aproximadamente; sin embargo, en todas las regiones la ocurrencia de grandes terremotos ha sido muy frecuente. Por lo

Grandes Terremotos y Areas de Ruptura en la Región Sur de Perú: Terremoto de Arequipa del 23/06/2001

Hernando Tavera e Isabel Bernal
Centro Nacional de Datos Geofísicos

Resumen

El 23 de junio de 2001, la región Sur de Perú fue afectada por un terremoto de magnitud 8.2Mw. Este terremoto ocurre después de 133 años de silencio sísmico y su área de ruptura cubre solamente el 75% del área fracturada por el terremoto ocurrido en esta misma región en 1868 (9.0Mw). Sin embargo, es posible que el terremoto del 23 de Junio sea el inicio de una nuevo periodo de ocurrencia de grandes terremotos en la región Sur de Perú y Norte de Chile. La ocurrencia de otros terremotos alrededor del área de ruptura de los terremotos de 1868 (Sur de Perú) y 1878 (Norte de Chile) a diferentes niveles de profundidad, sustentan esta hipótesis.

Abstract

On June 23, 2001, an earthquake of magnitude 8.2Mw affected southern Peru. This earthquake occurs after 133 years of seismic silence and its rupture area covers only 75% of the area fractured by the earthquake that took place in this same region in 1868 (9.0Mw). However, it is possible that the June 23 earthquake is just the beginning of a new period of great earthquakes in southern Peru and northern Chile. The occurrence of other earthquakes around the rupture area of the 1868 earthquake (south of Peru) and 1878 (north of Chile), at different depths, support this hypothesis.

Introducción

La sismotectónica del borde Oeste de Sudamérica y por ende del Perú, es dominada por la convergencia de las placas de Nazca y la Sudamericana, la misma que se realiza con una velocidad relativa del orden de 8 cm/año (DeMets et al., 1990). El reacomodo de las placas da origen a un proceso de compresión típico de fallas inversas y en la cual, la placa Sudamericana se remonta por encima de la placa de Nazca con un ángulo de inclinación que varía entre 25° a 30° y buzamiento en promedio en dirección NE. Este proceso es denominado como Subducción. La fricción que se produce en la interface de ambas placas, es el origen de todos los terremotos de magnitud elevada que ocurren frente a la costa de Perú, siendo los mas recientes los de 1966 (Mw=8.1), 1974 (Mw=8.1) y 1996 (Mw=7.7). Otros terremotos se han producido por la deformación interna de la placa de Nazca a niveles superficiales como el de Mayo de 1970 (Mw=7.9) y deformación interna a niveles intermedios como los ocurridos el Octubre de 1988 (6.0Mw) y Abril de 1999 (6.2Mw).

Educación y Prevención

Isabel Bernal
Centro Nacional de Datos Geofísicos

Introducción

Desastre y tragedia en el sur de Perú.

¡...TERREMOTO...!

*Cuarenta muertos en Arequipa, Moquegua y Tacna
Mas de 300 heridos en emergencia de hospitales
Número de víctimas puede ser mayor por destrucción de poblados enteros
Cuarenta réplicas del sismo mantienen a la población en zozobra
Fueron 90 interminables segundos de terror y pesadilla*

Diario La Razón (Domingo 24 de Junio de 2001)

Noticias como la descrita anteriormente, nos llena de asombro e impotencia al no poder hacer nada ante la ocurrencia de este tipo de desastres. El avance de la ciencia, en términos de predicción, no ha dado los frutos que se esperaba debido principalmente a la complejidad del problema; sin embargo, en la actualidad se conoce mucho más de terremotos que años anteriores. Asimismo, el desarrollo de nuevos métodos y el avance en la sismometría a ayudado a comprender mejor a este tipo de fenómeno, pero aún la información con la que se cuenta es poca y requiere de mayores esfuerzos.

De todos los métodos utilizados en predicción, el que proporciona información confiable se le conoce como “Predicción Tectónica” y aunque no permite conocer la fecha de ocurrencia de un terremoto, si indica el lugar donde ocurrirá y su posible tamaño. Esta información es mas que suficiente para tomar conciencia y desarrollar campañas de prevención y mitigación del peligro en todo el sentido de la palabra. Es importante considerar que cuando ocurre un desastre, las personas que sobreviven al mismo no serán las más inteligentes, ni las más fuertes o las más jóvenes, sino que solo se salvaran aquellas que han sido preparadas para enfrentar a este peligro y a los desastres que ellos ocasionan.



INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU
Dirección de Asuntos Académicos

**COMPENDIO DE TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN
REALIZADOS POR ESTUDIANTES
DURANTE EL AÑO 2001**

Volumen 3

Editor
Hernando Tavera

Lima - Perú
Enero 2002

PROPUESTA DE OPTIMIZACIÓN DE LA RED SÍSMICA NACIONAL INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

ISABEL BERNAL ESQUIA

Ingeniero en Geofísica

Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología

ibernal@axil.igp.gob.pe

INTRODUCCIÓN

Para el monitoreo de la sismicidad de una 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, al margen de la complejidad que pudieran presentar. En general, una red sísmica está constituida por un conjunto de estaciones que de acuerdo a las dimensiones del área de estudio pueden ser denominadas como red local, regional o mundial. La red sísmica local, considera estaciones distribuidas en áreas pequeñas, en donde la distancia entre estaciones es muy corta y la transmisión de la data es generalmente directa al centro de adquisición. La finalidad de estas redes es obtener información microsísmica. La red sísmica regional considera áreas mayores; por lo tanto, la distancia entre estaciones es mayor y la transmisión de la data se realiza por telemetría, línea telefónica o satélite. La finalidad de estas redes es principalmente el monitoreo sísmico regional, como parte de los objetivos de las redes sísmicas de cada país. Finalmente, la red mundial está constituida por estaciones distribuidas en el mundo a distancias telesísmicas (10° aproximadamente) y la transmisión de la data se realiza por satélite, siendo su principal objetivo el monitorear la actividad sísmica a escala mundial. Cabe mencionar, que la capacidad de registros de cada red dependerá del área a monitorear, del tipo de instrumental y del umbral mínimo de magnitud de los sismos que se desee registrar.

La Red Sísmica de Perú es de tipo regional, siendo la primera estación

instalada en 1907 en la ciudad de Lima y posteriormente, en 1931 en Huancayo equipada con 6 sismómetros (3 de periodo corto y 3 de periodo largo) y en 1962, estaciones similares se instalaron en Ñaña (Lima) y Arequipa (Tavera, 2001). Estas estaciones fueron integradas a la Red Sísmica Mundial "World Wide Seismological Standard Network". En general, se puede considerar que la Red Sísmica Nacional (RSN) tuvo sus inicios en la década de los 80', fecha en que estuvo constituida por 20 estaciones de periodo corto instaladas cerca de la costa en las regiones Norte y Centro de Perú. A partir del año 1996, la RSN inicia su implementación con estaciones de banda ancha y actualmente está conformada por 31 estaciones; de las cuales, 20 son de periodo corto con transmisión de datos por telemetría; mientras que, las 11 restantes son de banda ancha con acceso remoto vía interrogación telefónica.

Sin embargo, la actual distribución geométrica de las estaciones que integran la RSN no permite disponer de una cobertura azimutal aceptable sobre las zonas de mayor potencial sísmico, de ahí que sea posible que algunas áreas sean consideradas como asísmicas. Asimismo, el acceso a las estaciones de banda ancha frecuentemente se realiza por telefonía celular, siendo únicamente la data de las estaciones de periodo corto las que llegan en tiempo real a la central de registro. Evidentemente, estos problemas no permiten conocer en detalle las características de la sismicidad netamente local, además de los problemas adherentes a la disponibilidad inmediata de los datos para localizar los sismos. En el presente estudio se aplica una metodología para optimizar la distribución geométrica de la Red Sísmica de acuerdo a la experiencia

The Arequipa (Peru) earthquake of June 23, 2001

H. Tavera¹, E. Buforn², I. Bernal¹, Y. Antayhua¹ & L. Vilacapoma¹

¹Centro Nacional de Datos – Sismología, Instituto Geofísica del Perú, Peru; ²Dpto de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense, Madrid, Spain

Received 28 September 2001; accepted in revised form 2 November 2001

Key words: Arequipa earthquake, focal mechanism, intensity, tsunami

Abstract

The Arequipa earthquake of 23 June 2001 has been the largest earthquake ($M_w = 8.3$) occurred in the last century in southern Peru with a maximum intensity of VIII (MM scale). Focal mechanisms of main shock and three larger aftershocks have been studied, showing thrusting solutions for main shock and two aftershocks and normal motion for the event of July, 5. The rupture area has been obtained from distribution of aftershocks. The occurrence of the Arequipa earthquake is related with the convergence process between the Nazca and South America plates.

Introduction

On June 23, 2001 a catastrophic earthquake ($M_w = 8.3$) occurred at 20h 33m 14.2s off the southern coast of Peru, 82 km at NW of Ocoña city, in the Arequipa department. The epicenter was located at 16.20° S, 73.75° W, with focal depth of 38 km (Instituto Geofísico de Peru, IGP). Over 74 people were killed and 2.689 injured, with more than 80 villages severely damaged in the departments of Arequipa, Moquegua and Tacna (Peru) and Arica and Iquique (Chile) (Figure 1). About 217400 persons suffered the effects by the earthquake. More than 35000 houses were damaged and 17580 totally destroyed. The earthquake was followed by a local tsunami with wave height of 8–10 m in Camana city, that killed 23 people and a total of 64 persons missing. This earthquake is related to the subduction of the Nazca plate under the South America plate, with a convergence velocity of 8–10 cm/yr (Minster and Jordan, 1978). This convergence process has also caused the large earthquakes ($M > 7$) in the central and southern regions of Peru in 1746, 1868, 1940, 1942, 1966, 1974 and 1996. The Arequipa earthquake is located 250 km SE of the 1996 earthquake (November 12, $M_w = 7.7$) and at the northern border of the fault associated with the large earthquake of 1868 ($M_w = 9.0$), which generated a tsunami with maximum height tides of 16 m.

The southern region of Peru is shaken frequently by large earthquakes located between the Peru-Chilean Trench and the coast, many of which also generate tsunamis. Focal mechanisms of these earthquakes generally correspond to reverse motions with nodal planes oriented in a NNW-SSE direction and a near horizontal plane dipping to the east, that corresponds to the subducted plate (Tavera and Buforn, 2001).

Isoseismal map

The intensity map for the Arequipa earthquake (Figure 1) has been compiled using information from more than 60 towns. The isoseismal lines show an elliptical distribution. A maximum intensity of VIII (MM scale) was reached in the cities of Ocoña, Camana and Mollendo. The isoseismal IV has the major axis of 1150 km oriented in a NW-SE direction parallel to the coast. In Arequipa city many churches and historical monuments have been severely damaged, in the rest of the Arequipa, Moquegua and Tacna departments, major damage correspond to old adobe and 'quinche' buildings. On the Panamericana Sur road (the main road in this area), several cracks developed, oriented parallel to the coast and several landslides occurred. Similar effects were observed in the cities of Arica

ANÁLISIS DE LOS PROCESOS DE RUPTURA DE LOS SISMOS OCURRIDOS EN 1990 Y 1991 EN EL VALLE DEL ALTO MAYO (MOYOBAMBA-PERÚ)

Hernando TAVERA¹, Elisa BUFORN², Isabel BERNAL¹ & Yanet ANTAYHUA¹

¹Instituto Geofísico del Perú, Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología

²Departamento de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid

E-mail: htavera@geo.igp.gob.pe

RESUMEN

El proceso de ruptura de los sismos ocurridos el 30 de mayo de 1990 y 4,5 de abril de 1991 en el Valle del Alto Mayo (VAM) es analizado, a fin de conocer las características de la importante deformación superficial que se produce en esta zona. El VAM se ubica en la Zona Subandina de la región Norte de Perú y es la fuente sismogénica continental de mayor importancia por su alto índice de sismicidad y deformación. Los parámetros focales de los sismos son obtenidos a partir de la polaridad de la onda P y modelado de ondas de volumen a distancias teleseísmicas (registros sísmicos de banda ancha). Los resultados muestran mecanismos focales de tipo inverso con planos nodales, en promedio, orientados en dirección paralela a la Cordillera Andina y ejes de presión (P) orientados en dirección NE-SW y NW-SE que sugieren la presencia de procesos complejos de deformación asociados probablemente a la curvatura de la Cordillera Andina a la latitud de 6°S (deflexión de Cajamarca) y a la subsidencia del Escudo Brasileño. Los registros de estos sismos son complejos y su modelado ha permitido definir la presencia de funciones temporales para la fuente sísmica (STF) que se caracterizan por presentar una serie de dos y tres pulsos asociados a igual número de rupturas aleatorias en períodos de tiempo menores a 10 segundos. El sismo del 5 de abril, fue generado por dos rupturas importantes sobre el mismo plano de falla, pero con diferente ángulo de deslizamiento. Los focos sísmicos se distribuyen, en profundidad, sobre una línea con pendiente de 35° hacia el Oeste y que tiende a ser horizontal si la profundidad de los sismos aumenta. Esta característica permite configurar la geometría de una falla de tipo listrica, propuesto por muchos autores para explicar el estilo de deformación en la Zona Subandina. Finalmente, se presenta un modelo sismotectónico que explicará el origen de los sismos que se producen en esta zona debido a la subsidencia del Escudo Brasileño bajo la Cordillera Oriental.

ABSTRACT.- ANALYSIS OF RUPTURE PROCESSES DURING THE 1990 AND 1991 EARTHQUAKES OCCURRED IN VALLE DEL ALTO MAYO (MOYOBAMBA, PERU.)

The rupture processes of 30 May of 1990 and 4-5 April of 1991 earthquakes in the "Valle Alto Mayo" (VAM) are analyzed in order to know characteristics of the important superficial deformation in this zone. The VAM is located in Subandean zone of northern Peru and is a seismogenic continental source of greater importance, due to its high seismicity and deformation. The focal parameters of the earthquakes are obtained from P-wave polarity and body wave inversion to teleseismic distances (broad band seismic records). The results show inverse focal mechanisms with nodal planes, oriented roughly parallel to the Andean Cordillera, and pressure axes (P) oriented in NE-SW and NW-SE directions. This distribution suggests a complex process of deformation associated probably with the curvature of Andean Cordillera in latitude 6°S (Cajamarca deflexion) and with underthrusting of Brazilian shield under the Andean Cordillera. The records of these earthquakes are complex and body wave inversion has permitted to define their source time function (STF) that are characterized by series of two and three pulses associated with equal number of random ruptures in periods of time less than 10 seconds. The April 5 earthquake was generated by two important ruptures on the same fault plane, but with different slip angle. The seismic foci are distributed, in-depth, on a line dipping 35° westward and tending to be horizontal at increasing depths. This characteristic permits to configure the geometry of a thrust fault type proposed by many authors to explain the deformation style in Subandean Zone. Finally, we present a seismotectonic model that would explain the origin of the earthquakes that are produced in this zone due to the underthrusting of the Brazilian Shield under the Cordillera Oriental.

INTRODUCCION

En Perú, el borde Este de la Cordillera Andina es conocida como "Zona Subandina" y se constituye de

Norte a Sur, como una banda estrecha sísmica y tectónicamente activa, la misma que controla el alto grado de deformación actual en esta zona. Desde el punto de vista tectónico, la zona Subandina es la principal fuente

EVALUACION DE LA SISMICIDAD Y DISTRIBUCION DE LA ENERGIA SISMICA EN PERU

Isabel BERNAL, Hernando TAVERA & Yanet ANTAYHUA

Centro Nacional de Datos Geofísicos. Instituto Geofísico del Perú. E-mail: Ibernal@axil.igp.gob.pe

RESUMEN

En este estudio se hace uso de una base de datos sísmicos extraída de los catálogos de Engdahl (período 1964-1995) y del Instituto Geofísico del Perú (año 1996) para analizar las características de la distribución espacial de los sismos y su relación con el proceso de subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana ($m_b \geq 5.0$). Asimismo, se evalúa y cuantifica los niveles máximos de energía liberada por los sismos ocurridos a diferentes rangos de profundidad. Los resultados muestran la existencia de tres fuentes sismogénicas que dan origen a los sismos de foco superficial, intermedio y profundo. Los sismos asociados al contacto de placas y deformación de la placa oceánica, han permitido configurar la geometría del proceso de subducción, llegando a verificarse la presencia de dos modos de subducción, una denominada subhorizontal y otra normal, ambas sugeridas por diversos autores (Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998; Tavera y Buforn, 2001). Asimismo, los datos sugieren que a la latitud $10^\circ S$, a una distancia de 700 km desde la fosa y a profundidades de 120-150 km, la placa de Nazca estaría soportando un proceso de doblamiento debido a fuerzas derivadas de su mismo peso. La distribución de las curvas de iso-energía coincide con la geometría de las fuentes sismogénicas, siendo los valores máximos de energía sísmica liberada debido a la ocurrencia de sismos de magnitud elevada. La evaluación del número de sismos y sus respectivos porcentajes de energía, sugieren que la frecuencia sísmica y la cantidad de energía sísmica liberada dependen de la magnitud de los sismos.

ABSTRACT.- ASSESSMENT ON THE SEISMICITY AND SEISMIC ENERGY DISTRIBUTION IN PERU

Seismic data from the Engdahl (period 1964-1995) and the Geophysical Institute of the Peru (year 1996) catalogues, have been used to analyze the spatial distribution of earthquakes and their relationship with the subduction process between the Nazca and the South American plates ($m_b \geq 5.0$). Also, the maximum strain release values of the earthquakes occurred at different depth ranges are evaluated and quantified. The results show the existence of three seismic sources that give origin to the shallow, intermediate and deep seismicity. The earthquakes associated to the contact of plates and oceanic plate deformation have allowed to characterize the subduction process, verifying the presence of two subduction types, subhorizontal and normal, both proposed by Cahill and Isacks (1992), Tavera and Buforn (1998) and Tavera and Buforn (2001). These data also suggest that by $10^\circ S$ and depths of 120-150 km, the Nazca plate is developing a bending process due to stress derived from his own weight. The distribution of the strain release curves coincides with the seismogenic sources geometry. The evaluation of the earthquake number and their respective percentages of energy suggest that seismic frequency and the quantity of strain release depend of the earthquake magnitude.

INTRODUCCIÓN

Desde mediados del siglo pasado, existe suficiente evidencia para asegurar la presencia de una litósfera conformada por una docena de placas rígidas cuyos espesores pueden alcanzar hasta 70 km en algunas zonas. Cada una de estas placas, con diferentes características físicas y químicas, se encuentran en constante movimiento dando origen a diversos procesos tectónicos como la formación de nueva corteza en los fondos oceánicos y la pérdida de la misma en las zonas de subducción (Barazangi y Isacks, 1976; Gubbins, 1996). Una zona típica de subducción, es la conformada por la interacción de la placa de Nazca y la placa Sudamericana, la misma que afecta directamente al borde oeste de Sudamérica. En este proceso, conforme la placa de Nazca

(litósfera oceánica) subduce debajo de la Sudamericana (litósfera continental) genera un gran número de sismos de diversas magnitudes a diferentes profundidades. En éstas condiciones, los sismos que ocurren en Perú tendrían su origen en el proceso de subducción de placas, siendo éste la principal fuente sismogénica causante de la ocurrencia de un gran número de sismos de magnitud elevada. Muchos de los sismos ocurridos en Perú han producido un alto grado de destrucción y mortalidad en las ciudades que se distribuyen, de Norte a Sur, cerca de la línea de costa. La distribución y ocurrencia poco frecuente de sismos en el interior del continente permite identificar la presencia de una segunda fuente sismogénica con sismos de magnitud menor, pero que al ser más superficiales, son tan dañinos como los debidos al proceso de subducción. Las características generales de esta

ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN SABANCAYA (AREQUIPA)

Yanet ANTAYHUA, Hernando TAVERA, Isabel BERNAL

Centro Nacional de Datos Geofísicos. Instituto Geofísico del Perú. E-mail: yanet@axil.igp.gob.pe

RESUMEN

El volcán Sabancaya forma parte del gran Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca y se ubica a 30 km al SW de la localidad de Chivay y a 80 km de la ciudad de Arequipa. Este volcán entra en reactivación en 1986 después de 200 años con intensa actividad fumarólica acompañado de importante actividad sísmica. En abril de 1990, el Instituto Geofísico del Perú instala seis estaciones sísmicas temporales alrededor del volcán Sabancaya que funcionaron de manera irregular hasta 1993, fecha en la cual se instala la Red Sísmica Telemétrica (RSTS) compuesta por 3 estaciones de período corto y que estuvo operativa hasta finales de 1995. La RSTS registró 212 sismos de tipo tectónico, los mismos que se distribuyen sobre fallas y lineamientos presentes en el área de Pampa Sepina ubicada a 5 km en dirección NE del volcán Sabancaya. Los sismos presentan magnitudes ML menores a 3.0 y profundidades máximas de 24 km. La información geológica, las observaciones visuales del proceso eruptivo del volcán y las características de la sísmicidad, sugieren que la cámara magmática del volcán Sabancaya habría sido de menor volumen y que la deformación superficial presente en Pampa Sepina asociada a la importante actividad sísmica registrada entre 1993 y 1995, tendría su origen en los esfuerzos resultantes de la presión que ejerció el magma sobre las capas superficiales durante su propagación antes de llegar a la cámara magmática. Durante el período de funcionamiento de la RSTS, no se registró sismos tectónicos con posible origen en el interior del cono volcánico.

ABSTRACT.- ANALYSIS OF THE SEISMIC ACTIVITY IN THE SABANCAYA VOLCANO REGION (AREQUIPA)

The Sabancaya volcano is a part of Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca volcanic complex, and is located at 30 km from Chivay town and 80 km from Arequipa City. This volcano started an important eruptive activity in 1986 with intensive fumarolic emissions and noteworthy seismic activity. In April 90, the Geophysical Institute of the Peru installed six temporary seismic stations around Sabancaya volcano that was irregularly operated until 1993. Then the IGP installed a Seismic Telemetry Network (RSTS) composed by 3 stations of short period seismometers (SS-1), deployed around Sabancaya volcano. The RSTS was operating during the period 1993 to 1995 and recorded 212 tectonic earthquakes. All these events are analyzed in this study. The earthquakes spatial distribution shows localization on faults and alignments sited in Pampa Sepina, located at 5 km in NE direction from Sabancaya volcano. The earthquakes have ML magnitude < 3.0 and maximum depth of 24 km. Geological information, visual observations of the volcano's eruptive process, and the seismic characteristics, suggests that the magmatic chamber of Sabancaya volcano had a small volume. The superficial deformation in Pampa Sepina is associated to an important seismic activity that would be originated by the stress generated by magma during its ascend to the magmatic chamber. During the period of operation of the RSTS was not registered any tectonic seismicity originated in the interior of the volcanic cone.

INTRODUCCIÓN

Los volcanes en la región Sur de Perú forman parte del extremo Norte de la denominada Zona Volcánica de los Andes Centrales (Francis y Silva, 1990) y considera la presencia de hasta 12 volcanes activos, siendo el volcán Sabancaya el de más reciente actividad caracterizada por la emisión de fumarolas acompañadas de importante actividad sísmica durante un período de 10 años (1986-1995). Durante el proceso eruptivo del volcán, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) realizó una serie de misiones cortas de 2 a 3 días con el objeto de realizar observaciones in situ y así identificar la existencia de posibles patrones

geofísicos que permitan evaluar y analizar su comportamiento y evolución. La primera misión, aérea y terrestre, fue realizada el 24 de Junio de 1988 con la participación de investigadores del Servicio Geológico de los EE.UU., Escuela Politécnica de Ecuador, Laboratorio de Teledetección de la Universidad de Paris, Ministerio de Medio Ambiente-Delegación de Riesgos Mayores de Francia, Defensa Civil, Universidad Nacional de San Agustín (Arequipa) y el Instituto Geofísico del Perú (IGP). Esta misión, permitió observar el cráter del volcán, evaluar los puntos de emanación de gases y la presencia de fracturas abiertas sobre la misma. Posteriormente, en Agosto de 1988 y Mayo de 1989 se realizan otras misiones

ANÁLISIS Y EVALUACIÓN DEL SISMO DE CALACOA (OMATE-MOQUEGUA) DEL 6 DE MAYO DE 1999 (MW=4.0)

Victor AGUILAR¹, Hernando TAVERA², Isabel BERNAL³, Héctor PALZA¹ & Roberto KOSAKA³

¹ Instituto Geofísico de la Universidad Nacional San Agustín de Arequipa

² CNMIG, Simulador del Instituto Geológico del Perú

E-mail: voguier@iec-rev.com; pavent@geo-igp-pob.pe

RESUMEN

En este estudio se analiza y evalúa los parámetros hipocentrales del "Sismo de Calacoa" ocurrido el 6 de Mayo de 1999 (MW=4.0), sus características y los efectos del mismo. La información a utilizarse proviene de una red sísmica temporal compuesta por tres estaciones portátiles del Instituto Geofísico de la UNSA (IGUNSA) y cuatro digitales de la Red Sísmica Nacional (RSN) a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP). El sismo de Calacoa ha sido localizado a 7 km al NE de la localidad del mismo nombre y sobre la proyección en esa dirección, de la falla de Calacoa. El foco del sismo presenta una profundidad de 6.5 km y una magnitud de 4.0 Mw. La intensidad máxima de IV-V ha sido evaluada en las localidades de Calacoa, Cuchumbaya, Bellavista y Quebaya. A partir del análisis espectral se ha obtenido un momento sísmico escalar de 2×10^{22} dina-cm y un radio de fractura de 1000 metros. La distribución espacial y en profundidad del sismo de Calacoa y de algunas réplicas, sugiere un área de ruptura de 8x13 km; sin embargo, no se ha observado en superficie ninguna traza de falla. El sismo de Calacoa y sus réplicas, navarcan su origen en los procesos de deformación superficial del tipo extensivo, los mismos que frecuentemente se producen en las zonas altas de la Cordillera Andina.

ABSTRACT.- ANALYSIS AND ASSESSMENT OF THE CALACOA EARTHQUAKE (OMATE, MOQUEGUA) OF MAY 6th, 1999 (MW=4.0)

In this study we analyze and evaluate the focal parameters of the "Calacoa Earthquake" occurred on May 6th, 1999 (MW=4.0), their characteristics and effects. The information comes from a temporary seismic network composed by three portable stations of the Geophysical Institute of the UNSA (IGUNSA) and four digital stations of the National Seismic Network (RSN) Geophysical Institute of the Peru (IGP). The Calacoa Earthquake has been localized 7 km to the NE of the locality of the same name and on the projection, in that direction of the Calacoa fault. The hypocenter had a depth of 6.5 km and a magnitude of 4.0 Mw. A maximum intensity of IV-V occurred in the localities of Calacoa, Cuchumbaya, Bellavista and Quebaya. From spectral analysis, we obtained a seismic moment of 2×10^{22} dina-cm and a fracture radius of 1000 meters. The space and depth position the Calacoa earthquake and of some aftershocks suggests a rupture area of 8x13 km, however, no evidence of fault has been observed in surface. The Calacoa earthquake and its aftershocks had their origin in the shallow deformation processes of the extensive type that are frequently produced in the high zones of the Andean Cordillera.

INTRODUCCION

La actividad sísmica de Perú tiene su origen en el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, presente de Norte a Sur en su borde Oeste, con una velocidad relativa del orden 8-10 cm/año (Münster y Jordan, 1978). Como resultado de este proceso continuo, en el continente se ha formado la Cordillera Andina en diferentes etapas orogénicas. La alta velocidad de acoplamiento existente entre estas dos placas, puede ser evaluada si se cuantifica la ocurrencia frecuente de sismos de magnitud elevada a lo largo de su contacto (en la fosa y la línea de costa) y en el interior del continente, aunque la periodicidad y tamaño de estos últimos, sea menor a los primeros.

En la región Sur de Perú, la Cordillera Andina presenta una altura del orden de 5,000 m y un ancho de aproximadamente 450 km. Según su geomorfología, esta región puede ser dividida en cinco unidades paralelas a la cordillera (Mégard, 1978; Suárez et al., 1983; Tavera y Buforn, 1996): la zona costera, la Cordillera Occidental, el Altiplano, la Cordillera Oriental y la Zona Subandina. Esta morfología controla el alto índice de sismicidad, presente a diferentes niveles de profundidad y cuyas características principales han sido analizadas y discutidas anteriormente por diversos autores (Stauder, 1975; Barzaghi y Isacks, 1976; Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1996; Aguilar et al., 2000; Tavera y Buforn, 2001).

La sismicidad relacionada directamente con la



INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU



EVALUACION DE LA VULNERABILIDAD DE LA PRESA ANTACOTO Y ZONA DE MARCAPOMACOCHA A PARTIR DEL MONITOREO DE LA ACTIVIDAD SISMICA LOCAL

INFORME FINAL PRESENTADO A SEDAPAL

Elaborado por: Hernando Tavera, Isabel Bernal

LIMA, DICIEMBRE DE 2001

MECANISMO FOCAL DE LOS TERREMOTOS DE AREQUIPA DEL 8 DE OCTUBRE DE 1998 (MW=6.0) Y 3 DE ABRIL DE 1999 (MW=6.5)

Hernando TAVERA, Efraín FERNÁNDEZ, Henry SALAS,
Yanet ANTAYHUA y Isabel BERNAL

*Instituto Geofísico del Perú. Cf. Calatrava 216, Urb. Camino Real – La Molina, Lima – Perú.
Email: jtavera@geo.igp.gob.pe*

RESUMEN

En este estudio se presenta los parámetros focales de los dos últimos terremotos ocurridos en la región sur de Perú y que afectaron al departamento de Arequipa: terremoto del 8 de Octubre de 1998 (Mw=6.0) y 3 de Abril de 1999 (Mw=6.6). Los parámetros hipocentrales fueron calculados utilizando información de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú. La profundidad del foco y la orientación de la fuente fue calculada a partir de la diferencia TpP-TP y de la distribución de la polaridad de la onda P a distancias $\Delta > 10^\circ$. El análisis espectral de ondas de volumen es utilizado para estimar el momento sísmico escalar y el radio de fractura de los terremotos. Los resultados muestran que los terremotos de Arequipa ocurrieron a diferentes niveles de profundidad (137 y 92 km) y debido a su magnitud afectaron en superficie, áreas de diferente dimensión. El mecanismo focal de ambos terremotos presenta ejes de tensión horizontal orientado en dirección NE-SW a NNE-SSW paralelo a la dirección de convergencia de placas en esta región. El proceso de ruptura del terremoto de Octubre fue simple y tuvo una duración de 2.5 segundos; mientras que el terremoto de Abril fue complejo y de mayor duración (8.5 segundos). Para el terremoto de Octubre de 1998, se han estimado un momento sísmico escalar de 1.1×10^{25} dina-cm con un radio de fractura de 4.3 km y para el terremoto de Abril de 1999 de 8.9×10^{25} dina-cm y un radio de fractura de 9.4 km. Estos dos terremotos, están asociados al proceso de subducción en la zona sur de Perú y han sido generados por fuerzas de tensión que actúan en el interior de la corteza oceánica a diferentes niveles de profundidad.

ABSTRACT

This paper deals with the focal parameters of two earthquakes that affected Arequipa (south Peru) in October 8th, 1998 (Mw=6.0) and April 3rd 1999 (Mw=6.6). Hypocentral parameters were calculated using data from the Geophysical Institute of the Peru National Seismic Network. Focal depth and source orientation were calculated using TpP-TP values and P-wave polarities at distances $\Delta > 10^\circ$. Spectral analysis of body waves was used to estimate the seismic moment and the fracture radius for each earthquake. Our results show that earthquakes occurred at different depths (137 and 92 km) and that they affected areas of different extension related to their magnitude. Focal mechanism for both earthquakes shows horizontal tensional axis trending NE-SW to NNE-SSW what is roughly parallel to the convergence direction. The rupture process of the October earthquake was simple and lasted 2.5 seconds, while the April one was more complex and lasted 8.5 seconds. The seismic moment for the October earthquake is estimated in 1.1×10^{25} dyne-cm with a fracture radius of 4.3 km, instead, the April earthquake gives 8.9×10^{25} dyne-cm and a fracture radius of 9.4 km. Both earthquakes are associated to the subduction process in southern Peru, and have been generated by tensional strengths acting within the subducted oceanic crust at different depths.



INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU
Dirección de Asuntos Académicos

**COMPENDIO DE TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN
REALIZADOS POR ESTUDIANTES
DURANTE EL AÑO 1999**

Volumen 1

Editor
Hernando Tavera

Lima - Perú
Enero 2000

CARACTERISTICAS DE LA SISMICIDAD EN LA REGIÓN SUR DE PERÚ

ISABEL BERNAL ESQUIA
Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología
Ibernal@axil.igp.gob.pe

RESUMEN

En el presente estudio se describe las principales características de la sismicidad y sismotectónica de la región Sur de Perú. La distribución de la sismicidad en espacio y en profundidad es analizada en detalle a fin de identificar patrones de sismicidad. Para tal objetivo, se ha utilizado datos sísmicos contenidos en el catálogo del Nacional Earthquake Information Center (NEIC) complementado con información del catálogo del Instituto Geofísico del Perú, periodo 1970-1995. Los sismos considerados en el análisis presentan magnitudes $m_b \geq 4.0$. Así mismo, se realiza la descripción de las características tectónicas y de los principales sistemas de fallas activas presentes en la región Sur de Perú. Los resultados obtenidos permiten identificar las zonas de mayor potencial sísmico en superficie y en profundidad, configurar la geometría del proceso de subducción en esta región.

INTRODUCCION

La continua evolución de la Tierra, se observa en la producción de nueva Litosfera en los fondos oceánicos y la pérdida de la misma en las zonas de subducción. El nuevo material formado dentro de las placas, permite que estas se movilicen a una velocidad de 7 a 10 cm/año (expansión del fondo oceánico). En las zonas de colisión de placas, una de ellas se introduce bajo la otra, permitiendo que el material litosférico vuelva al interior de la Tierra (Tavera, 1993).

El borde Occidental de América del Sur es una típica zona de colisión de placas y de los bordes de placa, el más activo desde el punto de vista sismológico. El Perú forma parte de ella y su actividad sísmica más importante esta asociada al proceso de subducción de la placa Nazca (oceánica) bajo la placa Sudamericana (continental), generando terremotos de magnitud elevada a diferentes rangos de profundidad. Algunas veces estos terremotos tienen efectos destructivos en superficie y producen daños importantes a lo largo de la costa Peruana. Un segundo tipo de actividad sísmica, es producido por las deformaciones corticales que se producen a lo largo de la Cordillera Andina, generando

terremotos menores en magnitud y frecuencia.

La distribución de la sismicidad en Perú, ha sido tema de muchos estudios geofísicos a fin de determinar la geometría de la subducción haciendo uso de diferentes tipos de información (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976, 1979; James, 1978; Hasegawa y Isacks, 1981; Rodríguez y Tavera, 1991; Tavera y Buforn, 1998; Tavera 1998). Así mismo, otros autores han delineado las zonas de mayor deformación superficial en el interior del continente (Megárd y Philip, 1976; Dorbath et al., 1986, 1990, 1991; Suárez et al., 1982; Grange, 1984; Tavera y Buforn, 1998; Tavera, 1998).

En Perú, la distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, ha permitido configurar la geometría del proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental. Una característica importante de esta geometría, es que cambia su forma al pasar de una subducción de tipo horizontal (region Norte y Centro) a una de tipo normal (región sur) a la altura de la latitud de 14°S . Este cambio en el modo de la subducción llevó a Barazangi y Isacks (1976) postular la hipótesis de que la litósfera oceánica se rompía; sin embargo, estudios posteriores