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



### ÁREAS PROBABLES DE RUPTURA SÍSMICA EN EL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ, A PARTIR DE LA VARIACIÓN DEL PARÁMETRO "b"

Tesis Presentada por el Bachiller en Ciencias Geofísicas:

### **Cristobal Condori Quispe**

Para optar el Titulo Profesional de INGENIERO GEOFÍSICO

AREQUIPA - PERÚ

Dedicada a toda

# Mi Familia

Quienes me apoyaron en mi formación profesional

Los amo mucho.

# ÍNDICE

#### RESUMEN

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	
1.1 ÁREA DE ESTUDIO	4
1.2 OBJETIVOS	6
1.3 TRABAJOS ANTERIORES	6
CAPÍTULO II: CONTEXTO GEODINÁMICO DEL PERÚ	
2.1 PRINCIPALES RASGOS TECTÓNICOS	8
2.1.1 Dorsal de Nazca	8
2.1.2 La Fractura de Mendaña	11
2.1.3 La Fosa Marina	11
2.1.4 La Cordillera Andina	11
2.1.5 La Cadena Volcánica	12
2.1.6 Los Sistemas de Fallas	12
2.2 ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA	13
2.2.1 La Cordillera Costanera	13
2.2.2 La Zona Costera	13
2.2.3 La Cordillera Occidental	14
2.2.4 Zona Intercordillerana	14
2.2.5 La Cordillera oriental	16
2.2.6 Zona Subandina	16
2.2.7 Llanura Amazónica	16
CAPÍTULO III: CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA SISMICIDA	D EN
EL PERÚ	
3.1 PERIODO HISTÓRICO	20
3.2 PERIODO INSTRUMENTAL	23

3.3	DISTRIBUCIÓN ESPACIAL	27
	3.3.1 Sismicidad con foco Superficial	27

3.3.2 Sismicidad con foco Intermedio	28
3.3.3 Sismicidad con foco Profundo	28
3.4 PERFILES SÍSMICOS	28
3.4.1 Región Norte	29
3.4.2 Región Centro	29
3.4.3 Región Sur	29
3.5 GEOMETRÍA DE LA SUBDUCCIÓN	31
3.6 DISTRIBUCIÓN DE ÁREAS DE RUPTURA	35
CAPÍTULO IV: MODELOS DE PROCESOS DE RUPTURA	
4.1 MODELO DE FUENTE SISMICA	41
4.1.1 MODELO DE BARRERAS	41
4.1.2 MODELO DE ASPEREZAS	42
CAPÍTULO V: METODOLOGÍA PARA EL CÁLCULO DEL PARAMET	RO ''b''
5.1 DISTRIBUCIÓN FRECUENCIA-MAGNITUD	47
5.1.1 Los Parámetros "a" y "b"	50
5.1.1.1 El Parámetro "a"	50
5.1.1.2 El Parámetro "b"	50
5.2 ASPEREZAS Y VALORES MÍNIMOS DEL PARAMETRO "b"	53
5.3 VARIACIONES DEL PARÁMETRO "b"	54
5.4 MÉTODOS PARA EL CALCULO DE "a" y "b"	56
5.4.1 Método de Mínimos Cuadrados	56
5.4.2 Método de Máximo Verosimilitud	57
5.5 METODOLOGIA PARA EL CALCULO DE "a" y "b"	59
5.6 PERIODOS DE RECURRENCIA	62
5.7 PROBABILIDAD DE RECURRENCIA	64
5.8 APLICACIONES DEL PARÁMETRO "b"	65
5.8.1 Estudios en las Zonas de Subducción	66
5.8.1.1 Zona de Subducción de México	66
5.8.1.2 Zona de Subducción Alaska y Nueva	
Zelanda	67

5.8.1.3 Zona de Subducción de Perú	68
5.8.2 Sistemas de Fallas	70
5.8.3 Aplicación en Volcanes	71

# **CAPÍTULO VI:** ANÁLISIS Y SELECCIÓN DE DATOS (APLICACIÓN AL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ)

6.1	1 BASE DE DATOS SÍSMICO						
	6.1.1 Catálogo Sísmico del Perú	75					
6.2	HOMOGENEIZACIÓN DE LA MAGNITUD	79					
6.3	MAGNITUD DE COMPLETITUD (Mc)	82					
6.4	ELIMINACIÓN DE RÉPLICAS	82					
	6.4.1 Ley de Omori-Utsu	82					
	6.4.2 Algoritmo de Reasenberg	83					
6.5	BASE FINAL DE DATOS SÍSMICOS	87					

# **CAPÍTULO VII:** DISTRIBUCIÓN DEL PARÁMETRO "b" (APLICACIÓN AL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ)

7.1	DISTRIBUCION DEL PARÁMETRO "b"	91
7.2	RESULTADOS DEL PERIODO DE RECURRENCIA	94
7.3	RESULTADOS DE LA PROBABILIDAD DE RECURRENCIA	96
7.4	ESTIMACIÓN DE LA MAGNITUD A PARTIR DEL AREA DE	
	ASPEREZAS	98
CA	PÍTULO VIII: DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN	101

#### CONCLUSIONES

### RECOMENDACIONES

#### BIBLIOGRAFÍA

#### ANEXOS

**Anexo A.** Resumen extendido de los resultados preliminares de esta investigación presentado al Congreso peruano de Geología Cusco-2010.

#### RESUMEN

Se ha evaluado la presencia de asperezas para el borde occidental del Perú, propensas a producir, en el futuro, sismos de gran magnitud, todos asociados al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Para tal fin, se analiza la variación espacio-tiempo del parámetro "b" siguiendo la metodología propuesta por Wiemer y Wyss. (1997). La data utilizada considera 1367 eventos sísmicos del catálogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú (periodo 1970 a 2010), todos con focos ubicados a profundidades menores a 60 Km. Con una magnitud de completitud de 3.8Ms. Los resultados obtenidos permiten identificar la existencia de al menos 5 asperezas con valores anómalos del parámetro "b" en las cuales existe mayor acumulación de energía elástica. Históricamente, estas asperezas produjeron en el pasado terremotos de gran magnitud. La primera aspereza (A1) se encuentra frente a la costa del extremo sur del departamento de Arequipa, Moquegua y Tacna (terremoto de 1868); la segunda (A2), frente a la costa del extremo norte del departamento de Arequipa (terremoto de 1913); la tercera (A3) y cuarta (A4), frente a la costa de los departamentos de Lima y Ancash (terremoto de 1746) y la quinta (A5), frente a la costa de los departamentos de Lambayeque y Piura (terremoto de 1619).

Los resultados del estudio muestran que las asperezas A1, A2 y A3 presentan probabilidades de un 75% de producir en los próximos 50 años, terremotos con magnitud mayores a 7.0Ms.

## **CAPÍTULO I**

### INTRODUCCIÓN

El Perú forma parte de la región sísmica más activa del mundo debido a que se encuentra ubicado dentro del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico, donde se libera más del 80% de la energía sísmica a nivel mundial. En Perú la actividad sísmica está directamente asociada al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, el cual se da a una velocidad relativa de 6 a 7 cm/año (DeMets et al., 1990; Norabuena et al., 1999; Kendrick, et al., 2003, Villegas, 2009).

Este proceso dio origen a los terremotos mas grandes ocurridos en el Perú, como los del 17 de octubre de 1966 (7.7Mw Lima), 31 de mayo de 1970 (7.9Mw Ancash), 3 de octubre de 1974 (7.9Mw Lima), 12 noviembre de 1996 (7.7Mw Nazca), 23 de junio de 2001 (8.2Mw Arequipa), y 15 de agosto de 2007 (7.9Mw Pisco). Todos estos terremotos produjeron cuantiosos daños materiales y pérdidas de vidas humanas.

En la actualidad se tiene conocimiento amplio acerca de este peligro, más no se sabe cuando ha de ocurrir, es por eso que durante los últimos años varios investigadores han desarrollado diversos métodos de predicción, sin lograr el objetivo de conocer la fecha de recurrencia de los grandes sismos (Tavera, 2003). Sin embargo, sí ha sido posible caracterizar y localizar las áreas probables donde podría generarse un futuro terremoto de magnitud elevada (≥7.0Ms).

-1

Una de las metodologías propuestas para identificar estas áreas fue desarrollada por Wiemer y Wyss (1997), y se basa en la distribución frecuenciamagnitud de los sismos *LogN=a-bM* (Gutenberg y Richter, 1944). *Estos* investigadores, señalan que las zonas con alta concentración de esfuerzos (Asperezas) se caracterizan por presentar valores bajos del parámetro de "b", siendo sus dimensiones proporcionales a las del área de ruptura y a la magnitud del sismo. Así mismo; este método permite calcular el periodo de retorno de los sismos asociados a dichas asperezas. El término "Aspereza" define a un área presente en la superficie de fricción de placas en la cual no ha ocurrido un sismo de gran magnitud durante un largo periodo de tiempo, lo que ocasiona que se acumule la energía elástica suficiente como para producir un gran sismo.

El método propuesto por Wiemer y Wyss (1997), fue aplicado en diversas zonas de subducción en el mundo, tal es el caso de Zúñiga y Wyss (2001) que buscaron localizar las grandes asperezas a lo largo de la Costa occidental de México y Katsumata, (2006), en el estudio de la variación del valor de b en profundidad en la misma región. En ambos casos, el objetivo fue identificar la presencia de asperezas o áreas con mayor probabilidad de ocurrencia de sismos de magnitud 7.2Ms.

En el Perú, el método fue aplicado por Heras y Tavera (2002) al borde occidental, llegándose a identificar asperezas frente a los departamentos de Arequipa e Ica. La primera dio origen el sismo el 23 de junio del 2001 y el segundo, el sismo de Pisco del 15 de agosto del 2007.

En el presente estudio, se emplea el método de Wiemer y Wyss (1997), para analizar el valor de la distribución espacial del parámetro "b" en el borde occidental del Perú y a partir de los resultados identificar la ubicación de nuevas "Asperezas".

El desarrollo de este trabajo de investigación se ha estructurado en nueve capítulos, que permiten entender de manera general el contenido del estudio. A continuación se describe cada uno de estos capítulos.

En el **Capítulo I**, se realiza la descripción y se detalla la importancia de aplicar el método de Wiemer y Wyss (1997) al borde Occidental del Perú. Se describe los objetivos del estudio, la definición del área de estudio y finalmente se hace una referencia a los trabajos anteriores aplicados en el Perú y en otros lugares.

En el **Capítulo II**, se describe el contexto geodinámico del Perú considerando sus principales rasgos tectónicos y las unidades estructurales que son responsables de la actual geodinámica superficial.

En el **Capítulo III**, se discute sobre las características generales de la sismicidad histórica e instrumental del Perú, así como su distribución espacial y el análisis de las áreas de ruptura de los grandes terremotos ocurridos en su borde occidental.

En el **Capítulo IV**, se explica y discute los modelos propuestos para describir las características de las áreas de ruptura asociados a grandes terremotos con origen en la zona de subducción y/o cortical.

En el **Capítulo V**, se realiza el análisis y descripción del método desarrollado por Wiemer y Wyss (1997), para el cálculo del parámetro "b". Asimismo, se discute los fundamentos sobre el cual se basa la relación frecuencia-magnitud definido por Gutenberg y Richter en 1954. Seguidamente, se describen algunos estudios realizados en diversas zonas de subducción, sistemas de fallas y regiones volcánicas aplicando esta metodología.

En el **Capítulo VI**, se realiza el análisis y selección de la base de datos sísmicos a utilizarse en el presente estudio para el cálculo del parámetro "b".

En el **Capítulo VII**, se presenta los resultados obtenidos para el borde occidental del Perú a partir de la aplicación del método de Wiemer y Wyss (1997). Se evalúa los valores del parámetro "b", periodos de retorno y probabilidad de ocurrencia para terremotos con magnitudes  $\geq$ 7.0Ms. Así mismo, se realiza la estimación de las magnitudes Mw para las asperezas identificadas.

.3

En el **Capítulo VIII**, se realiza la discusión de los resultados obtenidos en este estudio en relación a los obtenidos por otros autores.

Finalmente, se presenta las conclusiones y recomendaciones propuestas a partir de los resultados obtenidos en este estudio. Asimismo, se presenta un anexo conteniendo una copia del artículo de investigación realizado por el autor durante la elaboración del presente estudio, el mismo ha sido publicado en congresos y revistas especializadas.

#### 1.1 ÁREA DE ESTUDIO

La sismicidad y la tectónica del Perú son controladas por el proceso de subducción entre dos placas, la de Nazca (oceánica) bajo la Sudamericana (continental), y cuyo contacto se inicia en la fosa Perú-Chile. Este proceso genera un gran número de sismos de diversas magnitudes, siendo los mayores, los que producirán daños en las ciudades próximas al epicentro. Dentro de este contexto es necesario conocer la ubicación de las áreas posibles que podrían generar un sismo en el futuro.

En este estudio se aplica la metodología propuesta por Wiemer y Wyss (1997) al borde occidental de Perú (Figura 1.1), delimitado por las siguientes coordenadas geográficas, de -2,5° a -20,0° de Latitud Sur; abarcando todos los departamentos que se ubican a lo largo de la línea de costa: Tacna, Moquegua, Arequipa, Ica, Lima, Ancash, la Libertad, Lambayeque, Piura y Tumbes.



**Figura 1.1:** Mapa topográfico del Perú mostrando la ubicación del área de estudio delimitado con el polígono de color azul, y que comprende todo el borde Occidental del Perú. Las flechas rojas indican la dirección del movimiento de placas.

- 5

#### **1.2 OBJETIVOS**

Los objetivos del presente estudio son:

- ✓ Analizar la distribución espacial del parámetro de "b" en todo el borde occidental del Perú.
- Correlacionar las áreas de valores bajos del parámetro de "b" con áreas de ruptura asociados a grandes terremotos ocurridos en todo el borde occidental del Perú.
- Calcular los periodos de recurrencia y densidad de probabilidad para sismos con magnitud mayor/igual a 7.0Ms en todo el borde occidental del Perú.
- ✓ Analizar las Asperezas y estimar su magnitud Mw en base a las relaciones propuestas por Kanamori y Anderson (1975).

#### **1.3 TRABAJOS ANTERIORES**

La primera aplicación del método de Wiemer y Wyss (1997), para el borde occidental del Perú fue realizado por Heras y Tavera (2002), permitiendo obtener anomalías del parámetro "b" bien definidas, las mismas se detallan en el Capitulo V. En este estudio se vuelve aplicar esta metodología con el objetivo de localizar las asperezas después de los terremotos del 2001 y 2007, para ello se cuenta con una base de datos más consistentes e homogéneos del catalogo sísmico del IGP para el periodo de 1970-2010.

-6

# CAPÍTULO II

### CONTEXTO GEODINÁMICO DEL PERÚ

El territorio peruano está sometido a una fuerte actividad dinámica debido a la interacción de las Placas Sudamericana y Nazca, ambas convergen de Este a Oeste con una velocidad promedio de 6 a 7 cm/año (DeMets et al., 1990; Norabuena et al., 1999; Kendrick, et al., 2003, Villegas, 2009). Durante el desarrollo de este proceso, en los últimos 65 millones de años (Ma), el desplazamiento de las placas produjo en el continente el levantamiento y resquebrajamiento de rocas sedimentarias permitiendo la formación de la cordillera Andina (Soler y Sébrier, 1990; Mergard, 1978). Esta cordillera se extiende paralela al margen costera, desde Venezuela hasta el sur de Chile cubriendo una longitud de 7000 Km, y con un ancho que oscila entre 250 Km en la región central del Perú y de 500 Km en el límite entre Perú, Chile y Bolivia. Las fuerzas tectónicas que producen el desplazamiento de las placas generan una constante acumulación de energía que se libera en forma de terremotos (Tavera y Buforn, 1998). En el presente capítulo se describe las características geodinámicas que controlan la ocurrencia de la sismicidad en el Perú.

#### 2.1 PRINCIPALES RASGOS TECTÓNICOS

La formación de los rasgos tectónicos característicos del Perú son debidos al proceso de la subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana. En general, la evolución geodinámica de Perú está controlada por los siguientes rasgos tectónicos: la Dorsal de Nazca, la Fractura de Mendaña, la Fosa Peruano-Chilena, la Cordillera Andina, la Cadena Volcánica y los diferentes Sistemas de Fallas distribuidas en el interior del continente. La ubicación geográfica de estos rasgos tectónicos se muestra en la Figura 2.1.

**2.1.1 Dorsal de Nazca:** es una cordillera oceánica que se localiza en el extremo NO de la región Sur de Perú frente al departamento de Ica. Esta cordillera sigue una orientación NE-SO perpendicular a la línea de la fosa peruano-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 sobre la cota de 2000 metros. Sin embargo; su ancho y altitud disminuye gradualmente hacia su extremo SO. Según la Figura 2.1, la cota de 2000 metros de esta dorsal, se localiza a 50 km de distancia aproximadamente de la línea de fosa; mientras que, las cotas menores ya subducieron bajo la placa continental (Sebrier et al, 1985). La Dorsal de Nazca presenta una forma asimétrica, siendo probablemente esta característica determinante para los diferentes procesos geodinámicos que se producen en esta región.

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 que cesó su actividad hace 5 a 10 millones de años aproximadamente (Marocco, 1980; Sebrier et al, 1985).

Las principales consecuencias de la migración lateral de la dorsal de Nazca son:

- Cambio en la geometría de la Costa. Se observa que la distancia entre la fosa y la costa es mayor entre 6° y 14° Sur como consecuencia del paso de la dorsal de Nazca.
- 2. Dio origen a dos tipos de subducción: subhorizontal en la región norte y centro, y normal en la región sur del Perú.
- Modificó el patrón de la sismicidad en el Perú. En la región norte los sismos son menos frecuentes, en la región centro predominan sismos hasta magnitudes de 8Ms y en la región sur con magnitudes mayores a 8Ms
- 4. Ocasiono el cese de la actividad volcánica en el norte y centro del Perú.



Figura 2.1: Principales rasgos tectónicos presentes en el Perú, La Fosa Perú-Chile, La Dorsal de Nazca, La Fractura de Mendaña, La Cordillera de los Andes, La Cadena Volcánica (triángulos) y los principales sistemas de Fallas (AM=Amazonas, CB=Codillera Blanca, SA=Satipo, HUA=Huaytapallana, TM=Tambomachay, MD=Madre de Dios) (Macharé et al., 2003).

**2.1.2** La Fractura de Mendaña: la fractura de Mendaña corresponde a una discontinuidad de la corteza oceánica que se localiza en el extremo NO de la región central de Perú, entre 10° y 12° de Latitud Sur frente al departamento de Ancash. Esta fractura es perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena, con un ancho de 150 Km y una orientación N62°E. En la Figura 2.1 se observa que la fractura de Mendaña se encuentra aproximadamente a una distancia de 180 Km de la línea de fosa.

La factura de Mendaña sería una antigua zona de divergencia de placa. En la actualidad, no se dispone de mayor información sobre las características físicas de esta fractura.

**2.1.3** La Fosa Marina: marca el inicio de la subducción de la placa de Nazca bajo la de Sudamérica sobre una longitud de más de 5000 Km desde Colombia hasta la Tierra del Fuego en Chile. Se le denomina fosa Peruana-Chilena, porque abarca toda la costa de Perú y Chile. Litológicamente, la fosa está formada por sedimentos de diferente potencia depositados sobre rocas pre-existentes, la fosa peruana-chilena alcanza una profundidad máxima de 6000 metros y su orientación es NNO-SSE en la región Norte y Centro del Perú, y NO-SE en la región Sur de Perú (Heras y Tavera, 2002). El cambio en la orientación de la fosa se produce frente a la Dorsal de Nazca (Figura 2.1). La distancia entre la fosa y la línea de costa en la región Norte es de 80 Km, en la región central varía entre 60 y 150 Km y en la región Sur es de 120 Km aproximadamente.

**2.1.4 La Cordillera Andina:** la Cordillera de los Andes Peruanos comprende un conjunto de cordilleras emplazadas entre la fosa Peruano-Chilena y el Llano Amazónico. Es una cadena montañosa que se extiende a lo largo del borde Occidental de Sudamérica, desde Venezuela hasta la Tierra del fuego en Chile, sobre una longitud de 7000 km con espesores que fluctúan entre 50 a 70 km (James, 1978) y alturas máxima de 6000 metros sobre el nivel del mar. Los Andes peruanos pertenecen al llamado "Andes Centrales". En Perú, y de norte a sur, la Cordillera de los Andes se presenta bien definida; sin embargo, es notoria la presencia de dos inflexiones, la primera a la altura de 5° Sur, denominada deflexión de Huancabamba (D. H.) y la segunda a los 14° Sur, denomina la deflexión de Abancay (D. A.) (Figura 2.1). La Cordillera Andina presenta diversas unidades morfo estructurales 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 Buform, 1998).

**2.1.5** *La Cadena Volcánica:* se encuentra ubicada en la región sur del Perú, dentro de los 14° hasta los 25° sur en Chile, y se distribuye sobre la cordillera andina siguiendo un aparente alineamiento con orientaron NO-SE (Figura 2.1).

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 experimenta 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 (6425 msnm), Sabancaya (5795 msnm), Misti (5825 msnm), Ubinas (5672 msnm), Chachani (3745msnm), Huaynaputina (4800 msnm), Yucamane (5508 msnm). Es importante remarcar que en la región Norte y Centro de Perú, la actividad Volcánica disminuyó o desapareció hace 8 millones de años (Marocco, 1980) probablemente debido a la subducción de la Dorsal de Nazca.

**2.1.6** Los Sistemas de Fallas: son resultados del constante proceso de deformación que sufre la corteza continental a causa del proceso de subducción, estos sistemas están presentes en mayor número, de Norte a Sur sobre la zona Sub-Andina al pie del borde Oriental de la cordillera Andina (Figura 2.1), afectando los principales plegamientos del cratón brasileño; dentro de los cuales destacan, los sistemas de fallas de Alto Mayo (AM), Satipo (SA), Madre de Dios (MD), etc, y a la vez se puede distinguir algunos sistemas de fallas sobre la Alta Cordillera y el Altiplano destacando entre ellos los sistemas de fallas de Cordillera Blanca (CB), Huaytapallana (HU), Tambomachay (TM), etc. En general, todos los sistemas de fallas deben su origen a una distribución heterogénea de esfuerzos tensionales y compresionales en el interior del continente (James, 1978).

#### 2.2 ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA

Este tipo de zonificación permite distinguir para el Perú, cinco zonas morfológicas referidas a la estructura y características del relieve terrestre (Figura 2.2). A continuación se realiza una descripción general de cada una de estas zonas según Tavera y Buforn (1998).

*2.2.1 La Cordillera Costanera:* la Cordillera Costanera (Figura 2.2), se originó hace 4500 años durante las fases tectónicas del Pre-Cámbrico, habiendo sido plegada durante las orogenias Hercínica (Devónico) y Andina (Cretácico al Plioceno); además de ser atravesada por numerosos diques magmáticos de composición variada. Estos afloramientos están parcialmente cubiertos por discordancias, rocas sedimentarías y volcánicas del Terciario. La cordillera de la costa alcanza elevaciones entre 900 y 1200 metros sobre el nivel del mar. Se presenta segmentada a lo largo y próximo al litoral siguiendo una dirección NO-SE. El segmento Sur de esta cordillera, está formada por el macizo de Arequipa ubicado entre los 14° y 18° sur como parte de la deflexión de Abancay y el segmento Norte entre 2° y 7° Sur, el mismo que forma parte de la deflexión de Huancabamba que se proyecta hacia el territorio ecuatoriano. Entre las latitudes de 6° y 14° Sur, la cordillera desaparece posiblemente debido a una posible subsidencia de una parte del margen continental por la subducción y migración lateral de la dorsal de Nazca.

**2.2.2** Zona Costera: la Zona Costanera se encuentra entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental (Figura 2.2), y habiéndose formado en el Cenozoico. Esta unidad recorre el territorio peruano de Norte a Sur, es estrecha con elevaciones de 50 a 1500 metros sobre el nivel del mar. Los anchos varían en la región Norte y Centro, de 16 a 100 Km.; mientras que, en la región Sur es más angosta de 40 a 50 Km. Durante el Cenozoico, los Andes soportaron gran actividad glaciar que durante la glaciación fueron acarreados por los ríos de la Vertiente Occidental, rellenando y formando las pampas costaneras. Después de esta fase, hasta la actualidad, la morfología de la Costa no ha variado en mayor grado.

2.2.3 La Cordillera Occidental: la Cordillera Occidental está localizada entre la zona costera por el Oeste y la Cordillera Oriental (entre 4° y 9° Sur) y con el Altiplano (entre 9° y 18° Sur) por el Este (Figura 2.2). Formada por elevaciones que sobrepasan los 5000 metros que van decreciendo conforme se desciende al Sur, con anchos que varían entre 90 y 100 Km. Esta unidad sigue una dirección NO-SE, aunque cerca de la deflexión de Huancabamba cambia a dirección hacia NE y en la región Sur entre (13° y 14°) hacia al Oeste cerca de la deflexión de Abancay.

La Cordillera Occidental está compuesta por rocas volcánicas y plutónicas, del Mesozoico y Cenozoico, fuertemente plegados y con la presencia de fallas inversas con grandes escurrimientos. En la región Sur presenta un alineamiento de conos volcánicos abajo de 15° latitud Sur, siguiendo una dirección NO-SE. Esta cadena la integran los volcanes Coropuna, Ampato, Chachani, Misti y Ubinas como los más activos.

**2.2.4 Zona Intercordillerana:** el Altiplano está limitado por Oeste con la Cordillera Occidental y al Este con la Cordillera Oriental, con elevaciones de 3000 metros sobre el nivel del mar, y anchos variables, así para la región Norte y Centro entre 10 a 50 Km y en la región Sur, es entre 140 a 200 Km. Esta unidad se extiende de 9° Sur hasta cubrir todo el altiplano peruano-boliviano siguiendo una orientación NO a SE (Figura 2.2). Durante el Cenozoico el Altiplano ha sido una cuenca deposicional de sedimentos clásticos continentales derivados de las Cordilleras Occidental y Oriental (James, 1978).



*Figura 2.2:* Principales Unidades geomorfológicos presentes en el Perú (Dalmayarac et al., 1981; Tavera y Buforn, 1998). Los triángulos en blanco indican la presencia de la cadena volcánica.

2.2.5 La Cordillera Oriental: la Cordillera Oriental está formada por rocas precámbricas y paleozoicas, presenta elevaciones desde 3700 a 4000 metros sobre el nivel del mar y anchos que varían entre 70 y 100 Km. Aproximadamente, esta unidad sigue una orientación NO-SE; sin embargo, soporta un fuerte arqueamiento a 14° Sur en dirección E-O (Deflexión de Abancay) en la región Sur. En la Figura 2.2 se observa que en la región Norte a  $\sim$ 5° Sur, la Cordillera Oriental desaparece por causa de la Deflexión de Huancabamba.

La formación de esta cordillera se inicia durante el tectonismo Hercínico (Devónico) sobre un basamento o núcleo Precámbrico. El levantamiento fue controlado por fallas regionales longitudinales. La morfología de la Cordillera Oriental ha sido igualmente labrada por actividad glaciar durante el Pleistoceno.

**2.2.6 Zona Subandina:** ccorresponde a la zona de transición entre la Cordillera Oriental y la Llanura Amazónica (Figura 2.2). La unidad presenta plegamientos en las formaciones sedimentarias Mesozoicas y Terciarias ocurridas durante el Plioceno las dimensiones de estos segmentos disminuyen en intensidad a medida que se aproxima a la Llanura Amazónica. Esta unidad se caracteriza por la presencia de numerosas fallas inversas, sobre escurrimientos y plegamientos de estratos. La traza de las fallas y los ejes de los pliegues siguen una orientación de NO-SE.

**2.2.7** *Llanura Amazónica:* la llanura Amazónica se extiende desde la zona Subandina sobre todo el escudo brasileño, es una amplia llanura compuesta de importantes secuencias de sedimentos. Las series sedimentarias Mesozoicas y Cenozoicas son en general planas y sólo presentan ligero arqueamiento en el borde de la zona Subandina, (Figura 2.2).

# **CAPÍTULO III**

# CARACTERISTICAS GENERALES DE LA SISMICIDAD EN EL PERÚ

La constante fricción entre las Placas de Nazca y Sudamericana da origen a los sismos más violentos conocidos a lo largo de la historia del Perú (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990). Esta fricción se realiza a lo largo de toda su superficie de contacto a una profundidad aproximada de 60 Km (Guardia y Tavera, 2010) y sobre una longitud de 7000 Km aproximadamente, paralelo a la línea de costa. Sin embargo los deslizamientos que dan origen a la actividad sísmica solamente involucran segmentos de longitud menor, permitiendo considerar áreas pequeñas de ruptura. Estas áreas son conocidas como fuentes sismogénicas y sus superficies de fricción no son visibles en superficie debido a que se encuentran por debajo del nivel del mar; y sus dimensiones pueden ser estimadas a partir de la distribución espacial de las réplicas de los eventos más importantes (Tavera y Bernal, 2005).

En el Perú han ocurrido numerosos eventos sísmicos de gran magnitud, todas relacionados con el proceso de subducción entre la placa de Nazca y Sudamericana. (Tavera y Buforn, 1998; Bernal y Tavera, 2002), siendo la fuente sismogénica más importante en el Perú. La información más completa sobre la actividad sísmica del periodo histórico (Tabla 3.1) en Perú, fue recopilada por Silgado (1978) en su obra, *"Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974)"*. Posteriormente, otros autores como Dorbath et al (1990) contribuyeron a este estudio. Según estos investigadores los más grandes terremotos han producido daños

en las ciudades de Tumbes, Trujillo, Lima, Ica, Arequipa, Moquegua y Tacna. Muchos de estos ocasionaron tsunamis con olas de 15-20 metros de altura que causaron destrucción en Callao, Pisco, Ilo, Mollendo, Tacna, Arica e Iquique en Chile; dichos terremotos generaron longitudes de ruptura del orden de 100 a 500 Km.

La información más completa sobre los parámetros hipocentrales de un sismo, data desde el año de 1961 aproximadamente, fecha a partir del cual se considera como periodo Instrumental (Tabla 3.2). La información sísmica detallada de este periodo ha permitido realizar los primeros análisis y evaluaciones de la sismicidad que ocurre en Perú y así, identificar la presencia de fuentes sismogénicas en superficie y en profundidad. La distribución espacial de los sismos en el Perú es por demás compleja; sin embargo, es posible identificar la presencia de diferentes fuentes sismogénicas (Bernal, 2000; Tavera y Buforn, 2001).

TABLA 3	3.1
---------	-----

N°	° COORDENADAS		FECHA			MAGNITUD		LONGITUD DE RUPTURA	INTENSIDAD	LOCALIDADES AFECTADAS
#	Lon. O	Lat. S	año	mes	día	Mw	Ms	Km.	М.М.	Ciudades
1	-71,60	-16,60	1582	1	22	7.5	7.9	80	Х	Arequipa
2	-77,00	-12,10	1586	7	9	8.1	8.1	175	IX	Lima
3	-70,90	-17,80	1604	11	24	8.7	8.4	450	IX	Sur Perú
4	-79,00	-7,90	1619	2	14	7.7	7.8	100-150	IX	Trujillo
5	-77,60	-12,30	1655	11	13	7.7	7.7	-	IX	Lima
6	-76,80	-14,00	1664	5	12	7.5	7.8	75	Х	Ica
7	-77,80	-12,30	1678	6	16	8.0	-	100-150	IX	Lima Callao
8	-77,50	-13,00	1687	9	20	8.4	8.2	300	IX	Lima
9	-77,20	-11,90	1746	10	20	8.6	8.4	350	Х	Lima Callao
10	-72,00	-16,50	1784	5	13	8.4	8.4	300	Х	Arequipa
11	-72,90	-16,00	1821	7	10	7.9	7.9	-	VIII	Arequipa
12	-70,60	-18,30	1868	8	13	8.6	-	500	Х	Sur Perú
13	-77,70	-11,20	1940	5	24	8.1	8.2	180	VIII	Lima
14	-74,70	-15,50	1942	8	24	8.2	8.4	200	IX	Ica Arequipa
15	-80,50	-3,80	1953	12	12	6.7	6.7	-	VIII	Tumbes

Sismos de gran magnitud e intensidad ocurridos durante el periodo histórico en el borde occidental del Perú.

*Mw: Magnitud Momento obtenido por Dorbath et al (1990); Ms: Magnitud de Ondas Superficiales, obtenido por Silgado (1978), MM; Intensidad en escala de Mercalli Modificada.* 

#### **TABLA 3.2**

Sismos de gran magnitud ocurridos durante el periodo instrumental en el borde occidental del Perú.

N°	COORDENADAS		FECHA			MAGNITUD		LONGITUD DE RUPTURA	INTENSIDAD	LOCALIDADES AFECTADAS
#	Lon. O	Lat. S	año	mes	día	Mw	Ms	Km.	М.М.	Ciudades
1	-78,60	-10,70	1966	17	10	7.7	-	100	VIII	Norte de Lima
2	-78,80	-9,20	1970	31	5	8.0	-	180	VII-VIII	Huaraz
3	-80,60	-4,60	1970	12	10		7.2	75	VIII	Tumbes
4	-77,80	-12,30	1974	3	10	7.9		140	VII	Lima
5	-79.84	-9.80	1996	2	21	7.7*	7.5	15	VII	Chimbote
6	-76,40	-15,30	1996	11	12	7.7*		125	VII-VIII	Nazca
7	-73,75	-16,20	2001	23	6	8.2*	7.9	350	VII	Arequipa
8	-76,85	-13,49	2007	15	8	7.9*	8.4	370	VI-IX	Ica Pisco

*Mw: Magnitud Momento obtenido por Dorbath et al (1990); Ms; Magnitud de Ondas superficiales; Mw\* (IGP); MM; Intensidad en escala de Mercalli Modificada.* 

Áreas probables de ruptura sísmica en el borde occidental del Perú, a partir de la variación del parámetro "b".

#### 3.1 PERIODO HISTÓRICO

La sismicidad histórica considera a los sismos ocurridos entre los años 1500 y 1959, esta información data del tiempo de la conquista española y colonización del país, y los datos que se disponen en la actualidad son informaciones recopiladas e interpretada por Polo (1904), Barriga y Víctor (1951), Silgado (1978), Dorbath et al, (1990). En general, estos autores revelan que el sismo más antiguo para el cual se dispone información data del año 1513. La principal fuente de información fue a través de crónicas, diversas obras inéditas o poco conocidas, crónicas de los religiosos, narraciones de los viajeros ilustres que visitaron esta parte del continente, informes administrativos por parte de los gobernantes de la época. 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, cabe la posibilidad de que hayan ocurrido sismos importantes en áreas no pobladas o en localidades con las cuales era difícil establecer comunicación (Bernal y Tavera, 2002). A continuación, se describe los aportes más resaltantes de los investigadores que se dedicaron a estudiar la sismicidad histórica de Perú.

- T. Polo (1904). El historiador Toribio Polo recalca que se habían producido más de 2500 temblores en el territorio peruano, desde la conquista hasta los finales del siglo XIX. 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 de mayor magnitud ocurridos en la región Sur de Perú hasta 1868. Dicha información serviría como base para otros investigadores.
- E. Silgado (1978). Recopila la información de los sismos importantes ocurridos en Perú entre los años 1513 y 1974. Describe las características de los sismos detalladamente consignando los valores de intensidad local y regional producidos por estos sismos. Asimismo, el autor estima la magnitud de los sismos a partir del área de intensidad máxima a fin de poder compararlos con sismos más recientes. El trabajo de este autor se

constituye como la recopilación más completa de sismos importantes ocurridos en Perú entre 1513 y 1974.

Dorbath et al (1990). Recientemente estos autores realizaron 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 (Mw). 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 la región sur del Perú tienen un periodo de recurrencia del orden de una centuria (100 años).

Entre los sismos más importantes ocurridos durante el periodo histórico en la región Norte fueron los de 1619 y 1953 (VII MM), los mismos que produjeron muerte y destrucción en las ciudades de Trujillo y Tumbes. En la región Central sobresalen los sismos ocurridos en los años 1586 (IX MM), 1687 (VIII MM) y 1746 (X MM), los mismos que destruyeron casi completamente la ciudad de Lima. El sismo de 1746 generó un tsunami con olas de 15-20 metros de altura que inundo totalmente al puerto del Callao. En la región Sur, ocurrieron sismos importantes en los años de 1604 (IX MM), 1748 (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 un tsunami con olas de 12 a 16 metros de altura. 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 por los daños causados en superficie, estos fueron considerados en su mayoría como sismos superficiales.

En la Figura 3.1 se muestra la localización epicentral de los sismos históricos ocurridos entre los años 1582 y 1959, en el borde occidental del Perú. Estos sismos han presentado magnitudes mayores a 6,6Mw y muchas de ellas produjeron tsunamis con olas de diferentes alturas. 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.



Figura 3.1: Distribución espacial de grandes terremotos ocurridos en el borde occidental del Perú, dentro el periodo histórico (1471-1959) según Silgado (1978). Las barras de color azul indican los sismos que produjeron tsunami.

#### **3.2 PERIODO INSTRUMENTAL**

La información sismológica instrumental del Perú se encuentra recopilada en distintos Catálogos Sísmicos elaborados por el Instituto Geofísico del Perú (Ocola, 1984; Huaco, 1986; Tavera y Agüero 2000). El cálculo de los parámetros hipocentrales (Latitud, Longitud, Profundidad y Magnitud) de los sismos ocurridos durante este periodo son más precisos, y las de mayor magnitud fueron estudiados fueron estudiados por diversos investigadores como: Stauder, (1975); Barazangi y Isacks, (1976); Hasegawa y Sacks, (1981); Grange et al., (1984); Bevis y Isacks, (1984); Schneider y Sacks (1987); Rodriguez y Tavera, (1991), Cahill y Isacks, (1992); Tavera y Buforn, (1998); Bernal, (2000) utilizando diferentes bases de datos; telesísmicos y locales.

Los resultados obtenidos por estos investigadores han permitido conocer las características espaciales, en superficie y profundidad de la sismicidad asociadas a la deformación cortical y al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana en el Perú. Recientemente, Tavera y Buforn, (2001), así como Bernal y Tavera, (2002), concluyen en que la distribución espacial de los sismos en el Perú es por demás compleja; no obstante, se pueden identificar áreas y/o agrupaciones de sismicidad constituidas por importantes fuentes sismogénicas. Durante el periodo de 1960-2010 en el borde Occidental del Perú han ocurrido siete terremotos de magnitudes elevadas en las regiones Centro y Sur (Figura 3.2).

- En 1966 se produce un terremoto con magnitud de 7.5Mw con epicentro en la parte Central del Perú, y presentó una longitud de ruptura de 100 Km y a su vez generó un tsunami con olas de altura de 1.6m. Las intensidades evaluadas en la escala de Mercalli Modificada (MM) fue de VIII en la región de Huacho, y VII en Lima.
- El 31 de mayo de 1970 vuelve a ocurrir un terremoto con epicentro frente a la costa del departamento de Ancash con magnitud 7.8Mw. Este sismo fue uno de los más destructores y llegó a producir causando aproximadamente 70,000 muertos y 50,000 desaparecidos (Ericksen et al., 1970).

.23



**Figura 3.2:** Distribución espacial de grandes terremotos ocurridos en el borde occidental del Perú, periodo instrumental (1960-2010). Las barras de color azul indican los sismos que produjeron tsunami.

El terremoto provocó un alud como consecuencia del desprendimiento de una parte del nevado de Huascaran y enterró las localidades de Yungay y Ranrahirca. El tamaño fue similar al terremoto de 1966, pero más destructivo probablemente porque su localización epicentral estuvo dentro del continente.

- El 3 de octubre de 1974 ocurre otro terremoto de magnitud 7.5Mw con epicentro a 80 Km al oeste de Lima. Este terremoto causó severos daños en Lima y localidades cercanas con intensidades máximas de IX (MM) en algunos lugares de Lima. En distritos al sur de Lima la intensidad no excedió los VIII (MM). El sismo produjo un tsunami local de con olas de 3 metros.
- El 21 de febrero de 1996, se produjo un sismo cuyo epicentro fue localizado a 210 Km. al SO de la ciudad de Chimbote, con magnitud 7.5Ms. Este sismo produjo un tsunami que causó daños materiales y pérdidas de 15 vidas humanas en el departamento de Chimbote. En Salaverry causando daños materiales de poca consideración.
- En la región central del Perú, el 12 de noviembre de 1996 ocurre un sismo de magnitud 7.7Mw, con epicentro a 98 Km al SO de la ciudad de Nazca, Departamento de Ica (IGP, 1996). Este sismo presentó su epicentro en la misma área donde ocurrió el sismo del 24 de agosto de 1942 (Figura 3.1), y pondría en evidencia el rol importante que cumple la Dorsal de Nazca en la generación de sismos en esta región. El sismo produjo intensidades máximas de VII (MM) sobre un área elíptica de 4000 km<sup>2</sup> en torno a la ciudad de Nazca.
- El día 23 de Junio de 2001, a horas 15 y 33 minutos (Hora Local), la región Sur del Perú fue nuevamente testigo de la fuerza con que la naturaleza nos indica que la Tierra, sobre la cual habitamos, es dinámicamente activa. Ese día se predijo la ocurrencia de un terremoto de magnitud 8.0 Mw que produjo muerte y destrucción principalmente en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna en Perú, Arica e Iquique en Chile y La Paz en Bolivia.

Las intensidades máximas en algunas localidades y ciudades, próximas a la costa, llegaron a VII-VIII en la escala Mercalli Modificada. Este terremoto se constituye como el más grande ocurrido en esta región desde el año de 1868.

El 15 de Agosto de 2007 la zona sur de la región central de Perú fue afectada por un terremoto de magnitud 8.0Mw que en algunos segundos produjo muerte y destrucción en las ciudades de Pisco, Ica y Chincha en donde se evaluaron intensidades máximas de VII-VIII en la escala de Mercalli Modificada (MM). El terremoto produjo intensidades de V (MM) en la ciudad de Lima y fue sentido hasta las ciudades de Piura, Arequipa, Cusco y Pucallpa con intensidades del orden de II-III (MM). Este sismo tuvo como características principales su gran duración y el aparente proceso complejo de ruptura que experimento, para luego ser seguido por un gran número de réplicas con magnitudes que no sobrepasaron el grado 6.5Mw. El terremoto del 15 de Agosto se constituye como el de mayor magnitud y duración ocurrida en esta región en los últimos 50 años. El área de ruptura fue de 170x120 Km con el eje mayor paralelo a la línea de costa.

#### 3.3 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

Teniendo en cuenta la profundidad de los focos, los terremotos pueden clasificarse en:

Terremotos de foco Superficial : ( $h \le 60$  Km.) Terremotos de foco Intermedio : ( $61 \le h \le 300$  Km.) Terremotos de foco Profundo : ( $h \ge 300$  Km.).

#### 3.3.1 Sismicidad con foco Superficial

Los epicentros de estos sismos se localizan principalmente entre la fosa y la línea de costa, (Figura 3.3a, círculos rojos), y en ella se considera la ocurrencia de terremotos de magnitud elevada, como los del 17 de octubre de 1966 (7.7Mw), 31 de mayo de 1970 (7.8Mw), 3 de octubre de 1974 (7.9Mw), 23 de junio de 2001 (8.0Mw), 21 de febrero de 1996 (7.5Mw), 12 de noviembre de 1996 (7.7Mw) y 15 de agosto de 2007 (8.0Mw).

En el interior del continente se tiene otro grupo importante de sismos con foco superficial, se distribuyen, de norte a sur, a lo largo de la Cordillera Oriental y en el margen Occidental de la zona Subandina (3°-13° S). Estos sismos pueden ser asociados a las deformaciones corticales que dieron origen a los principales sistemas de fallas presentes en el Perú, tales como: la falla de Moyobamba, Huytapallana, Ayacucho, Tambomachay, Cordillera Blanca, Marcota, etc. (Tavera y Buforn, 1998). En la zona del altiplano, también existen sismos superficiales, pero en menor número y más dispersos.

#### 3.3.2 Sismicidad con foco Intermedio

Estos sismos presentan sus epicentros principalmente el interior del continente casi en su totalidad (Figura 3.3a, círculos verdes): el primer grupo se encuentra ubicado paralelo a la línea de costa por debajo de los 8° S y ha dado origen a sismos que frecuentemente fueron sentidos en superficie (15 de enero de 1958, 6.5Ms; 28 de septiembre de 1968, 6.0Ms; 1 de enero de 1974, 6.4Ms; 16 de febrero de 1979, 6.9Ms; 28 de marzo de 1982; 6.1Ms; 18 de abril de 1993, 6.0Ms). Como segundo grupo se tiene los sismos con epicentros en el interior del continente y a lo largo de la Cordillera Oriental y zona Subandina de las regiones norte y centro. Estos sismos raramente producen daños en superficie. El tercer grupo de sismos se encuentra en la región sur del Perú sobre la Cordillera Occidental y el Altiplano, siendo esta región la de mayor índice de sismicidad a estos niveles de profundidad (Tavera y Buforn, 1998).

#### 3.3.3 Sismicidad con foco Profundo

El mayor número de sismos con foco profundo ocurren en la región central del Perú (Figura 3.3a, círculos azules), limite con Brasil entre las latitudes de 6° a 11° S originando una distribución de norte a sur sobre una longitud de 500 Km de profundidad; mientras que, en la región sur, frontera con Bolivia, el número de sismos es menor. La máxima profundidad de estos sismos es del orden de 550 a 670 Km. Prácticamente no son sentidos en superficie. Aunque su origen todavía tiene sus controversias, se considera que ellos tendrían su origen en transformaciones de fase de olivino a espinel, y/o a un trozo de litosfera fría que flota en el interior del manto.

#### **3.4 PERFILES SÍSMICOS**

Con la finalidad de analizar la distribución de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos, se ha elaborado tres perfiles sísmicos perpendiculares a la fosa, para las regiones norte (perfil AA`), centro (perfil BB´) y sur (perfil CC´) del Perú.

.28

**3.4.1** *Región Norte:* la Figura 3.3b, corresponde al perfil elaborado para la región Norte de Perú, y en ella se observa que los focos aumentan su profundidad conforme se distribuyen de Oeste a Este. Esta sismicidad se inicia en la fosa y se distribuye con alineamiento con una inclinación de 10°-15° a 30° aproximadamente hasta alcanzar una profundidad de 200 km. Para luego hacerse horizontal hasta una distancia de 870 km desde la fosa (F). En esta región se observa una disminución del número de los sismos entre 320 y 480 km de distancia desde el punto A, sugiriendo que esta área puede corresponder a una zona asísmica. La distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, describe la subducción de la placa oceánica bajo la placa continental.

**3.4.2** *Región Centro:* el perfil para esta región (Figura 3.3c), muestra que los sismos tienen la misma distribución en profundidad que los de la región norte; sin embargo, los sismos siguen una pendiente que va entre los 25° a 30° aproximadamente y a partir de los 450 km de distancia desde el punto B, los focos de los sismos siguen una distribución horizontal hasta una distancia de 500 km aproximadamente. Asimismo, en este perfil se observa la presencia de sismos con foco profundo, los mismos que se distribuyen entre 550-670 km de profundidad y corresponden a los sismos que ocurren en el límite Perú Brasil.

**3.4.3 Región Sur:** para la región sur de Perú (Figura 3.3d), se observa la presencia de un mayor número de sismos, que se distribuyen en profundidad siguiendo una pendiente que va entre los  $25^{\circ}$  a  $30^{\circ}$  hasta alcanzar 300 km de profundidad. Entre 300 y 500 km de profundidad, existe ausencia de sismos. Están ellas presentes a la distancia de 650 metros de distancia del punto C (nivel de referencia) y a una profundidad de 550 a 700 km respectivamente.



**Figura 3.3:** a) Mapa de sismicidad del Perú para el periodo 1964-2008 ( $Mw \ge 4$ ) (Tavera y Bernal, 2009). Los círculos rojos indican los sismos con foco superficial ( $h \le 60$ Km.), círculos verdes sismos con foco intermedio ( $61 < h \le 300$  Km.), círculos azules sismos con foco profundo (h > 300 Km.). ). En ella se muestra los perfiles para las los regiones Norte (AA'), Centro (BB') y Sur (CC') del Perú. a) Región Norte, b) Región Centro, c) Región Sur. Donde F = Fosa. LC = Línea de Costa. En todo el borde occidental del Perú.
## **3.5 GEOMETRIA DE LA SUBDUCCIÓN**

La subducción de placas es un proceso presente en los límites convergentes de una placa oceánica bajo otra continental, puesto que la primera es de mayor peso específico y más fría y subduce bajo la segunda de menor peso específico debido a su mayor grosor cortical. El plano de fricción entre las dos placas que convergen se llama plano de Benioff, y es en donde se concentran los focos o hipocentros de los sismos. Debido a los diferentes niveles de velocidad y características dinámicas de la tectónica de placas de cada región, la geometría de subducción es diferente en función de la variación en el ángulo de subducción a lo largo del borde occidental del Perú.

Los estudios realizados para conocer el modelo ó la geometría del proceso de subducción son diversos, pero en conjunto han permitido tener una idea general sobre la forma como se realiza este proceso. Asimismo, la distribución espacial de sismos con origen en la fricción de placas y la deformación interna de la placa de Nazca, han permitido a muchos autores configurar la geometría de la misma utilizando datos telesísmicos, regionales y locales. (Grange et al, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998; Bernal, 2002).

Los estudios realizados por Tavera y Buforn (2001) y Bernal (2002) han mostrado, en el caso del Perú, que la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana (Figura 3.4) se produce siguiendo dos tendencias. La primera muestra que la placa de Nazca, en las regiones norte y centro, subduce con un ángulo medio de 30º hasta una profundidad de 120 Km a partir de la cual se hace horizontal hasta distancias de 700 Km desde la línea de fosa. En la región sur, la placa subduce de manera continúa hasta una profundidad de 250 Km. El cambio observado entre ambos estilos de subducción se debe a que la placa soporta una contorsión a altura de la latitud de 16º Sur.



*Figura 3.4: Esquema 3D que muestra la figura de la geometría de la placa de Nazca. Bernal y Tavera, (2002).* 

Uno de los factores que influye en la geometría de la zona de subducción es la presencia de la dorsal de Nazca en el Sur del Perú, la dorsal de Carnegie en el Sur de Ecuador y posiblemente el Plato Inca propuesto por Gutscher et al., (1999) y Hampel, (2002). La dorsal de Nazca en su impacto (11.2 Ma a 11° Latitud Sur.) y su migración, dio como resultado la subducción subhorizontal hasta su posición actual entre 14° y 16° Latitud Sur (en el Norte-Centro del Perú) y Normal (en el Sur). Al sur de 17° además, la dorsal es el límite de la actividad volcánica en el Sur y la deflexión de Abancay; así como la Dorsal de Carnegie lo es en el Sur de Ecuador (Hampel, 2002).

Gutscher et al. (1999), mostraron la posible existencia de una meseta actualmente subducida debajo del Nororiente Peruano, denominada "Meseta Inca" (Figura 3.5a y 3.5b), basándose en el análisis de la sismicidad y la reconstrucción de la Placa Farallón. Los autores dedujeron que esta meseta Inca junto con la Dorsal de Nazca y la Dorsal de Iquique son un "espejo" con respecto a la meseta Marquezas, la Dorsal de Tuamoto y la Dorsal Austral, todas ellas pertenecientes a la Placa del Pacífico respectivamente.

Los autores enuncian que estas estructuras probablemente produjeron una subducción tipo *flat slab* en la Placa de Nazca (entre 2.5°S y 12°S), ya que al ser menos densas que la corteza oceánica producen un levantamiento del *slab* (Fig. 3.5b), y que además coincide con la ausencia de vulcanismo. La Dorsal de Nazca y la Meseta Inca comenzaron su subducción en forma oblicua durante el Mioceno medio (11 - 15 Ma) con una tasa de 7 a 7.5 cm/año (Hampel, 2002).

Rosenbaum et al. (2005), mostraron una posible relación entre la generación de un gran número de depósitos metalogénicos de los Andes Peruanos durante el Mioceno (15 - 5 Ma) y la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. La distribución espacial y temporal de estos depósitos corresponderían con el arribo de la Dorsal de Nazca en el centro del Perú y la actualmente subducida meseta Inca en el norte del Perú (Flat slab). Al desarrollar la reconstrucción de la Placa de Nazca, los autores muestran la existencia de una rápida reacción metalogénica originada por la subducción de estas anomalías topográficas, reflejada en la generación de depósitos minerales hidrotermales en las proximidades de estas estructuras. Los autores evaluaron 382 localidades metalogénicas formados desde hace 35 Ma, finalmente excluidas todas las zonas cuvas edades de mineralización no fueran Miocénicas. La distribución temporal de estos depósitos se muestra claramente que tiene un inicio Miocénico (15 Ma), Por ejemplo Yanacocha cuya edad de mineralización es de 13 Ma; el hecho de que no hay una mineralización más joven en la zona de flat *slab* desde 10 Ma se podría explicar porque en ese momento la Meseta Inca se encontraba totalmente en subducción.



Figura 3.5: a) Mapa de las líneas de contorno del slab, modificado de los modelos de Grange et al. (1984) para el sur y para el norte y centro del Perú. Los triángulos rojos indican las zonas de vulcanismo activo y los blancos representan volcanes extintos. b) Modelo 3D de la zona de subducción elaborado por Gutscher et al., (1999), mostrando las influencias de la dorsal de Nazca y el Plato Inca perdido.

# 3.6 DISTRIBUCIÓN DE ÁREAS DE RUPTURA

La constante ocurrencia de sismos de gran magnitud frente al borde oeste de Perú, y el conocimiento de las dimensiones de sus áreas de ruptura, ha permitido identificar la presencia de zonas con diferentes características sísmicas. En la Figura 3.6 se presenta la distribución de las áreas de ruptura de los grandes sismos ocurridos en todo el borde oeste de América del Sur, para los siglos XIX, XX y XXI.

En el siglo XIX los más grandes sismos ocurrieron en la región sur del Perú (1868) y norte de Chile (1877), ambos con magnitudes Mw de 9.0. Hacia el norte y sur de ambas áreas de ruptura es notoria la ausencia total de sismos. Durante el siglo XX, todos los sismos ocurrieron al norte y sur de las áreas involucradas en los sismos de 1868 y 1877, sobresaliendo el gran sismo de Chile de 1960, quizás el mayor para el cual se tiene información sísmica instrumental (magnitud Mw de 9.5). También es notoria la presencia de una importante ausencia de sismos en la región norte del Perú. En el siglo XXI se han producido 3 grandes sismos, así se tiene hacia el sur del Perú el terremoto de Arequipa del 2001 (7.9Mw), por sus características y longitud de ruptura (Tavera y Bernal, 2005) no es proporcional al ocurrido en 1868. Seguidamente y después de seis años se produce otro gran sismo en Pisco (8.0Mw), y seguidamente frente a las costas de la región sur de Chile ocurre el terremoto de Biobio del 2010 (8.8Mw).

De acuerdo a lo escrito, las regiones centro y sur del Perú son las de mayor potencial sísmico en razón de que en ambas, los sismos parecen repetirse con períodos de tiempo comprendidos mayores a 150 años. Contrariamente, es posible que en la región norte sean necesarios períodos de acumulación de energía mayores a 500 años para que se produzca un gran sismo.



*Figura 3.6:* Distribución de las áreas de ruptura de grandes sismos ocurridos en el borde Oeste de Sudamérica durante el siglo XIX, XX, XXI (Tavera y Bernal, 2005).

Una distribución temporal más detallada de los terremotos ocurridos en Perú ha sido representada en función de su longitud de ruptura y de su ubicación en latitud vs período de ocurrencia. En dicha figura puede observarse claramente el diferente potencial sísmico de cada región.

- Región Norte: en esta región (Figura 3.7), solamente se tiene información sobre la ocurrencia del sismo de 1619 (Trujillo) y después de esto en la región norte no se ha vuelto a experimentar la ocurrencia de un nuevo terremoto de gran magnitud, esta región presenta un silencio sísmico hasta el presente de 392 años.
- Región Central: la actividad sísmica en la parte central del Perú es bastante compleja debido a la irregularidad de las longitudes de ruptura de los sismos ocurridos en los últimos 70 años, En esta región se identifica dos agrupamientos de sismos que han generado longitudes de ruptura entre 100 y 500 Km (Figura 3.7). El primer grupo considera los sismos ocurridos entre los años 1650 y 1750, para luego aparecer un período de silencio sísmico del orden de 190 años que se rompe con la ocurrencia de 6 sismos hasta el año 2007, a partir del cual volvería a iniciar el período de acumulación de energía.
- Región Sur: los terremotos en esta región definen dos agrupamientos, el primero considera los terremotos ocurridos hasta el año 1604 y a partir de esta fecha se observa un periodo de silencio sísmico de 180 años (Figura 3.7), para luego ocurrir hasta dos grandes terremotos en los años 1784 y 1868. Los sismos estuvieran precedidos por otros de menor magnitud. Así, antes del sismo de 1604 (450 km. de longitud de ruptura) ocurrió otro menor en 1582; antes del sismo de 1868 (500 km. de longitud de ruptura) se produjo otro, en 1784, también de menor magnitud y finalmente, en el año 2001 se tuvo lugar otro sismo pequeño que podría ser el precursor de otro mucho mayor.

En esta figura también puede observarse que existen períodos en los cuales se producen sismos en la región sur y otros en los cuales la ocurrencia es nula, siendo esta distribución contraria a la que se observa en la región central.



**Figura 3.7:** Gráfico que muestra la conclusión de la longitud de ruptura de los grandes e históricos sismos de subducción registrados en el borde occidental del Perú vs tiempo. Las barras de color rojo indican la estimación de la longitud de ruptura, parte superior de cada barra se muestra el año que ocurrió el terremoto. Grafico Modificado de Dorbath et al, (1990).

# **CAPÍTULO IV**

# MODELOS DE PROCESOS DE RUPTURA

El proceso de ruptura de un sismo es por lo más heterogéneo y por lo tanto, difícil de describir. Las características de la ruptura de los sismos han sido estudiadas y discutidas por muchos investigadores, quienes han propuesto diferentes modelos para explicar su génesis.

El primer modelo mecánico para explicar la ocurrencia de terremotos, fue presentado por Reid en 1911 para poder explicar la gran fractura producida por el terremoto de San Francisco de 1906. Este modelo se conoce como la teoría del rebote elástico y propone que los terremotos ocurren en regiones sujetas a deformaciones debida a causas externas, generalmente esfuerzos tectónicos regionales provocados por el movimiento de placas litosfericas. Cuando los esfuerzos acumulados en un lugar superan la resistencia de la roca se produce su fracturación y/o un desplazamiento en zonas de debilidad preexistentes. La zona de facturación se denomina falla sísmica. La deformación producida por los esfuerzos tectónicos es debida a la dinámica terrestre.

La teoría del "rebote elástico" (Reid, 1911), que está ilustrada en la Figura 4.1, establece que existen ciertas zonas preferenciales de la corteza terrestre (Figura 5.1a) donde se van acumulando lentamente grandes esfuerzos que son soportados por los materiales (rocas) que la constituyen. Estos esfuerzos ocasionan en las rocas

deformaciones elásticas cada vez mayores (Figura 5.1b) hasta que se supera la resistencia de las mismas (Figura 5.1c), y se produce entonces una liberación casi instantánea de la energía acumulada a través del tiempo.

El resultado de este mecanismo es la propagación de la energía liberada, en forma de ondas sísmicas y el retorno a un estado de equilibrio elástico (Figura 4.1d) de la zona previamente sometida a esfuerzos, con la presencia de una fractura o falla geológica, muchas veces visible en la superficie de la tierra. Este modelo mecánico para explicar el origen de los terremotos fue aceptado inmediatamente, pero quedó sin aclarar el por qué de la existencia de zonas preferenciales de concentración de esfuerzos.



**Figura 4.1:** Representación esquemática del modelo de rebote elástico de Reíd (1911). a) Bloque en estado de reposo y acumulación de esfuerzos, b) Etapa de deformación debido a los esfuerzos acumulados, c) Instante de la ruptura, d) Rebote elástico para una nueva posición de equilibrio.

## 4.1 MODELOS DE FUENTE SISMICA

A la ocurrencia de un terremoto, la propagación del frente de ruptura sobre el plano de falla, depende principalmente del estado de esfuerzos a la que se encuentra sometida la zona a fallar. Para ello se han desarrollado varios modelos para explicar la complejidad de los procesos de ruptura: así tenemos el modelo de Barreras (Dass y Aki 1977), y el de Asperezas (Kanamori, 1981). A continuación se describe cada uno de ellos.

#### 4.1.1 MODELO DE BARRERAS

Las Barreras son zonas de las fallas que oponen una fuerte resistencia a la ruptura y pueden así reducir la velocidad de propagación de la ruptura o incluso detenerla completamente, (Dass y Aki 1977). Las barreras constituyen un modelo sencillo de introducir una cierta heterogeneidad a la ruptura y explicar la complejidad de los sismogramas observados.

El modelo de Barreras puede ser mejor explicado a partir del estado de esfuerzos antes y después de ocurrir un terremoto, así como el deslizamiento que se produce. De acuerdo a la Figura 4.2a, y suponiendo que las zonas que se han roto durante el terremoto son dos, (representadas por las áreas de color blanco) en los perfiles adyacentes, se puede observar que los esfuerzos antes del terremoto son uniformes y si hay variación esta es pequeña y relativamente importante. Durante el terremoto, la ruptura se produce en las áreas sin sombrear y en ellas los esfuerzos se relajan y caen hasta llegar a un valor cero, produciéndose una transferencia de esfuerzos hacia los bordes y uniones entre las fallas, en donde aumenta la tensión para impedir que la falla se deslice. En el caso del deslizamiento, esto solo se produce en las dos áreas sin sombrear sobre la falla, esto debido a que las Barreras reducen enormemente el movimiento de sus compartimentos. De manera general este modelo, describe mejor los terremotos asociados a deformaciones corticales (fallas), donde se produce eventos sísmicos con magnitud moderada ( $\geq 6.0$ ).

Áreas probables de ruptura sísmica en el borde occidental del Perú, a partir de la variación del parámetro "b".

### **4.1.2 MODELO DE ASPEREZAS**

Se define como el lugar donde se inicia el proceso de ruptura en un medio muy heterogéneo, debido a que ya hubo terremotos anteriormente, entonces esta zona se encuentra libre de esfuerzos (Tavera, 1992).

En este modelo, el estado inicial es una gran falla que ha sufrido una serie de terremotos, pero que en su interior aun queda una serie de áreas que aun no se han roto. En la Figura 4.2b, se puede ver que toda la zona ha liberado energía (zonas blancas), con los terremotos precedentes, quedando solo dos áreas que no se han roto (zonas oscuras). El nuevo terremoto se iniciará en estas dos áreas o en cadena. En términos de esfuerzos, la situación inicial es muy diferente al modelo de Barreras; casi la totalidad de la falla ya liberó energía y los esfuerzos se concentran en las áreas resistentes. Durante los terremotos posteriores, esta energía se liberará totalmente y la situación final es de esfuerzos casi uniformes. El deslizamiento producido en este modelo es similar al de Barreras; en las áreas de caída de esfuerzos apenas si hay deslizamiento (Tavera, 1992).

Los grandes terremotos ocurridos en el periodo histórico e instrumental en el borde occidental del Perú, fueron debidos principalmente al proceso de subducción y según los modelos expuestos obedecerían al modelo de asperezas.



*Figura 4.2: a)* Modelo de Barreras (Das y Aki, 1977), b) Modelo de asperezas (Kanamori, 1981), donde D= Deslizamiento,  $\sigma = Esfuerzo$ . Modificado por Tavera, 1992.

El modelo de asperezas, es atribuido a la presencia de los gap sísmicos, los mismos que se encuentran bien representados en las zonas de subducción (Kanamori, 1981). En la Figura 4.3 se muestra un esquema en 3D para la zona de subducción del Perú, en donde las Asperezas están representadas por las áreas de color rojo, las mismas que indican áreas con acumulación de energía elástica. De manera detallada en la Figura 4.3 se esquematiza el mecanismo de ruptura que se desarrolla en una zona de subducción; es decir, la zona de interacción de la placa oceánica (Nazca) con la placa continental (Sudamericana). En un tiempo ( $t_0$ ) en esta superficie se producen terremotos de diversa magnitud (estrellas de color negro), todas distribuidas de manera heterogénea sobre la superficie (área de color amarillo) restando áreas que no se han roto (áreas de color rojo) y que actúan o se comportan como Barreras. Pasado un tiempo ( $t_0 + t_1$ ), las Barreras llegan a comportarse como Asperezas, siendo estas, las mismas fuentes de terremotos.



*Figura 4.3:* Esquema en 3D donde se muestra la distribución espacial de asperezas en una zona de subducción.

El mecanismo de ruptura de un terremoto, como se ha descrito, es muy complejo y va depender principalmente del estado de esfuerzos y de las propiedades físicas del medio que está próximo a fracturarse. Los modelos de Asperezas y Barreras explican mejor esta complejidad, el primero, asociado a los mecanismos de ruptura de los terremotos que ocurren en las zonas de subducción y el segundo, a los terremotos asociados a fallas.

Los grandes terremotos ocurridos en el periodo histórico e instrumental en el borde occidental del Perú, fueron debidos principalmente al proceso de subducción y según los modelos expuestos obedecerían al modelo de Asperezas. Los terremotos ocurridos en el interior del continente, asociados a fallas geológicas activas, obedecerían al modelo de Barreras, sin embargo; estos son menos destructores a comparación de los que ocurren por el proceso de subducción.

# **CAPÍTULO V**

# METODOLOGÍA PARA EL CÁLCULO DEL PARAMETRO "b"

La superficie de contacto entre dos placas no se encuentra en un estado uniforme de esfuerzos, sino que existe una extensa liberación de los mismos en forma de calor y energía en algunas partes de la superficie de acoplamiento de placas. Los sismos comprometen parte de estas superficies y dejan otras libres llamadas asperezas. El terremoto debe originarse en una zona donde no se han producido eventos por un tiempo, lo que describe la presencia de una aspereza o de una zona con gran acumulación de energía. A raíz de estas observaciones Wiemer y Wyss (1997) proponen una metodología netamente probabilística para identificar la presencia y la ubicación geográfica de zonas donde podría estar generando el proceso de acumulación de energía.

Este método consiste en calcular los valores de "a" y "b" utilizando la distribución frecuencia-magnitud de los sismos LogN=a-bM, (Ishimoto e Iida, 1939; Gutenberg y Richter, 1944), (Figura 5.1). El parámetro crítico de esta relación viene a ser el valor de "b" que define la pendiente de la recta para la distribución frecuencia-magnitud de los sismos y que físicamente caracteriza los niveles de esfuerzos acumulados y liberados en una zona, y puede ser calculado utilizando una base de datos sísmicos y el ajuste lineal de mínimos cuadrados o a partir del método de máxima verosimilitud (Aki, 1965; Utsu, 1965). Empleando los algoritmos desarrollados en el programa ZMAP (Wiemer y Zuñiga, 1994), se calcula los valores de los parámetros "a" y "b" para áreas pequeñas como parte de otra mayor

que previamente fue descretizada utilizando una malla, cuyos espaciamientos dependerán de la densidad de datos del catalogo sísmico y de las dimensiones del área de estudio.



*Figura 5.1:* Relación de la distribución Gutenberg- Richter que muestra el logaritmo del número acumulado de sismos y el trazo de la pendiente, para identificar la magnitud de completitud (Mc). Los cuadrados indican la frecuencia acumulativa; mientras que, los triángulos la frecuencia no acumulativa.

# 5.1 DISTRIBUCIÓN FRECUENCIA-MAGNITUD

La distribución de los sismos con respecto a sus magnitudes, muestra una auto semejanza, esto parece ser el resultado de un proceso auto-similar y obedece a una ley potencial o a una escala fractal. Esto implica la ausencia de características asociadas al tamaño del evento (limites teóricos sobre el máximo o mínimo tamaño del evento). Por consiguiente, la frecuencia de los terremotos frente a su tamaño (N), tiende a tener una forma lineal fija.

Las siguientes fórmulas empíricas son conocidas en el Asia como la relación Ishimoto-Iida (Kulhanek, 2005, Ishimoto e Iida, 1939) y en, Occidente como la relación de Gutenberg-Richter (Kulhanek, 2005, Gutenberg y Richter, 1942) y está definida como:

$$Log N = a - bM \tag{5.1}$$

$$N = 10^{a-bM}$$
 (5.2)

Donde:

- N es el número de sismos con una magnitud igual o mayor que M sobre un periodo de observación.
- a y b son constantes reales positivas.

La ecuación (5.1) define la distribución de los eventos con respecto a la magnitud, para una cierta región y un intervalo de tiempo. La ecuación (5.2) también usualmente es referida como la relación magnitud-frecuencia (RMF) (Kulhanek, 2005), y representa una relación lineal entre log N y M, tal como se muestra en la Figura (5.1).

La ley de Gutenberg y Richter, es adoptada generalmente para definir la recurrencia de sismos en una determinada región y para su correcta estimación, se necesita disponer de información sísmica para un intervalo de tiempo bastante grande. Kulhanek (2005) indica que las desviaciones lineales en la distribución frecuencia magnitud debe considerar lo siguiente:

- Para magnitudes pequeñas, los datos contenidos en los catálogos son incompletos; sin embargo, el decremento del parámetro "b" (bajo el umbral de magnitud), puede no ser sólo un efecto artificial de un catálogo incompleto, sino a que los sismos de magnitudes pequeñas probablemente no son tan números.
- Para magnitudes mayores, las desviaciones se deberían a la saturación de las escalas de magnitud. Este problema es asociado a la forma de medir la

magnitud de un sismo y en particular cuando se trata de magnitudes como mb o Md (Stein y Wysession 2003).

 Otra razón de las desviaciones lineales es el tamaño de los catálogos disponibles que por lo regular son muy cortos en tiempo y no llegan a incluir la ocurrencia de los eventos mayores, con la consiguiente pérdida de información.

Por otro lado, Zúñiga y Wyss (2001) proponen que el valor absoluto del parámetro "*b*" depende también de la escala de magnitud usada, ya que hay una clara evidencia de que las escalas de magnitud cambian cuando se introduce una nueva instrumentación y/o nuevos procedimientos de análisis, de la misma forma que se modifican con el tiempo, y esto afecta las distribuciones de frecuencia-magnitud. Finalmente, otra forma de representar esta relación es de la siguiente manera:

$$N = \gamma(M) = \alpha e^{-\beta M} \tag{5.3}$$

Donde:

- N es el número promedio de terremotos con magnitud superiores a M (función de densidad de probabilidad de M) en la unidad de volumen y unidad de tiempo.
- $\alpha$  y  $\beta$  b son constantes regionales.

La constante  $\alpha$  varía ampliamente de un lugar a otro del territorio, mientras que  $\beta$  se mantiene dentro de los límites estrechos. La relación que existe entre las variables a, b y  $\alpha$ ,  $\beta$  son las siguientes:

$$a = Log \alpha \tag{5.4}$$

$$\boldsymbol{\beta} = (b/Log \ \boldsymbol{e}) = b \ ln \ 10 \tag{5.5}$$

Tanto los parámetros "*a*", "*b*" como  $\alpha$ ,  $\beta$ , se obtienen de un ajuste de mínimos cuadrados o por el método de máxima verosimilitud.

## 5.1.1 Los Parámetros "a" y "b"

**5.1.1.1 El Parámetro "a":** es una medida del nivel de sismicidad regional o productividad sísmica (Kossobokov y Keilis-Borok, 2000). Esto está determinado por la tasa de sismicidad, que para una cierta región, depende del volumen y la ventana de tiempo considerada. Matemáticamente, expresa el logaritmo del número de sismos con magnitudes mayor a cero; es decir, el total esperado de eventos en la región si se extrapola la relación hasta las magnitudes más pequeñas, el parámetro "a" puede ser calculado a partir de la siguiente relación:

$$a = \text{Log}\sum N - \log\left(\sum 10^{-bM}\right)$$
(5.6)

5.1.1.2 El parámetro "b": el valor de este parámetro se obtiene a partir del cálculo de la pendiente de la recta resultante del ajuste lineal entre el logaritmo de N y la magnitud de los sismos (M). El valor del parámetro "b" se relaciona con las características físicas de cada región sísmica de forma tal, que valores altos de "b" implica el predominio de terremotos de magnitud pequeña y por tanto, la región presenta poca resistencia a deformarse (Figura 5.2a). En cuanto a valores bajos de "b" predominan los terremotos de magnitud mayor, indicando una mayor resistencia del material a la ruptura (Figura 5.2b). Además, esta constante varía de región en región (Kossobokov y Keilis-Borok, 2000), y es considerada como una medida del esfuerzo promedio en la misma (Wiemer y Wyss, 2002). Según Scholz, (1968), el valor del parámetro "b" tiene una fuerte relación con el esfuerzo en el volumen a considerar, en razón a que existe una relación inversa entre el valor "b" y el nivel de esfuerzo acumulado. Por ejemplo, para una determinada región, menor valor de "b" implica una menor pendiente en la relación Gutenberg-Richter, que a su vez estaría relacionado con un número mayor de eventos de magnitudes elevados con relación a la cantidad de eventos menores, esto implica una mayor concentración de esfuerzos en la zona. De la misma forma, valores grandes de "b" implican una concentración de esfuerzos menores (Wiemer y Wyss 1997; Zúñiga y Wyss, 2001; Wiemer y Wyss, 2002). Por consiguiente, algunos autores como Bullen y Bolt (1987), afirman que este parámetro puede ser utilizado como predictor de terremotos grandes ya que para una determinada región sísmica, el valor del parámetro "b" varia con el tiempo.



Figura 5.2: Representación de los sismos en función de su frecuencia magnitud, a) Valor alto del parámetro "b" implica predominio de sismos de magnitud pequeña. b) Valor bajo del parámetro "b", predominio de sismos de magnitud grande. (Udias y Mezcua, 1986).

Los parámetros físicos que perturban los valores del parámetro "b" son: Los niveles de esfuerzos y la heterogeneidad del medio. Estudios de laboratorio han demostrado que el valor de "b" presenta una relación inversamente proporcional al esfuerzo (Scholz, 1968) situación también demostrado para terremotos saciados en Denver (EEUU), donde la variabilidad de la presión de poros fue conocida (Wyss, 1973). Esto significa que la magnitud (M) de un terremoto que actúa a un determinado volumen, depende de los niveles de esfuerzos necesarios para producir la ruptura; esto porque la magnitud es inversamente proporcional al valor de "b" (Aki, 1965; Utsu, 1965; Hamilton, 1967).

En la Figura 5.3 se muestra un ejemplo del experimento de rotura de rocas en laboratorio, donde se observa que los valores elevados de tensión están acompañados de valores pequeños del parámetro "b" y los valores bajos de tensión, asociados a valores elevados del parámetro "b".



*Figura. 5.3:* Aplicación de la presión de confinamiento, y esfuerzo cortante a una roca tipo granito para ver la variación del valor del parámetro "b", (Amitrano, 2003)

## 5.2 ASPEREZAS Y VALORES MÍNIMOS DEL PARÁMETRO "b"

Parte de la hipótesis de que los valores anormalmente bajos del parámetro "b" ayudan a estimar la presencia de zonas con alta concentración de esfuerzos que puedan considerarse como asperezas. El cálculo de los valores del parámetro "b" para el estudio de asperezas en una zona de subducción como la del Perú, se basa en la distribución frecuencia-magnitud de los sismos, y está asociado con el estado de los esfuerzos presentes en las áreas de acoplamiento entre dos placas Nazca y Sudamericana. Por tanto, en las áreas donde se han acumulado esfuerzos mínimos y máximos (asperezas), presentan diferentes distribuciones para la relación frecuenciamagnitud de los sismos (Wiemer, 1996), de tal manera que la distribución espacial del valor del parámetro "b" permitiría identificar áreas con altos esfuerzos (valores bajos de "b") y bajos esfuerzos (valores altos de "b").

La Figura 5.4 permite ver el comportamiento de los valores del parámetro "b" en el gráfico de distribución de frecuencia-magnitud, para dos regiones sísmicamente diferentes. La curva de color azul identifica a una región con baja sismicidad y su curva presenta una pendiente muy alta, con sismos mayores entre magnitudes de 6 a 6.5 Ms; por consiguiente, esta región no está ligada o sujeta a grandes esfuerzos. Por el contrario, la curva de color rojo se caracteriza por presentar una pendiente muy baja y a su vez presenta sismos con magnitudes máximas del orden de 8 a 8.4 Ms, lo que indica que la zona está ligada a grandes esfuerzos, y a la presencia de asperezas, de tal manera que en esta región hay mayor acumulación de energía elástica y es más propensa a generar sismos de gran magnitud. El estudio en detalle del espacio-tiempo de la variación del valor del parámetro "b" permite inferir la presencia de futuras áreas de ruptura; y de otras en donde indica una alta heterogeneidad en el material o a valores elevados de gradiente térmico en el caso de volcanes.



*Figura 5.4:* Distribución de frecuencia-magnitud de los sismos. Valores bajos del parámetro "b" son asociados a áreas o regiones con altos esfuerzos (asperezas) y valores altos, a regiones con bajos esfuerzos. Mc es la magnitud mínima de completitud del catálogo sísmico.

## 5.3 VARIACIONES DEL PARÁMETRO "b"

En general el valor del parámetro "b" oscila entre 0.5 y 1.5, siendo su valor mayor más cercano a la unidad. Los valores mayores a 1, caracterizan a los dorsales meso oceánicas, y valores menores, a los "rifts" continentales y regiones de sismos profundos. (Udias y Mezcua, 1986). El parámetro "b" puede utilizarse como una forma de cuantificar el "tamaño" promedio de las rupturas debido a que corresponde a ley de potencias para las magnitudes y por lo tanto, para el área de ruptura promedio (Zúñiga y Wyss 2001). Utsu señaló que el valor del parámetro "b" comúnmente es cercano a la unidad y varía aproximadamente en un intervalo entre 0.3 y 2.0. A pesar de que no existe acuerdo, sobre si el parámetro "b" aumenta o disminuye antes de un terremoto fuerte, para muchos autores, a quienes les ha llamado la atención la variación temporal de este parámetro, es claro que éste tiene comportamientos particulares para cada región y que actúa como un premonitor de terremotos (Suyehiro, 1966).

En la Tabla 5.1, se presenta los resultados del cálculo del parámetro de "b" para diferentes regiones tectónicas (zonas de subducción, sistemas de fallas activas, volcanes activos). Según estos resultados los valores del parámetro "b" para el caso de estudio de zonas de subducción varían entre 0.4 a 1.6, los cuales indicarían la concentración de los niveles de esfuerzos altos y bajos en las zonas de contacto de placas tectónicas. Asimismo, los valores de "b", para el caso de los sistemas de fallas activas, oscilan en el rango de 0.5 a 2, y en este caso, los valores mínimos indicarían la presencia de anomalías estructurales asociados a valores con altos niveles de esfuerzos). Investigaciones recientes revelan que los eventos sísmicos con origen en fallas normales. Para el caso de los volcanes activos, los valores oscilan en el rango de 0.8 a 2.2, estando los valores altos de "b" relacionados a zonas con alto valor del gradiente térmico, y zonas con presencia de material heterogéneo.

Región		"b"	Referencia
ZONAS DE SUBDUCCIÓN	Zona de Subducción (México)	0.5-1.5	Zuñiga y Wyss (2001)
	Zona de Subducción (Perú)	0.6-1.2	Heras y Tavera (2002)
	América Central	0.6-1.6	Monterroso y Kulhanek (2003)
	Zona de Subducción (Perú)	0.5-1.1	En este estudio (2011)
	Zona de Subducción (Nueva		
	Zelanda y Alaska)	0.8-1.4	Wiemer y Benoit (1996)
	Placa del Pacífico	0.4-1.0	Katsumata (2006)
SVILAS	falla Boconó (Venezuela)	0.6-2.0	Bendito et al., (2000)
	Falla San Jacinto-Elsionore	0.5-1.5	Wyss et al., (2000)
	Falla San Andrés	0.5-1.1	Wiemer y Wyss (1997)
	Falla Calaveras	0.6-1.1	Wiemer y Wyss (1997)
VOLCANES		0.8-1.5-	
	Yake-Dake, Montaña Hida	1.7	Enescu y Ito (2002)
	Monte St. Helena (Washington)	1-2.2	Wiemer y McNuutt (1997)
	Monte Redoubt (Alaska)	1-2.2	Wiemer y McNuutt (1997)
	Montaña Mammoth (California)	1-1.8	Wiemer et al (1998)
	Monte Etna (Italia)	1.3-3	Murru et al., (1999)
	Kilauea (Hawaii)	0.5-1.5	Wyss y Nagamine (2001)

 Tabla 5.1: Fluctuación de los valores del parámetro "b" para diferentes regiones tectónicas.

## 5.4 MÉTODOS PARA EL CÁLCULO DE "a" Y "b"

Para calcular los parámetros de "a" y "b" existen dos métodos, y son:

- Mínimos cuadrados

- Máxima verosimilitud

#### 5.4.1 Método de Mínimos Cuadrados

El método de ajustes de mínimos cuadrados emplea la suma de los cuadrados. Para un valor x, la recta de ajuste proporciona un valor diferente de y, el mismo que será positivo para algunos puntos y negativo para otros, puesto que esto se dispone alrededor de la recta. Por lo tanto, la suma de estas diferencias para todos los puntos es poco significativa; es por ello que se emplea la suma de los cuadrados de las diferencias con la finalidad de medir las discrepancias entre la recta y los puntos (Ecuación 5.7).

$$E(a,b) = \sum_{n=1}^{N} (y_n - (ax_n + b))^2$$
(5.7)

Para calcular el valor del parámetro "b" este método realiza un ajuste de la distribución de frecuencia-magnitud de sismos, el mismo que se extiende a partir del punto de máxima curvatura de esta distribución, medido por la derivada y que en la figura se representa por (Mc) hasta la máxima magnitud de los datos sísmicos. Mediante el método de mínimos cuadrados se calculó la recta de mejor ajuste a partir de la dispersión de datos que resulta de graficar Log(N) vs. M, cuya pendiente seria el valor de "b" y el intercepto con el eje M la constante "a" o magnitud máxima esperada (Mmax). Este método ajusta los valores a una recta en función de la densidad de datos que existan en una determinada zona (Press et al, 1986). Para el borde occidental del Perú el ajuste de mínimos cuadrados para la expresión de la relación Gutenberg-Richter se muestra en la Figura 5.5.

#### 5.4.2 Método de Máximo Verosimilitud

El método de máxima verosimilitud (Figura 5.6), estima el valor del parámetro "b" basado en una magnitud media de sismos (Aki, 1965 y Utsu 1965). El método ajusta la recta al valor medio de los datos sobre la magnitud mínima de homogeneidad, incluida la máxima magnitud observada y normalizada, a partir de la siguiente expresión (ecuación 5.8):

$$b = \frac{0.4343}{\langle M \rangle} - M_{min} = \log 10e / \langle M \rangle - M_{min}$$
(5.8)

Donde:

- <M> es el valor medio de todas las magnitudes dentro del rango seleccionado.
- Mmin es la magnitud mínima.

El método de máxima verosimilitud es una técnica de mayor solidez que el de mínimos cuadrados, y se acerca más al valor real de "b". Ajusta la recta al valor medio de los datos sobre la magnitud mínima de homogeneidad incluida la máxima magnitud observada (Weichert, 1980; Press et al, 1986), lo que a su vez normaliza el aporte que hacen los sismos de diferentes magnitudes cuando el número de sismos grandes es variable (Sha y Bolt, 1980). Los resultados de los cálculos del valor del parámetro "b" para el borde occidental del Perú, mediante los métodos de Máxima Verosimilitud (MMV) y el método de Mínimos Cuadrados (MMC) son muy similares, siendo estas de: b=0.675+/- 0.02 (MMV) y b=0.687+/- 0.03 (MMC).

El método que presenta mejores límites de confianza en los cálculos de los parámetros "a" y "b" es el de Máxima Verosimilitud (Aki, 1965); por lo tanto, para este estudio se empleará dicho método para el cálculo de los parámetros "a" y "b".



valor-b = -0.672 + -0.04, valor-a = 5.5755Magnitud de Completitud = 3.8

*Figura 5.5:* Cálculo del valor del parámetro "b" por el método de mínimos cuadrados para el borde occidental del Perú.



valor-b = 0.661 + 0.02, valor-a = 5.53Magnitud de Completitud = 3.8

*Figura 5.6:* Cálculo del valor del parámetro "b" por el método de máxima verosimilitud para el borde occidental del Perú.

## 5.5 METODOLOGÍA PARA EL CÁLCULO DE "a" Y "b"

Para poder calcular los parámetros "a" y "b" de la relación frecuenciamagnitud de los sismos, periodos de recurrencia y densidad de probabilidad siguiendo el procedimiento de Wiemer y Wyss (1997), se debe de considerar lo siguiente:

- Los estudios realizados en diferentes regiones tectónicamente activas, han demostrado que el buen cálculo del valor de "b" dependerá principalmente de la selección y calidad de los datos sísmicos, número de eventos vs cobertura, cálculo de la magnitud de completitud, selección del radio de muestreo, y del buen ajuste de la distribución frecuencia magnitud de los sismos. Por lo tanto, se debe contar con un catálogo sísmico para un buen periodo de tiempo seguidamente realizar un análisis estadístico y desarrollar lo siguiente:
  - a. Homogeneizar las magnitudes
  - b. Eliminar las réplicas
  - c. Fijar la magnitud de completitud (Mc) del catálogo.
- 2. El algoritmo que permite calcular los valores de "a" y "b" en el programa ZMAP requiere de una serie de parámetros como las dimensiones de la grilla (x, y), magnitud mínima de completitud del catálogo, dimensión del radio para el trazado de círculos, etc. Estos parámetros básicamente dependerán de la densidad de datos que se cuente y de las características sísmicas de la región de estudio, tales como longitudes de ruptura y áreas de ruptura de los eventos principales, fuentes sismogénicas, distribución espacial de la sismicidad.
- El procedimiento a seguir se muestra en la Figura 5.7. Primero se cuenta con un mapa sísmico homogéneo y con una magnitud de completitud definida (Figura 5.7a), seguidamente se procede a crear un reticulado de celdas (Figura 5.7b), o mallas bordeando toda la región de estudio, tal como se ilustra en la Figura 5.7c.

- 4. A partir de cada nodo de las celdas se generan áreas de circunferencias con un radio de muestreo constante, el cual considera como origen el nodo de cada celda (Figura 5.7d). El espaciamiento de la malla, y el volumen circular dependerán principalmente del número de sismos contenidos en el área de estudio, es por eso que los parámetros de entrada deben ser bien definidos, y así reducir los errores en el cálculo del valor de b. Para este estudio se fijó espaciamientos de 0.1° a 0.1° equivalente a 10 Km de largo y ancho. Se consideró volúmenes esféricos de 150 Km de radio, en base a la superfície disponible sobre las áreas de ruptura (100-500 Km), que produjeron los grandes terremotos en el periodo histórico e instrumental asociados a la zona de fricción de placas (Heras, 2002). La curva de distribución de la relación Gutenberg y Richter es calculada para cada volumen circular y a partir de esta curva, los valores "a" y "b" son calculados con el método de máxima verosimilitud, descrito anteriormente.
- 5. Los resultados de los diferentes valores de "b", Pr (periodos de retorno), y densidad de probabilidad local de ocurrencia, son presentados en mapas diferenciados por escala de colores (Figura 5.7e). Los colores serán proporcionales al valor obtenido para cada parámetro a caracterizar. Así, las áreas de color rojo representan valores anómalos de "b" y estos a su vez definen la forma y geometría de las asperezas; mientras que, los colores azules corresponden a valores altos de "b" y definen áreas con poco o ninguna posibilidad de generar grandes sismos.



*Figura 5.7: Ejemplo de la secuencia seguida para el cálculo del parámetro "b". a) Mapa sísmico homogéneo, b) Creación de la grilla, c) Delimitación del área de estudio, d) Radio de muestreo, e) Resultados finales cuyos valores se muestran en una escala de colores.* 

## 5.6 PERIODOS DE RECURRENCIA

Tal como se ha descrito anteriormente, los valores bajos del parámetro "b" permiten identificar la existencia de posibles asperezas en una región potencialmente sísmica. Para estas asperezas, se puede extrapolar el periodo de recurrencia de futuros terremotos con magnitudes Ms≥7.0 en base a los valores de "a" y "b" obtenidos de la distribución frecuencia-magnitud de los sismos.

En la Figura 5.8 se muestra una ilustración esquemática de la distribución frecuencia-magnitud de los sismos en forma acumulativa para tres modelos propuestos. El primero por Gutenberg y Richter, (1954) que muestra la distribución asumida para el cálculo estándar del periodo de recurrencia (Tr) para un valor de b=1 (Línea de roja) y un intercepto en NMax=1. El segundo modelo muestra la distribución observada para las fallas de tipo strike-slip usando el área de ruptura (Wesnousky, 1994; Stirling et al., 1996), con una pendiente de aproximadamente b=1 (Línea discontinua de color azul) y un intercepto de Nma=1, donde Ma es la magnitud de la réplica más grande de un sismo ocurrido en un falla. El último modelo es el propuesto por Wiemer y Wyss, (1997) en donde consideran la distribución frecuencia-magnitud dentro de una aspereza; es decir, dentro de una área con un valor bajo de b $\approx$ 0.5 (línea de color negro) y esta se intercepta en Mmax = 1.

De los tres modelos definidos, en este estudio se aplica el tercero a fin de calcular el periodo de recurrencia de un terremoto de magnitud elevada, esto debido a que considera los valores de "a" y "b" calculados dentro del área de una aspereza; por lo tanto, la estimación del periodo de recurrencia es más real. Con respecto a los dos primeros modelos estas consideran un valor promedio estándar de b=1, y no estaría en el rango de los valores que consideran a una aspereza.



**Figura 5.8:** Modelos de frecuencia magnitud de los sismos para la extrapolación de terremotos con magnitud elevada (M >7.2) y cálculo del periodo recurrencia: (Gutenberg y Richter, 1954); Wesnousky, 1994; Stirling et al.; 1996 y Wiemer y Wyss, 1997).

Según el modelo de frecuencia magnitud de los sismos desarrollado por Wiemer y Wyss (1997), el cálculo del periodo de recurrencia de futuros terremotos para un rango determinado de magnitud, es calculado en base a los valores de las constantes "*a*" y "*b*" de la relación Gutenberg y Richter (ecuación 5.9), y esta se expresa como :

$$Log N = a - b M \tag{5.9}$$

$$\mathbf{P}_{\mathbf{r}} = \mathbf{T}_{\mathsf{L}}(M_{max}) = \Delta \mathbf{T}/10^{(\mathsf{a}-\mathsf{b}M_{max})}$$
<sup>(5.10)</sup>

Donde:

- $\Delta T$  es el periodo de datos considerado en la base de datos y
- M, la magnitud máxima del sismo cuyo periodo de recurrencia se daría conocer.

Aquí "a" varía en función del espacio, lo que es evidente en cualquier mapa de sismicidad. Por otro lado "b" también varía fuertemente sobre cortas distancias

(aunque en grandes volúmenes el valor promedio tiende a mostrarse al valor de 1), entonces  $T_L(M_{max})$  también es una función del espacio.

## 5.7 PROBABILIDAD DE RECURRENCIA

La probabilidad local anual por kilómetro cuadrado  $PL(M_{max})$  para un sismo de magnitud elevada, se define como la inversa de la ecuación del periodo de recurrencia TL(M).

$$P_{L}(M_{max}) = 1/(T_{L}(M_{max})A)$$
 (5.11)

Donde:

- Mmax es la magnitud máxima.
- A es el área en Km<sup>2</sup>, entonces los mapas de Pr y PL son equivalentes.

Otra forma de cuantificar la probabilidad de recurrencia de uno o más sismos con magnitud mayores para un periodo de tiempo (T), es empleando la ecuación (5.12), que esta expresado en la forma exponencial  $e^{-NT}$  donde N1 es la relación Gutenberg y Richter expresado de la forma:  $N_1 = 10^{(a_1+bx)}$  para lo cual, la constante  $a_1$ es asumida a una corrección de tiempo t<sub>c</sub>, valor valor correspondiente al periodo de tiempo del catalogo sísmico utilizado para el estudio, así  $a_1$  será expresado de la forma:  $a_1 = a - \log t_c$ .

$$\Pr(M) = 1 - e^{-N_1 T}$$
(5.12)

Donde:

- N<sub>1</sub> es el número de sismos esperado por año.
- T el periodo de tiempo en años.

## 5.8 APLICACIONES DEL PARÁMETRO "b"

La metodología propuesta por Wiemer y Wyss (1997) ha sido aplicada para el estudio de la sismicidad a escala local y regional en varias regiones tectónicas ligadas directamente a la actividad sísmica y volcánica, Esta metodología ha sido empleado en numerosos estudios para el análisis de asperezas y cambios en el índice de sismicidad de una determinada región sísmica (Wiemer y Beniot 1996, Wyss et al. 2000, Monterroso y Kulhánnek, 2003). Así mismo, se empleó la metodología para estudios de evaluación de catálogos sísmicos (Zuñiga y Wyss, 1995), y para analizar la distribución frecuencia-magnitud de los sismos en función del tiempo y espacio.

Los resultados de la aplicación del método revelan una variación estadísticamente significativa del valor del parámetro "b" de al menos de 0.4 a 2.0 en la distribución de frecuencia-magnitud de los sismos. A través del programa ZMAP esos cambios pueden ser calculados en detalle en dos o en tres dimensiones, y los cambios temporales del valor del parámetro "b" pueden dar cálculos cuantitativos. Las variaciones más grandes de los valores de "b" se encontraron en nueve volcanes como el Monte Santa Helena, Washington, Monte Redoubt, Alaska, Montaña Mammoth, California, Monte Etna, Italia, El flanco Sur y Región Kaoiki cerca al volcán Kilauea, Hawai. Las anomalías con valores altos de "b" también se encontraron en la superficie de la zona de subducción en Alaska, New Zelanda y Japón a profundidades de 100 – 150 Km, sugiriendo la posibilidad de ser regiones de deshidratación con fusión parcial.

Con respecto a estudios relacionados en fallas, las asperezas se han caracterizado por presentar valores bajos de "b" (b<0.6) en volúmenes con radios de 5 a 40 Km a largo de la falla San Andrés en la parte Sur y Central de California, en Japón y México. En zonas con réplicas se encontró valores de "b" más bajos simplemente fuera del área de ruptura del sismo principal.

#### 5.8.1 Estudios en las Zonas de Subducción

### 5.8.1.1 Zona de Subducción de México

A lo largo de la zona de subducción de México (placa Pacífico y Caribe), Zúñiga y Wyss (2001) analizaron la distribución de los valores del parámetro "b" con la finalidad de identificar asperezas y conocer los periodos de retorno para sismos mayores de 7.2 Ms. Los resultados sugieren la presencia de asperezas con valores de b<0.8 y periodos de recurrencia del orden de 20 a 60 años para sismos ocurridos hasta una profundidad de 60 km. Finalmente, se muestra la presencia de 7 asperezas, de las cuales las ubicadas en la Costa de Guerrero y Sur de Chiapas representan las más importantes debido a su alta probabilidad de recurrencia: valores bajos de "b" (0.8) y periodos de retorno de 20 años (Figura 5.9).



*Figura 5.9: a)* Mapa de valores del parámetro "b" a lo largo de la Costa occidental de México, b) mapa de periodos de recurrencia local estimados probabilísticamente para sismos con magnitud de 7.2 Ms, usando los valores de "b", c) mapa de densidad probabilística P<sub>L</sub> para una magnitud M 7.2. (Zuñiga y Wyss, 2001).

Áreas probables de ruptura sísmica en el borde occidental del Perú, a partir de la variación del parámetro "b".
#### 5.8.1.2 Zona de Subducción Alaska y Nueva Zelanda

En la zona de subducción de Alaska y Nueva Zelanda, se observa un incremento del 45% en los valores del parámetro "b" para la sismicidad ocurrida a una profundidad entre 90 y 100 Km, lo cual podría ser debido al incremento de la deshidratación de la placa que subduce, y que provocaría un aumento de la presión del poro para reducir los esfuerzos efectivos y junto con ello el incremento del valor de "b". Los valores altos de "b", mayores a 1.4, están relacionados con el volcanismo presente en estas zonas de subducción y los valores bajos de b indicarían la presencia de asperezas (Figura 5.10). En los perfiles presentados (Alaska) se puede ver que los valores altos de "b" se encuentran bajo el volcán, coincidiendo con el área de deshidratación de la placa que subduce.



**Figura 5.10:** Aplicaciones del método de Wiemer y Wyss a las zonas de subducción de Alaska y Nueva Zelanda. a) Distribución de valores del parámetro "b" en profundidad para la zona de subducción de Alaska, b) Variación de "b" en la zona de subducción de Alaska y Nueva Zelanda.

Áreas probables de ruptura sísmica en el borde occidental del Perú, a partir de la variación del parámetro "b".

#### 5.8.1.3: Zona de Subducción de Perú

Se realizó el análisis de la distribución espacial de la sismicidad asociado al proceso de interacción de las placas de Nazca y Sudamericana, con la finalidad de identificar las áreas mas probables para la ocurrencia de futuros terremotos de magnitud Ms≥7.2. Los valores del parámetro "b" fueron calculados utilizando catálogos sísmicos para el periodo de 1964-1999. Los resultados obtenidos corresponden a Heras y Tavera (2002) quienes identificaron la presencia de siete asperezas de diferentes dimensiones distribuidas a lo largo del borde oeste del Perú (Figura 5.11a). Estas asperezas se ubican: región Norte; en el límite de Perú y Ecuador, frente a la costa de Sur de Piura, costa de Ancash y costa Norte de lima. En la región Sur frente a la costa de Arequipa. Las asperezas presentan un periodo de retorno de 50 años aproximadamente (Figura 5.11b).

De estas asperezas, la ubicada frente al departamento de Arequipa dio origen al terremoto del 2001; es decir, un año después de presentado esta investigación; asimismo la aspereza ubicada en la costa de Ica dio origen al terremoto de Pisco del 2007, siete años después de realizada la investigación.



*Figura 5.11:* Distribución de valores anómalos del parámetro "b" en todo el borde oeste del Perú, donde las áreas de color azul indican las asperezas, a) mapa de valores del parámetro "b", b) mapa de periodos de retorno,(Heras y Tavera, 2002).

Áreas probables de ruptura sísmica en el borde occidental del Perú, a partir de la variación del parámetro "b".

#### 5.8.2 Sistemas de Fallas

La aplicación del método del valor del parámetro "b" se realizó en diferentes sistemas de fallas activas en el mundo. Por ejemplo, en la falla de San Andrés en California, Wiemer y Wyss (1997) identifican la presencia de importantes asperezas ubicados en Parkfield (Middle Mountain) y Morga Hill (Figura 5.12a) con valores anómalos de b=0.46 y b=0.5 respectivamente, y periodos de retorno para la aspereza de Parkfield (Figura 5.12b) de 23 años; mientras que, para Morgan Hill de 78 años, siendo estos valores similares a los periodos medios de retorno de terremotos históricos para esta región (22 y 72 años).

Estudios más detallados fueron realizados por Gerstenber et al. (2001), quienes sugieren que los valores de "b" en la zona de California varían en función de la profundidad en las fuentes sísmicas. Así, para un rango de profundidad entre 0 a 5 Km el valor de "b" es de b>1.1 y para 8 a 15 Km, b es del orden b<0.8, lo cual sugiere la presencia de una aspereza a este nivel de profundidad. En la falla de San Jacinto-Elsinore (Figura 5.12c) al sur de California, se ha llegado a definir periodos de retorno para terremotos con magnitud M>6 en base a la historia sísmica. Por ejemplo, de los 6 terremotos históricos ocurridos entre 1899-1968, 5 de ellos correlacionan con cuatro asperezas identificadas en dicho estudio. Siendo la más importante la aspereza con valores mínimos de b=0.5 presente en el segmento de Anza (Sur de California).



**Figura 5.12:** Aplicación del método de Wiemer y Wyss (1997) en sistema de fallas a) Falla Parkfield, b) Falla Morgan Hill, c) Falla San Jasinto Elsinori.

#### 5.8.3 Aplicación en Volcanes

Se tenía conocimiento, desde hace mucho tiempo, que el comportamiento de los valores del parámetro "b" en el interior de los volcanes era elevado, pero fue sorpresa cuando Wiemer y McNutt (1997) demostraron que este valor en el interior de los volcanes Mount St. Helens y Mt. Supr, se concentra en pequeños volúmenes (r  $\approx 1.5$  Km) con valores normales y bajos de "b". Desde entonces, el método fue aplicado para conocer la variabilidad del valor de "b" en volcanes como Long Valley

y Mammoth Mountain (Wiemer et al., 1998), Montserrat (Power et al., 1998), Etna (Murru et al., 1999), Katmai (Jolly y McNutt, 1999), Mt, Redoubt (Wiemer et al., en preparación) (Ver Figura 5.13), y adyacente en la zona rift al este de Kilauea (Wyss et al., 2001).

La conclusión básica es que los valores del parámetro "b" en los volcanes no son tan altos como se pensaba, aunque hay anomalías que se encuentran incrustadas en el medio. Estas anomalías son altamente significativas y en general, no pueden ser explicadas con certeza debido a problemas en los catálogos sísmicos. Sin embargo, al momento de realizar comparaciones de los valores altos de "b" con otros datos Geofísicos y Geodésicos, con respecto a la localización y extensión de la cámara magmática, se llegó a las siguientes conclusiones:

- En los alrededores de la cámara magmática del volcán, siempre se encontró valores altos de "b", particularmente siempre existían anomalías superficiales con valores altos de "b" en estos casos no se sabe ciertamente si el magma está asociado o no con las anomalías de valores de "b"; a pesar que la ausencia de una anomalía bastantemente fuerte sugiere la ausencia del magma. Los factores que causen la ausencia de valores altos de "b" pueden ser la presencia de fluidos calientes en los sistemas geotermales o agrietamientos extensos en que un volumen pudo haber obtenido en erupciones pasadas. Por supuesto que la cámara magmática y los volúmenes contienen material en fusión parcial, por lo tanto estos no son capaces de generar terremotos.
- En muchos de los volcanes estudiados hasta el momento, las anomalías de los valores de "b" no siempre se encuentran localizados directamente bajo el cono volcánico, (Off-Izu, Etna, Mammoth, Kilauea east zone, Redoubt), lo cual implica que algunos volcanes presentan conductos de magmas muy complejos, o que la profundidad de las cámaras magmáticas se encuentran en un rango de 1 a 13 kilómetros de profundidad. Otros volcanes presentan anomalías en mayor profundidad, lo cual sugiere la heterogeneidad de la cámara magmática.



Figura 5.13: Imágenes en 3D de la distribución de los valores del parámetro "b" debajo y adyacente a los volcanes. El origen de la actividad sísmica presente en cada volcán se encuentra en las anomalías de color rojo. a) Monte Santa Helena, Washington, b) Monte Redoubt, Alaska, c) Montaña Mammoth, California, d) Monte Etna, Italia, e) El flanco Sur y Región Kaoiki cerca al volcán Kilauea, Hawai. Wiemer y McNutt (1997) (Wiemer et al., 1998), Montserrat (Power et al., 1998), Etna (Murru et al., 1999), Katmai (Jolly y McNutt, 1999), Mt, Redoubt (Wiemer et al., en preparación).

## **CAPÍTULO VI**

# ANÁLISIS Y SELECCIÓN DE DATOS (APLICACIÓN AL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ)

Para realizar algún estudio en el campo de la sismología se debe contar con un buen catalogo sísmico, ya que los resultados dependerá de la base de dato utilizado; por lo tanto, se debe contar en su totalidad con todos los parámetros que caracterizan a un sismo, tales como fecha, hora, latitud, longitud, magnitud, intensidad y profundidad, todos calculados en las mismas condiciones a fin de constituir una base homogénea (Tavera y Agüero, 2000). Cuanto más precisos sean los datos, mayor es la confiabilidad en los resultados obtenidos; caso contrario ellos pueden llevar a errores para identificar, por ejemplo, patrones de sismicidad y/o estimar el nivel de peligro sísmico en una determinada región (Zúñiga y Wyss, 1995). Es generalmente aceptado, que el cálculo de los parámetros hipocentrales de los sismos contenidos en un catalogo sísmico mejorará con el tiempo, ya que las técnicas de registro y la cobertura de las redes sísmicas son mejores. Además los catálogos contienen progresivamente mayor número de eventos pequeños y la magnitud de completitud tiende a disminuir (Zúñiga y Wyss, 1995; Habermann, 1983). En este capítulo se procede a analizar la base de datos sísmicos proveniente del IGP para realizar el estudio de la variación del valor del parámetro "b" en el borde occidental del Perú.

## 6.1 BASE DE DATOS SÍSMICO

## 6.1.1 Catalogo sísmico del Perú

Para el Perú, existe hasta tres Catálogos Sísmicos que contienen los sismos ocurridos entre los años 1471 y 1982. Estos catálogos son:

## - Catálogo Sísmico República del Perú (1471 – 1982)

Por: Leonidas Ocola. Proyecto SISAN. Publicado en 1984.

## - Catálogo Sísmico del Perú (1500 – 1984)

Por: A. Espinoza, L. Casaverde, J. Michel, J. Alva, J. Vargas-Newman.Instituto Geográfico Nacional de España, US Geological Survey, UniversidadCatólica del Perú, Universidad Nacional de Ingeniería.Publicado en 1985.

## - Catálogo Sísmico del Perú (1500 – 1982)

Por: Daniel Huaco. Instituto Geofísico del Perú. Proyecto SISRA. Publicado en 1986.

El análisis de la información contenida en estos catálogos, permitió observar que el número y los parámetros hipocentrales de algunos sismos eran diferentes en cada uno de ellos; por lo tanto, surgió la necesidad de integrar esta información en un catálogo único tomando como base el publicado por el Instituto Geofísico del Perú (Huaco, 1986). En el año 2000 el departamento de Sismología del Instituto Geofísico del Perú, realiza un trabajo de revisión y actualización del Catalogo Sísmico para el periodo 1471-1982 (Tavera y Agüero, 2000).

La base de datos utilizada en esta investigación proviene del catálogo del Instituto Geofísico del Perú (IGP), y su distribución espacial se muestra en la Figura 6.1. En general, este catalogo tiene las siguientes características:

- Comprende el periodo instrumental y para el cálculo de sus parámetros hipocentrales donde el IGP cuenta con una densa red de estaciones sísmicas.
- Mejora en el cálculo de los parámetros hipocentrales y en la estimación de la magnitud.
- Se considera los sismos con focos asociados a la convergencia de placas, todos con profundidad de hasta 60 Km.



*Figura 6.1:* Mapa sísmico del Perú para el periodo 1970-2010 con profundidad ≤60Km. Los círculos de color rojo representan los epicentros para los sismos con Ms≥7.0 ocurridos durante este periodo.

Una de las características típicas de un catálogo, como la del IGP, es que contienen eventos que no evolucionan según la tasa uniforme en el espacio-tiempo, debido a que contienen agrupaciones de sismos denominados "clusters" que pueden ser observados en el gráfico del Número Acumulado vs Magnitud de Sismos (Figura 6.2a). El origen de estos clusters pueden deberse al incremento o disminución de estaciones sísmicas, lo que causa el aumento o disminución del número de sismos registrados y por ende de la tasa de sismicidad. Otro factor que influye es ocurrencia de réplicas causadas por un evento sísmico de gran magnitud en los alrededores del hipocentro, llegando enmascarar la sismicidad intrínseca de la zona, y que incremente o disminuye paulatinamente la sismicidad conforme avanza el tiempo. Según la Figura 6.2a la curva presenta una evolución casi constante desde el año 1970 hasta 1984, a partir del cual se nota un salto en la curva e incremento de la sismicidad, en el caso del IGP, que posiblemente se deba al incremento de estaciones sísmicas. La curva a partir de este año presenta tres deflexiones muy notorias originados por las replicas de los terremotos de 1996, 2001 y 2007. Luego la evolución de la tasa de sismicidad empieza a presentar un comportamiento contante y normal hasta el año 2010, fecha final de la base de datos utilizados en este estudio.

La Figura 6.2b muestra la distribución temporal de la sismicidad en función de su magnitud. Para el periodo de 1970 a 1984, la data no es homogénea y ello se debe básicamente a que en este periodo el número de estaciones sísmicas en el Perú es mínima sugiriendo una magnitud de completitud del orden de 4.5mb. En general, a este lapso de tiempo puede ser considerado como el periodo semi-instrumental en el cual el Perú no contaba con una buena cobertura de estaciones sísmicas. A partir de 1985, se produce el incremento de datos debido a que a partir de esa fecha inicia el aumento de instrumental en el Perú. y a la fecha se cuenta con bastante información sobre los parámetros hipocentrales de los sismos, así como la mejora en el cálculo debido a la buena cobertura de estaciones sísmicas y por consiguiente, la magnitud de completitud disminuye a valores entre 3.0 y 3.2 mb.

La Figura 6.2c muestra el histograma del número de eventos asociados dentro del área de estudio para el periodo 1970-2010. El análisis del gráfico permite identificar y analizar los cambios en el incremento del número acumulado de sismos y que corresponden a las réplicas de los principales terremotos ocurridos en 1970, 1974, 1996, 2001 y 2007.



Figura 6.2: Análisis del catalogo sísmico del IGP para el periodo 1970-2010 a) Curva acumulativa de sismos, los círculos de color rojo indican los cambios en el incremento de la sismicidad por los terremotos ocurridos, b) Distribución de sismos en función de la magnitud y tiempo, c) Histograma de sismos.

## 6.2 HOMOGENEIZACIÓN DE LA MAGNITUD

Un factor de suma importancia es la homogeneidad del catálogo, los catálogos pueden ser homogéneos en función del tiempo, mediante la eliminación de todos los eventos que se encuentren por debajo de una magnitud mínima (magnitud mínima de completitud o de corte, Mc), que es un parámetro importante. Sin embargo este parámetro cambia con el tiempo en la mayoría de los catálogos, por lo que se tiene que tener especial cuidado al eliminar eventos bajo una magnitud única

Debido a que las magnitudes están definidas en función de la respuesta de un sismógrafo o de tipo de ondas que corresponde a un rango de periodos determinados, se produce el fenómeno de la saturación de la escala. Cómo a medida que aumenta el tamaño de un terremoto, el máximo de amplitud se va desplazando hacia frecuencias más bajas, estas escapan de la detección del instrumento y tipo de ondas utilizadas, produciendo la saturación de escala que no responde a magnitudes mayores. Puesto que, los sismos con magnitud elevada presentan superficies de ruptura extensas y por lo tanto, una mayor irradiación de energía con periodos más largos. En estas condiciones las magnitudes de ondas de cuerpo (mb) estimaran incorrectamente el tamaño del terremoto, siendo la máxima magnitud posible de cuantificar de 6.0-6.6. En cambio para las ondas superficiales Ms con periodos mayores, la magnitud máxima capaz de estimar es alrededor de 8.5-8.7.

Según los resultados de los estudios realizados sobre la variación del parámetro "b", se ha mostrado de que el valor de "b" varía considerablemente de acuerdo al tipo de escala utilizada para medir la magnitud de los sismos, ya que las diferentes escalas al utilizar la amplitud del registro de los sismos, resultan ser frecuentemente afectadas debido a las propiedades físicas de cada región que atenúan en mayor o menor grado a las ondas (Zuñiga y Wyss, 1995; Zuñiga y Wiemer, 1999).

En la Figura 6.3 se muestra un ejemplo de la saturación de las escalas mb a Ms. La magnitud mb será constante en el rango de 6.0-6.6 y aunque la amplitud de la señal y el tamaño de sismos aumente (E+26, E+27, E+28) siempre se obtiene el mismo valor de magnitud, contrariamente para la magnitud Ms, la saturación de escala se produce entre 7.0-8.0 Ms.



*Figura 6.3: Relaciones teóricas entre el espectro de la fuente y la frecuencia para diferentes rangos de magnitud mb y Ms. (Geller, 1976).* 

A fin de resolver este inconveniente para la base de datos utilizada en este estudio, se procedió unificar los datos sísmicos a la escala de magnitud Ms. Para tal objetivo, se ha seleccionado de la base de datos del catalogo IGP un total de 145 sismos con magnitud entre 4.5 y 6.6 expresados en las escalas mb y Ms. Para sismos de gran magnitud M $\geq$ 7.0 se ha tomado los datos directamente del catalogo CMT, para luego realizar una regresión lineal entre ambas escalas, obteniendo la siguiente relación (Figura 6.4). Esta ecuación permitirá convertir los valores de magnitud mb a Ms para el cálculo respectivo de los valore de "b".

$$Ms = 1.744 \text{ x mb} - 4.1448 \tag{6.1}$$



Figura 6.4: Regresión lineal para las magnitudes mb y Ms.

#### 6.3 MAGNITUD MÍNIMA DE COMPLETITUD (Mc)

Mc es aquella magnitud para la cual todos los eventos que ocurren por arriba de esta son reportados. La determinación de Mc de un conjunto de datos es relativamente simple y depende de la distribución empírica de la magnitud (log N= abM) y es determinada mediante la gráfica de número acumulativo de eventos contra magnitud. Estos datos son ajustados a una línea recta y Mc es el nivel para el cual los datos caen por debajo de esta línea.

#### 6.4 ELIMINACIÓN DE RÉPLICAS

Las réplicas son eventos sísmicos de magnitudes menores y que ocurren posteriores a un evento principal en una vecindad pequeña en tiempo y espacio. Para su análisis se ha utilizado la ley de Omori (a la que posteriormente se ha validado con algunas teorías), la misma que permite relacionar el número de réplicas y el tiempo transcurrido. El resultado muestra el decrecimiento del número de réplicas como el inverso del tiempo transcurrido después del evento principal. Otra observación común, es que la magnitud de la réplica mayor es generalmente un grado o más, menor a la magnitud del evento principal. El tiempo en el que se pueden observar la ocurrencia de réplicas depende de la magnitud del evento principal, pero en general va de las pocas horas hasta meses, e incluso años para sismos con magnitudes mayores a 7.0 grados. Sin embargo, la réplica mayor ocurre por lo general unas horas a unos pocos días después el evento principal.

#### 6.4.1 Relación Omori-Utsu

Omori (1894a, b), propuso una fórmula para representar el decaimiento del número de réplicas con el tiempo, a partir del decremento de las frecuencias de medio día y mensuales de las réplicas que siguieron el sismo de 1891 de Nobi, (Japón). Omori mostró que la frecuencia de las réplicas n(t) por intervalo de tiempo (t) es bien representada por:

$$n(t) = \frac{K}{c+t} \tag{6.2}$$

Donde:

- n(t) es la frecuencia de réplicas.
- *K* y *c* son constantes.
- *t* es el tiempo de origen del evento principal.

La explicación física de la fórmula relaciona observaciones como el posdeslizamiento sobre la ruptura de una falla durante el evento principal y la emisión acústica después de la fractura de una muestra de roca, etc. (Utsu *et al.*, 1995). Utsu *et al.* (1995) y Utsu (1961) enfatizan que el decaimiento del número de réplicas de varios eventos sísmicos, es más rápido que aquel esperado en la fórmula general de Omori. La pendiente de la curva de número acumulativo de sismos n(t), graficado contra *log t*, tiende a decrecer con el tiempo (Utsu *et al.*, 1995):

$$n(t) = \frac{K}{(c+t)^p} \tag{6.3}$$

Donde:

- p es la tasa de decaimiento de la secuencia de réplicas.

Utsu *et al.* (1995) y Utsu (1961) llamaron a la ecuación (6.3) fórmula modificada de Omori (actualmente denominada relación Omori-Utsu). El valor p describe la tasa de decaimiento de la secuencia de réplicas. En términos relativos, los valores altos de p indican un rápido decaimiento de la secuencia de réplicas y un valor bajo, el decaimiento lento de la secuencia.

#### 6.4.2 Algoritmo de Reasenberg

El algoritmo de Reasenberg (1985), conocido como el método de enjambres, permite depurar las réplicas asociados a grandes eventos ocurridas en una región. Este método asocia dos eventos, analizando las diferencias del tiempo de ocurrencia en la zona de interacción de los sismos. El algoritmo se basa en la ley de Omori, magnitudes de los eventos y los principios del momento de segundo orden.

El momento de segundo orden (también llamado función de correlación de punto doble) es un método relativamente poderoso para la identificación de patrones

de sismicidad coherentes de pares precursores de pares de eventos, y es usado para describir la interdependencia estadística de paridad de sismos. Y la unidad elemental de la interacción de un sismo.

En el análisis de un catálogo, el j-ésimo evento ej está representado por un vector de 5 elementos:

$$x_j = x_{jk}, k=1,5$$
 (6.4)

Donde:

- $(x_{j1}, x_{j2})$  especifica el epicentro.
- $x_{j3}$  la profundidad.
- $x_{j4}$  la magnitud.
- $x_{j5}$  el tiempo de origen.

Entonces, el momento de segundo orden esta expresado como:

$$m_2(x_1, x_2) = m_1(x_1) \cdot m(x_2|x_1) \tag{6.5}$$

Donde:

-  $m(x_2|x_1)$  es el momento condicional del proceso.

Por ejemplo, la esperanza del valor de un número de eventos con parámetro  $x_2$  dado que ha ocurrido otro evento en  $x_1$ . La distribución de pares de eventos en el catálogo de acuerdo al momento de segundo orden es  $m_2(x_1,x_2)$  siendo igual a la esperanza del valor del número de pares de sismos (*ei, ej*). En la práctica,  $m_2(x_1,x_2)$  es calculado por la suma en el catálogo, cuando *ei* y *ej* son dibujados desde la misma población de eventos,  $m_2$  es la matriz de autocorrelación y es simétrica con respecto a *i* y *j*. Cuando *ei* y *ej* son dibujados de distintos subconjuntos del catálogo,  $m_2$  es una matriz (no simétrica) de correlación de cruz.

Reasenberg (1985), modela una secuencia de réplicas como un proceso Poissoniano dependiente del tiempo, calculando la probabilidad P de observar uno o más eventos en un mismo intervalo de tiempo, determinando el intervalo necesario para esperar el próximo evento en la secuencia, basado en la confianza de P. Para P=0.95,  $\tau$  es:

$$\tau = 3t / 10 2(\Delta M - 1) / 3 \tag{6.6}$$

Donde:

- $\Delta M = Mm \dot{a}x Mm \dot{n}$
- *Mmáx* corresponden a las magnitudes mínimas del catalogo.
- Mmín corresponden a las magnitudes máximas del catálogo.

El número de enjambres y el número de eventos agrupados varían en un amplio intervalo de P (correspondiente a la duración de las zonas de interacción); sin embargo, para P < 0.8 (que corresponde a una breve interacción de las zonas), el número de eventos asociados con un enjambre decrece; mientras que, el número de enjambres incrementa. En la actualidad la depuración de réplicas de una base de datos sísmicos se hace utilizando la técnica de Reasenberg.

Debido a la gran importancia de tener una base de datos uniforme y homogéneo, para cumplir los requerimientos en un estudio probabilístico, se realizó la depuración de los eventos sísmicos dependientes, dado que en la mayoría de los eventos dependientes son réplicas, producto de los grandes terremotos ocurridos en el borde occidental del Perú para ello, se utilizó el algoritmo desarrollado por Reasenberg (1985), basado en la relación de Omori-Utsu y el momento de segundo orden. Los parámetros utilizados fueron los propuestos en el trabajo original de Reasenberg, y que incluyen errores en la localización horizontal de 10 km y 33 Km en la vertical. Los valores de los tiempos mínimos y máximos de días del contenido de eventos dependientes se consideraron de  $\tau_{max}=100$  días y  $\tau_{min}=0.5$  días y para una magnitud de completitud de 3.5M.

El análisis de la data sísmica utilizado, permite constatar que la dependencia de los resultados en los parámetros no es muy significativa para los datos utilizados en este estudio, con excepción de la dependencia en el error de localización. Este último es un valor mínimo, pues se espera que las incertidumbres sean mayores al mismo, pero al aumentar el error, los resultados no muestran enjambres diferentes ya que el algoritmo tiende a agrupar eventos pertenecientes a otros enjambres cercanos.

En la figura 6.5 se muestra los resultados obtenidos de la aplicación de este algoritmo a la base de datos utilizados en este estudio, y se puede observar la presencia de al menos seis enjambres importantes, dentro de los cuales se encontraron los eventos principales de los sismos con magnitudes entre 7 y 8Mw ocurridos en 1970, 1974, 1996, 1996, 2001 y 2007.



**Figura 6.5:** Mapa de sismicidad en donde se identifican los enjambres identificadas mediante el algoritmo de Reasenberg (1985), para el borde occidental del Perú. Las zonas de color violeta indican los enjambres y los círculos de color rojo indican los sismos  $\geq$ 7.0M.

#### 6.5 BASE FINAL DE DATOS SÍSMICOS

La base de datos sísmicos utilizado en este estudio fue analizada y evaluada para un intervalo de profundidad menor a 60 Km debido a que en este rango es donde se produciría la mayor fricción de placas y mayor liberación de energía a lo largo de todo la superficie de acoplamiento sísmico del proceso de subducción (Guardia y Tavera, 2010). Los valores dependientes o réplicas fueron depurados aplicando el algoritmo de Reasenberg (1985) y como producto final, en las Figuras (6.6, 6.7 y 6.8) se muestran los resultados obtenidos.

En la Figura 6.6a se muestra el gráfico de número acumulativo vs magnitud, calculado a partir de la relación Gutemberg y Richter (1954), determinándose el valor de b=0.661+/- 0.02 con una magnitud mínima de completitud de 3.8Ms, para la base de datos a utilizarse en ente estudio. En la Figura 6.6b se muestra el gráfico de la distribución espacial de la sismicidad, donde los valores de la magnitud son considerados desde la magnitud mínima de completitud (Mc) 3.8Ms. Y en este caso se observa una distribución homogénea de la sismicidad para magnitudes mayores a Mc.



*Figura 6.6: a)* Distribución frecuencia-magnitud b). Distribución espacial de la sismicidad para la base de datos del catalogo sísmico del IGP para el periodo1970-2010.

En la Figura 6.7a se muestra el gráfico de histograma de los eventos sísmicos seleccionados y utilizados, observe que el mayor número de sismos corresponde a los años en que ocurrieron grandes sismos (1996, 2001, 2007). El número de eventos independientes acumulados para la región de estudio (periodo de 1970-2010), es mostrado en la Figura 6.7b, y en ella se observa que la pendiente es relativamente constante en el tiempo, lo cual sugiere que puede asumirse que la frecuencia de eventos es homogénea en el tiempo en toda la región de estudio. Esta distribución valida la calidad del catalogo utilizado.



*Figura 6.7: a) Histograma de sismos de la base final de datos b) Distribución acumulada de sismos en función del tiempo para el periodo1970-2010.* 

En conclusión, la base de datos utilizada en este estudio corresponde al catálogo sísmico del IGP para el periodo 1970-2010 y considera un total de 1367 sismos con epicentros distribuidos a lo largo del borde occidental del Perú. La magnitud mínima de completitud del catalogo es de 3.8 Ms. (Figura 6.8).



*Figura 6.8:* Distribución epicentral de los eventos sísmicos que constituyen el catálogo utilizado en este estudio: periodo1970-2010.

# CAPÍTULO VII

## DISTRIBUCIÓN DEL PARÁMETRO "b" (APLICACIÓN AL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ)

Para el cálculo de los valores del parámetro "b" y periodos de retorno local aplicando la metodología desarrollada por Wiemer y Wyss (1997) al borde occidental del Perú, se ha utilizado el catálogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú para el periodo de 1970-2010 (Tavera y Agüero 2010). Este catálogo contiene 1367 eventos sísmicos con magnitud de completitud de 3.8Ms y epicentros ubicados entre la fosa Perú-Chile y la línea de costa; es decir, en el borde occidental del Perú.

En este estudio, la distribución espacial de los valores del parámetro "b" en el borde occidental del Perú va a permitir delimitar y ubicar las áreas con valores anómalos (valor bajo de "b"), y a partir de ellas identificar la presencia de asperezas que en el futuro podrían generar sismos de gran magnitud. Posteriormente, una vez obtenidos estos valores se procederá a calcular los periodos de retorno y la densidad de probabilidad de ocurrencia para sismos con magnitudes mayores a 7.0Ms. Adicionalmente, se estimará las dimensiones de las asperezas, a fin de calcular la magnitud de los sismos que podrían producir, información importante para establecer medidas preventivas que podrían ayudar a disminuir el riesgo sísmico en estas regiones.

## 7.1 DISTRIBUCIÓN DE VALORES DEL PARÁMETRO "b"

Para el borde occidental del Perú, los valores del parámetro "b" varían entre 0.5 a 1.1, tal como se muestra en el histograma de la Figura 7.1. La distribución espacial de estos valores, ha permitido caracterizar y localizar geográficamente la presencia de hasta cinco áreas con alta concentración de energía elástica (áreas de color rojo) debido a la fricción y acoplamiento de las placas de Nazca y Sudamericana (Figura 7.2). Estas áreas denominadas asperezas, serian fuente de futuros terremotos a ocurrir y por sus características, tendrían magnitudes Ms superiores a 7.0.



*Figura 7.1:* Histograma de los valores del parámetro "b" observados en cada nodo de la malla para toda el área de estudio.

De acuerdo a la Figura 7.2 las áreas significativamente anómalas con valores bajos del parámetro "b" se ubican en:

- Región Sur del Perú, cubriendo las costas de los departamentos de Tacna, Moquegua y parte sur del departamento de Arequipa.
- ✓ Al norte del departamento de Arequipa, frente a la localidad de Yauca.
- ✓ Exactamente frente a la costa del departamento de Lima.
- ✓ Al norte del departamento de Lima y frente al departamento de Ancash.
- ✓ Frente a las costas de los departamentos de Lambayeque y Piura.

Sobre el mapa de valores del parámetro "b" se ha ploteado los epicentros de los terremotos con magnitudes  $\geq$ 7.0 (estrellas), ocurridos en los últimos 40 años, estando los terremotos de 1970 y 1996 alrededor de las áreas de valores anómalos del parámetro "b", solo el terremoto de 1974 se encuentra dentro de la aspereza ubicado frente al departamento de Lima, pero a diferencia de los anteriores, el proceso de ruptura de este terremoto fue asociado a procesos de deformación por extensión que se habrían producido en el interior de la placa de Nazca (Stauder, 1975).

Los epicentros de los sismos de Nazca, Arequipa y Pisco (1996, 2001, 2007), se distribuyen dentro de las áreas de color azul, es decir, zonas de bajos esfuerzos (altos valores de "b"), lo que indica que los sismos ya ocurridos liberaron la energía en su totalidad y se encuentran en un estado post-sísmico o etapa de acumulación de energía.

De acuerdo a estos resultados, las áreas con valores anómalas del parámetro "b" o asperezas (áreas de color rojo), quedan bien determinadas y sugieren longitudes de ruptura equivalentes a los terremotos históricos ocurridos en 1746 en el caso de Lima y 1868, y 1913 para la zona sur de Perú, las dos primeras con magnitudes entre 8.0 y 9.0Mw aproximadamente. Para la aspereza de la zona norte de Perú, no es posible asociarlo con algún sismo histórico importante, aunque el sismo 1619, según Silgado (1978), habría tenido una longitud de ruptura de 100 a 150 Km, y no se repite desde hace 392 años.



Figura 7.2: Distribución espacial de los valores del parámetro "b" en el borde occidental del Perú. Las áreas de color rojo indican zonas de acumulación de energía elástica. Las estrellas amarillas los epicentros de los principales terremotos ocurridos en el periodo 1970-2010, y las barras indican las longitudes de las áreas de ruptura estimada para los terremotos históricos.

## 7.2 RESULTADOS DEL PERIODO DE RECURRENCIA

El mapa de periodos de recurrencia de la Figura 7.3 fue calculado a partir de la ecuación 5.10 (Capitulo V) para una magnitud Mmax=7.0 considerando la distribución de los valores del parámetro "b" (Figura 7.2). El resultado proporciona un mapa con áreas o asperezas definidas con mayor resolución, siendo las mismas coherentes con el mapa de valores del parámetro "b". Las áreas con valores mínimos de tiempo de recurrencia local oscilan entre 40 y 70 años y presentan las siguientes características.

*Aspereza (A1).-* Aspereza localizada en la región sur del Perú, frente a las costas de los departamentos de Tacna, Moquegua y Parte Sur del departamento de Arequipa, (16.436 ° a 19.129 ° S): periodo de retorno de 50 años.

*Aspereza (A2).-* Aspereza localizada al norte del departamento de Arequipa, frente a la localidad de Yauca, (15.564° a 16.147° S): periodo de retorno entre 60 y 70 años.

*Asperezas (A3).-* Aspereza ubicada en la región centro del Perú, frente a la costa del departamento de Lima (12.130° a 13.367° S): periodo de retorno de 50 y 70 años.

Asperezas (A4).- Aspereza ubicada frente a las costas de los departamentos de Ancash y parte norte del departamento de Lima  $(9.417^{\circ} \text{ a } 11.914^{\circ} \text{ S})$ : periodo de retorno de 50 a 70 años.

*Asperezas (A5).-* Aspereza ubicada en la parte norte del Perú, exactamente frente a las costas de los departamentos de Piura y Lambayeque (5.397° a 7.132°S): periodo de retorno de 60 años.



Figura 7.3: Mapa de periodos de retorno local para asperezas en el borde occidental del Perú. Las áreas de color rojo indican las asperezas y están enumeradas, de Sur a Norte, como A1, A2, A3, A4, A5.

### 7.3 RESULTADOS DE LA PROBABILIDAD DE RECURRENCIA

Adicionalmente, se procedió a calcular la probabilidad de ocurrencia a partir de las ecuaciones (5.11 y 5.12) (Capítulo V) para un sismo con magnitud Mmax=7.0, y los resultados obtenidos se muestran en la Figura 7.4a (Mapa de la distribución espacial de densidad de probabilidad anual por  $\text{km}^2$ ) y 7.4b (Mapa de probabilidad recurrencia anual para un periodo de retorno promedio de 50 años). De acuerdo a la escala de colores, las áreas de color rojo corresponden a las asperezas que presentan la más alta probabilidad de producir un sismo de magnitud Ms≥7.0. Y ellas se encuentran ubicadas en:

- Frente a las costas de los departamentos de Tacna, Moquegua y parte sur del departamento de Arequipa (Aspereza 1).
- Ubicada frente a los departamentos de Lima y Ancash que en conjunto forman una gran aspereza (Aspereza 3 y 4).

Finalmente, la aspereza A5 ubicada en la zona norte del Perú, presenta una baja probabilidad de ocurrencia; por lo tanto, la región no presenta mayor peligro a la ocurrencia de sismos de grandes magnitudes en los próximos 50 años.



Figura 7.4: Mapa de Probabilidades de recurrencia para el borde occidental del Perú. Las áreas de color rojo indican zonas más probables a la ocurrencia de sismos de gran magnitud (Ms≥ 7.0Ms). a) Mapa de densidad de probabilidad local por unidad de área. b) Mapa de probabilidad de recurrencia anual para un periodo de retorno promedio de 50 años.

- 97

Áreas probables de ruptura sísmica en el borde occidental del Perú, a partir de la variación del parámetro "b".

## 7.4 ESTIMACIÓN DE LA MAGNITUD A PARTIR DEL ÁREA DE ASPEREZAS

La distribución espacial de los valores del parámetro b y de periodos de retorno, permitió determinar la ubicación geográfica y la geométrica de las asperezas (áreas con alta concentración de esfuerzos), presentes en el borde occidental del Perú. De manera complementaria, es posible determinar la magnitud de los sismos que se producirían. A partir de las dimensiones del área de las estas asperezas, asumiendo que ellas en conjunto forman parte de toda el área involucrada en la ruptura. La magnitud momento Mw puede ser estimada utilizando la ecuación de Kanamori y Anderson (1975).

$$M_a = 0.70 \times 10^{22} S^{3/2} \text{ dina} - \text{cm}, \text{S en Km}^2$$
 (7.1)

$$M_{w} = \frac{2}{3} \left( \log_{10} \frac{M_{0}}{dina \, cm} - \, 16.1 \right) \tag{7.2}$$

En la Figura 7.5 se muestra un ejemplo del cálculo del momento sísmico Mo, a partir del área de réplicas correspondiente al área de ruptura asociada al sismo del 23 de junio del 2001. El área de ruptura fue de  $370x150 \text{ Km}^2$  y según la ecuación (7.1), se obtuvo un momento sísmico de  $1.1x10^2$ , equivalente a una magnitud momento de Mw=7.9 (Tavera et al, 2001).



**Figura 7.5:** Distribución espacial de las réplicas del sismo del 2001, ocurridos entre el 25 de junio y el 19 de Julio. Las estrellas representan a los epicentros del sismo principal y las 3 replicas de mayor magnitud. Las líneas discontinuas indican el área de replicas (Tavera et al, 2001).

En este estudio se ha procedido a ajustar el área de las asperezas a un rectángulo a fin de facilitar los cálculos (Figura 7.6), obteniendo los siguientes resultados.

- ✓ Aspereza (A1).- El área estimada para esta aspereza es de 89797 Km<sup>2</sup> y la magnitud que podría alcanzar el sismo sería del orden de 8.8Mw.
- ✓ Aspereza (A2).- Esta aspereza presenta un área aproximada de 4912 Km<sup>2</sup> equivalente a una magnitud estimada de 7.5Mw.
- ✓ Aspereza (A3).- Esta aspereza presenta un área de 23943 Km<sup>2</sup> y su magnitud estimada es de 8.2Mw.
- ✓ Aspereza (A4).- Esta aspereza presenta un área de 46650 Km<sup>2</sup> y su magnitud estimada es de 8.5Mw.
- ✓ Aspereza (A5).- Esta aspereza presenta un área de 8207 Km<sup>2</sup> y su magnitud estimada es de 7.7Mw.

-				
_	N° Asperezas	Área (Km <sup>2)</sup>	Mo (dina-cm)	Mw (estimada)
-	1	89797	1,88361E+29	8.8
	2	4912	2,40983E+27	7.5
	3	23943	2,59338E+28	8.2
	4	46650	7,05303E+28	8.5
	5	8207	5,20445E+27	7.7

 Tabla 7.1. Resultados del cálculo de la magnitud estimada a partir del área de la asperezas en todo el borde Occidental del Perú.



*Figura 7.6:* Estimación de la magnitud en función del área de las asperezas identificadas en este estudio y valores obtenidos utilizando la ecuación de Kanamori y Anderson (1975).

## **CAPÍTULO VIII**

## DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

En la actualidad, los estudios sobre la predicción de terremotos sigue siendo una gran controversia; sin embargo es conocido que para predecir un terremoto se debe disponer de la siguiente información

Predicción = Lugar + Tamaño + Fecha

De estos parámetros, solo los dos primeros han sido posibles de identificar y cuantificar, restando aun poder definir la fecha de ocurrencia de los sismos. En tal sentido, es factible afirmar que la ciencia solo ha llegado a pronosticar la ocurrencia de los sismos y para ello, se han aplicado diversas metodologías puramente estadísticas haciendo uso de catálogos sísmicos y recientemente, cuantitativas con el uso de información sísmica, GPS e interferometría.

Para el Perú, este tipo de estudios y sobre todo los que consideran el seguimiento de los grandes sismos y la ubicación geométrica de sus áreas de ruptura, se iniciaron en los años 72 con los primeros mapas de "Lagunas Sísmicas" propuestos por Kelleher (1972) para todo el borde de la placa del Pacífico. Desde estos años, se identificaron como futuras áreas a ser afectadas por sismos las que se encuentran en la región sur del Perú y norte de Chile, así como, la que se encontraba frente al departamento de Ica. Estudios posteriores fueron realizados por Heras y Tavera (2000), (Publicado en el 2002), haciendo uso de la metodología de Wiemer y

\_ 101

Wyss (1997) para llegar a identificar la presencia de asperezas que darían origen a futuros terremotos en la costa de Tacna, Moquegua, Arequipa (7), Lima (3,4) e Ica (5) (Figura 8.1a). Posteriormente, revisiones más detalladas sobre la distribución espacial de las áreas de ruptura de grandes sismos, permitieron a Tavera y Bernal (2005) definir con mayor precisión la presencia de áreas de futuros terremotos en la costa de Arequipa, Moquegua y Tacna, y otra en la costa norte del departamento de Ica (Figura 8.1b).

En los años 2001 y 2007 ocurrieron los terremotos de Arequipa y Pisco (Figura 8.1a, b), con magnitudes del orden de 8.0Mw involucrando en su proceso de ruptura, las áreas previamente definidas en los estudios ya indicados.

\_ 102


**Figura 8.1:** Lagunas sísmicas antes y después de los terremotos del 2001 y 2007. a) Distribución de las áreas de ruptura y asperezas asociadas al proceso de subducción definidas por Heras y Tavera (2002). Y b) Distribución de lagunas sísmicas según Tavera y Bernal (2005).

Áreas probables de ruptura sísmica en el borde occidental del Perú, a partir de la variación del parámetro "b".

En este estudio, se continua con el trabajo iniciado por Heras y Tavera (2000) llegándose a re-evaluar la presencia de las asperezas ya identificadas y proponer otras que podrían presentarse después de ocurrido los sismos del 2001 y 2007. Los resultados obtenidos en este estudio, permiten definir con mayor precisión la presencia de asperezas ubicadas exactamente frente a los departamentos de Arequipa-Moquegua-Tacna, Lima- Ancash y Lambayeque. De acuerdo a las dimensiones de las áreas de las asperezas, se estima el tamaño de los terremotos que podría ocurrir y afectar a estas ciudades y departamentos.

Por otro lado, estudios realizados con mediciones de GPS en las regiones norte y centro de Perú (Figura 8.2a), han permitido a Villegas (2009), identificar la presencia de dos áreas de máximo acoplamiento sísmico frente a la costa de Lima, estas áreas son similares, en cuanto a su ubicación a las propuestas en este estudio (Figura 8.2b).

\_ 104



*Figura 8.2:* Comparación de resultados obtenidos con datos de GPS y análisis del valor del parámetro "b" a) Zonas de mayor acoplamiento de placas según Villegas (2009), y b) Asperezas identificados en este estudio. Las áreas de color rojo indican la ubicación de las asperezas.

Áreas probables de ruptura sísmica en el borde occidental del Perú, a partir de la variación del parámetro "b".

Del mismo modo, estudios realizados en la región centro y sur de Perú con datos de GPS, ha permitido a Perfettini, (2010), identificar nuevas áreas de acoplamiento sísmico frente a las costa de los departamentos de Lima, Arequipa, Moquegua, Tacna, Arica e Iquique (Figura 8.3), así como frente al departamento de Lima, siendo la ubicación de las áreas propuestas similares a las identificadas en este estudio (Figura 8.3).



*Figura 8.3:* Comparación entre los resultados obtenidos en este estudio (valores de "b") y estudios de GPS, (Perfettini, 2010).

106

En conclusión, es notorio que las áreas anómalas para valores del parámetro "b" asociados a asperezas, en cuanto a ubicación y geometría, son similares a las propuestas por otros autores utilizando metodologías estadísticas y técnicas de GPS. En todos los casos, las magnitudes estimadas a partir del área de la aspereza o de acoplamiento máximo, permiten considerar que los sismos a ocurrir en el futuro tendrían valores mayores a 8.0Mw. En el caso del sur del Perú, el sismo a ocurrir tendría una magnitud del orden de 8.8Mw y afectaría a la región norte de Chile, y en el caso de la región central, sería de 8.5Mw. Para la aspereza pequeña identificada frente a la costa de la localidad de Yauca, el sismo tendría una magnitud cercana a 7.5Mw. De estas asperezas, las dos primeras tienen mayor probabilidad de ocurrencia (Tabla 8.1).

<b>Fabla 8.1:</b> Asperezas con alta probabilidad de generar un sismo de gran magnitud en el	
borde occidental del Perú.	

N° Asperezas	Localización	Coordenadas Latitud Sur (°)
1	Arequipa, Moquegua y Tacna	16.436 - 19.129
2	Costas de Lima y Ancash	9.417 - 13.367

\_ 107

# **CONCLUSIONES**

Los resultados obtenidos en el presente estudio han permitido llegar a las siguientes conclusiones:

- Los valores del parámetro "b" a lo largo del borde occidental del Perú varían entre 0.5 a 1.1 y los periodos de recurrencia para terremotos con magnitud mayor a 7.0Ms, oscilan entre 50 y 70 años. Estos valores sugieren que la región de estudio es, por demás, compleja y heterogénea en su proceso de deformación y acumulación de energía.
- La distribución espacial de los valores del parámetro "b", han permitido identificar la ubicación geográfica de 5 asperezas que representan ser fuentes probables de producir sismos con magnitudes mayores a 7.0Ms en el futuro. Estas asperezas son:
  - ✓ Aspereza ubicada en la región sur del Perú, frente a las costas de los departamentos de Tacna, Moquegua y parte Sur del departamento de Arequipa, (16.436 ° a 19.129 ° S).
  - ✓ Aspereza ubicada al norte del departamento de Arequipa, frente a la localidad de Yauca, (15.564° a 16.147° S).
  - ✓ Aspereza ubicada en la región centro del Perú, frente a la costa del departamento de Lima (12.130° a 13.367° S).
  - ✓ Aspereza ubicada frente a las costas de los departamentos de Ancash y parte norte del departamento de Lima (9.417° a 11.914° S).

✓ Aspereza ubicada en la parte norte del Perú, exactamente frente a las costas de los departamentos de Piura y Lambayeque (5.397° a 7.132°S).

- 3. Las probables áreas de ruptura asociadas a los grandes sismos ocurridos en el periodo histórico (1619, 1746, 1868, 1913), coinciden con la distribución de las áreas de valores anómalos del parámetro "b"; es decir, con las asperezas identificadas en este estudio.
- N° Ubicación (Mw) Sismos PL (M7.0) Localización Pr (M7.0) Estimado Latitud Sur (°) Históricos (años) (%) Arequipa, Moquegua y 1 16.436 - 19.129 50 8.8 1868 75 Tacna Norte de Arequipa 15.564 - 16.1477.5 1913 2 70 - 80 49 3 Costas de Lima 12.130 - 13.36770 - 80 75 8.2 1746 Ancash y Norte de Lima 4 9.417 - 11.914 50 - 80 75 8.5 1746 Piura y Lambayeque 5.397 - 7.13260 25 7.7 1619 5
- 4. Las asperezas identificadas presentan variados periodos de retorno y magnitudes, según se detalla a continuación.

Pr: Periodo de Retorno; PL: Probabilidad de Recurrencia; Mw: Magnitud Momento.

- 5. Las asperezas identificadas en este estudio presentan geometrías y ubicaciones geográficas similares a los propuestos por otros autores basados en datos de GPS.
- 6. Las asperezas con mayor probabilidad a generar un sismo de gran magnitud se encuentran frente a los departamentos de Lima, Ancash y frente a los departamentos Arequipa, Moquegua y Tacna.

# RECOMENDACIONES

De acuerdo a los resultados obtenidos, es importante que las autoridades de las regiones o departamentos involucrados en este estudio, tomen las medidas necesarias de prevención y mitigación.

## BIBLIOGRAFÍA

- Amitrano, D. (2003). Brittle-ductile transition and associated seismicity: Experimental and numerical studies and relationship with the b-value. J. Geophys. Res., 108(B1), 2044, doi: 10.1029/2001JB000680.
- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula  $\log N = a bM$ and this confidence limits. *Bull. of the Earthquake Research Institute. Vol. 43 pp.237-239.*
- Barriga, P. Victor, M. (1951). Los Terremotos en Arequipa, 1582-1868: Documentos de los Archivos de Arequipa y de Sevilla. Arequipa: La Colmena, S.A., 1951.
- **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.
- Barazangi, M., Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.
- **Bernal, I. (2002).** Aproximación de un modelo detallado de la sismicidad en el Perú: Características y evaluación de la energía sísmica liberada. *Tesis de Ingeniería U.N.S.A. 170 pg.*
- Bernal, I. (2000). "Características de la sismicidad en la región sur de Perú." Revista de Trabajos de Investigación, CNDG-Biblioteca, Instituto Geofísico del Perú, p. 69-80.
- **Bernal, I., Tavera H. (2002).** Geodinamica, sismicidad y energía sísmica en Perú, Monografia CDNG-Sismologia, Instituto Geofisico del Perú, Lima, Perú, 70 pp.
- Bevis, M., and Isacks, B.L., (1984). Hypocentral trend surface analysis : probing the geometry of Benioff zones, J. Geophys. Res., 89, 6153-6170.
- Bullen, K. A., Bolt, B. A., (1987). An Introduction to the Theory of Seismology. *Cambridge*, 4° ed., pp. 371–395.
- Cahill, T. y Isacks, B. L. (1992). Sismicidad y la forma de la subducción de la placa de Nazca. *Journal of Geophysical Research, vol. 97, no. B12, p. 17, 503-17, 529.*
- **Dass, S., Aki K., (1977).** Fault planes with Barriers a versatile earthquakes model. *J. Geophys. Res.* 82.
- **Dalmayrac, B., Molnar, P. (1981).** Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints the state on stress: earth and Plan. *Sc. Let, 55, p.473-481.*
- DeMets, C., Gordon, R., Aarhus, A., Stein, S. (1990). Current plate motions. Geophys. J. Int., 101, 425-478.

Áreas probables de ruptura por sismos en el borde occidental de Perú, a partir de la variación del valor de "b".

- Dorbath, L., Cisternas, A. and Dorbath, C. (1990). "Assessment of the size of large historical earthquakes in Peru." Bull. Seismol. Soc. Am., 88, 551-576.
- Ericksen, G. E., Plafker, G., Fernandez, J. (1970). Preliminary report on the geologic events associated with the May 31, 1970, Peru earthquake. U. S. Geological Survey, Washington, DC, Geological Survey Circular, 639, 25 pp.
- Gutscher, M. A., Olivet, J., Aslanian, D., Maury, R., y Eissen, J. P. (1999). The "lost Inca Plateau": Cause of the flat subduction beneath Peru?, Earth Planetary Sciences Letters, 171: 335-341.
- Geller, R. J. (1976). Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. *Bull. Seismol. Soc. Am., 66.*
- Guardia P., Tavera H. (2010). Inferencias sobre la superficie de contacto entre placas en Perú: Nazca y Sudamericana. XV Congreso peruano de Geología Cusco-2010.
- Gutenberg, R., Richter, C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California. Bull. Seism. Soc. Am. 34, 185-188.
- Gutenberg, B., Richter, C. F., (1942). "Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration". *Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 32, No. 3, pp 163-191.*
- Gutenberg, B., Richter, C. F., (1954). Seismicity of the Earth (and associated phenomena). Princeton University Press, Princeton, NJ, EUA.
- Gerstenber, M., Wiemer, S., Giardini, D. (2001). A systematic test of the hypothesis that the b value varies with depth in California. *Geoph. Res. Letts.*, 28, 57-60.
- Gerstenberger, M.C., Wiemer, S., Giardini, D., Hauksson, E., Jones, L.M. (2001b). Timedependent hazard assessment for California in near real-time. *Seism. Res. Letts.*, *72*, *273*.
- Grange, F., Hatzfeld, D., Cunningham, P., Molner, P., Roecker, S.W., Suarez, G., Rodriguez, A.B., and Ocola, L., (1984). Tectonic implications of the microearthquake seismicity and f a u l t plane solutions in southern Peru, J. Geophys. Res., 89, 6139-6152.
- Hasegawa, A., Sacks, I.S. (1981). Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations, J. Geophys. Res., 86, 4971-4980.
- Hampel, A. (2002). The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: A re-evaluation, *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 665–679.

Áreas probables de ruptura por sismos en el borde occidental de Perú, a partir de la variación del valor de "b".

Hamilton, R. M. (1967). Mean magnitude of an earthquake sequence. *Bull. Seism. Soc. Am. 57, 1115-1116.* 

- Habermann, R. E. (1983). "Teleseismic Detection in the Aleutian Island Arc". Journal of Geophysical Research, Vol. 88, No. B6, pages 5056-5064.
- Heras, H. (2002). Análisis de la distribución del valor de b en la zona de subducción de Perú. *Tesis de grado U.N.S.A 41-106 Págs*.
- Heras, H., Tavera, H. (2002). Localización de áreas probables a ser afectadas por grandes sismos en el borde oeste de Perú: Estimación a partir de periodos de retorno local basado en distribución de valores de "b". *Centro Nacional de Datos Geofísicos, boletín de la S.G.P. p. 7-16*.
- Huaco, D. (1986). Catalogo Sísmico de Perú (1500-1982). Instituto Geofísico del Perú (Proyecto SISRA).
- Ishimoto, M., Iida, K. (1939). Observation of earthquakes registered with the micro seismograph constructed recently. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ Tokyo*, 443-478.
- James, D. (1978). Subduction of the Nazca plate beneath central Perú Geology 6, 174-178.
- Jolly, A. D., McNutt, S. R. (1999). Seismicity at the volcanoes of Katmai National Park, Alaska; July 1995- December 1997. *Journal of Volcanologist and Geothermal Research*, 93, 173-190.
- Kanamori, H., Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bull. Seismology. Soc. Amr., 65, 1073-1096.
- Kanamori, H. (1981). The nature of seismicity patters before large earthquake In: Earthquake prediction International Review. *Am. Gephys. Union.*
- Katsumata, K. (2006). Imaging the high b-value anomalies within the sub ducting plate in the Hokkaido corner. *Earth Planets Space*, *58,-e49-e52*.
- Kendrick, E., Bevis R., Smalley, B., Brooks, B., Vargas, E., Lauria, L., Souto, F. (2003). The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. Journal of South American Earth Sciences Volume 16, Issue 2, Pages 125-131. doi:10.1016/S0895-9811(03)00028-2.
- Kelleher, J. (1972). Rupture Zones of large South American earthquakes and some predictions. J. Geophysics. *Res.*, 77, 2087-2103.
- Kulhanek, O. (2005). "Seminar on b-value". Department of Geophysics, Charles University, Prague.

Áreas probables de ruptura por sismos en el borde occidental de Perú, a partir de la variación del valor de "b".

- Kossobokov, V. G., Keilis-Borok, V. I. (2000). Implications of a statistical physics approach for earthquake hazard assessment and forecasting. *Pure Appl. Geophys.*, 157: 2323-2349.
- Mégard, F. (1978). Étude Géologique des Andes du Pérou Central: Mémoires ORSTOM, Paris, v. 86, 310 p. Mégard, F., R. Marocco, JC Vicente, C. Muñoz, R.
- Marocco, R. (1980). Geologie des Andes Peruviennes, un segment E-W de la chaíne des Andes peruviennes : La déflexión d'Abancay. Etude géologique de la Cordillera orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel Sed du Pérou. Doc. O.R.S.T.O.M. 94 pp.
- Monterroso, D. A., Kulhánnek, O. (2003). Spatial Variations of b-values in the Subduction zone of Central America. *Geophy. Int. Universidad Nacional Autonoma de Mexico. pp. 575-587.*
- Murru, M., Montuori, C., Wyss, M. Privitera, E. (1999). The location of magma chambers at Mt. Etna, Italy, mapped by b-values. *Geoph. Res. Letts.*, 26, 2553-2556.
- Norabuena, E., Timothy, H., Dixon., Seth Stein., Christopher, G., Harrison, A. (1999). Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate Motions. *Geophysical Research Letters, Vol. 26 pp. 3405-3408.*
- Ocola, L. (1984). Catálogo sísmico del Perú. Proyecto SISAN, Instituto Geofísico del Perú, Lima, pp. 464.
- Omori, F. (1894a). "On aftershocks". Rep. Imp. Earthq. Inv. Com., 2, 103-138.
- **Omori, F. (1894b).** "On the aftershocks of earthquakes". Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo, vol. 7, pages 111–200.
- Perfettini, U. (2010). Desplazamiento Sísmico y Asísmico en la zona del terremoto de Pisco: Avances en la Comprensión del Ciclo Sísmico. XV Congreso peruano de Geología Cusco-2010..
- Press W. H., Flannery B. P., Teukolsky, S. A., Vetterling W. T. (1986.). The standard error of the magnitude-frequency b value. *Bull. Seism. Soc. Am. Vol.* 72, p. 1677-1687.
- Power, J.A., Wyss M., Latchman, J. L. (1998). Spatial variations in frequencymagnitude distribution of earthquakes at Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies, *Geoph. Res. Letts.*, 25, 3653-3656.
- **Polo, T. (1904).** Sinopsis de los temblores y volcanes de Perú. Boletin de la Sociedad Geográfica de Lima. Vol. VII-XVI, 323pags.

Áreas probables de ruptura por sismos en el borde occidental de Perú, a partir de la variación del valor de "b".

- Reasenberg, P. (1985). "Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982". Journal Geophysical Research, vol. 90, No. B7, Pages 5479-5495.
- Reid, H. F. (1911). The elastic rebound theory of earthquake, Bulletin of the Department of Geology, 6, 19.
- Rodriguez, L., Tavera, H. (1991). Determinación con alta resolución de la geometría de la zona Wadati-Benioff en el Perú Central. *Revista Brasileira de geofísico. 9, 141-159.*
- Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, G., Weinberg, R., Duboz, C. (2005). Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru. *Earth and Planetary Science Letters 239* (2005) 18–32.
- Silgado, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú, 1513-1974. Instituto Geológico Minero del Perú, Lima, 131 pp.
- Sha, Y., y Bolt, B.A. (1980). The standard error of the magnitude-frequency b value. Bull. Seism. Soc. Am.Vol. 72, p. 1677-1687.
- Sebrier M., Mercier J., Mergad F., Labaucher G. (1985). Quaternary fault and reverse faulting and the state or stress in the central Andes of Peru. *Tectonics*, 4, 739-780.
- Soler, P., Sebrier M. (1990). At present the crustal thickness reaches 55-60 km below the highest part of the Western Cordillera decreasing both eastwards.
- Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanism and by seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 80: 1053-1064.
- Shcherbakov, R., Turcotte, D., Rundle, L., (2004). "A generalized Omori's law for earthquake aftershock decay". *Geophysical Research Letters, Vol. 31, L11613.*
- Scholz, C. H. (1968). "The Frequency-Magnitude Relation of Micro fracturing in Rock and its Relation to Earthquakes". Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 58, No. 1, pp 399-415.
- Schneider, J. y Sacks, S. (1987). El estrés en la placa de Nazca debajo de retorcido del sur del Perú a causa de terremotos locales, Geophys J.. Res. 92, 13887-13902.
- Suyehiro, S. (1966). Difference between aftershocks and foreshocks in the relationship of magnitude to frequency of occurrence for the great Chilean earthquake of 1960. *Bull. Seismol. Soc. Am., 56, 185-200.*

Áreas probables de ruptura por sismos en el borde occidental de Perú, a partir de la variación del valor de "b".

- Stirling, M. W., Wesnousky S. G., Shimazaki K. (1996). Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of the magnitude-frequency distribution for strike slip faults. *A global survey, Geophy. J. Int.*, 124, 833-868.
- Stein, S., Wysession, M. (2003). "An introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure", Blackwell Publishing, ISBN: 9780865420786.
- Tavera, H., Agüero, C. (2000). Sismos Sensibles Ocurridos en Perú. Boletín del Centro Nacional de Datos Geofísicos-IGP, Lima, 50 p.
- Tavera, H., Agüero C. (2010). Catalogo sísmico del Perú 1961-2010. Boletín del Centro Nacional de Datos Geofísicos-IGP, Lima.
- Tavera, H., Salas, H., Jimenez, C., Antayhua, Y., Vilcapoma, L., Millones, J., Bernal, I., Zamudio, Y., Carpio, J., Agüero, C., Perez-Pacheco, I. and Rodriguez, S. (2001). "El terremoto de Arequipa del Junio de 2001." Instituto Geofísico del Perú, 16 p.
- Tavera, H. (1992). El Proceso de Ruptura Sísmica: Barrera o Aspereza?. Boletín Sociedad Geológica del Perú. Vol. 83, p 69\_73.
- Tavera, H., Bernal, I. (2005). Distribución Espacial de áreas de Ruptura y lagunas sísmicas en el Borde Oeste del Perú. Volumen Especial Nº 6 Alberto Giesecke Matto p. 89-102.
- Tavera, H., Bernal, I. (2009). Mapa de sismicidad del Perú para el periodo 1964-2008 (Mw≥4). Instituto Geofísico del Perú.
- Tavera, H. (2003). La Predicción Tectónica. Centro Nacional de Datos geofísicos. (CNDG) p. 23 - 25.
- Tavera, H., Buforn, E. (1998). Sismicidad y Sismotectónica del Perú. Física de la Tierra UCM, Nº 10, 187-219.
- Tavera, H., y Buforn, E. (2001). Fuente mecanismo de los terremotos en Perú. Diario de Sismologia, 5, 519-540.
- Udias, A., Mezcua, J. (1986). Fundamentos de Sismología, San Salvador. *El Salvador*, 127 \_ 128 Págs.
- Utsu, T. (1961). "A statically study on the occurrence of aftershocks". *Geophysics* Mag., 30, 521-605.
- Utsu, T., Ogata Y., Matsúura, R. S. (1995). "The Centenary of the Omori Formula for Decay Law of Aftershock Activity". *Journal Physics of The Earth, vol.* 43, No. 1, p. 1-33.

Áreas probables de ruptura por sismos en el borde occidental de Perú, a partir de la variación del valor de "b".

- Utsu, T. (1965). A method for determining the value of b in a formula log N = a-bM showing the magnitude frequency for earthquakes. *Geophy Bull. Hokkaido Univ.*, 99-103.
- Villegas, J. C. (2009). Processing and Analysis of the LISN permanent GPS network, *Master's theses Université de Nice Sophia Antipolis-France*.
- Wesnousky, S. G. (1994). The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it?, *Bull. Seismol. Soc. Am., 84*.
- Wiemer, S., Wyss, M. (1994). Seismic quiescence before the 1993 M=7.5 Landers and M=6.5 Big Bear (California) earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am. 84, 3,* 900-916.
- Wiemer, S., R. Zuniga, Z. (1994). *MAP-a softwarep ackaget o analysiss eismicity* (abstract) E, OS, Trans., A GU, 75, 456.
- Wiemer, S. and Benoit, J. (1996). Mapping the *b*-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones. Geophys. Res. Let., 23: 1557-1560.
- Wiemer, S., McNutt, S. (1997). Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska. *Geoph. Res. Letts.*, 24, 189-192.
- Wiemer, S., Katsumata, K. (1999). "Spatial variability of seismicity parameters in aftershocks zones". Journal Geophysical Research, Vol. 104, No. B6, pages 13, 135-13, 151.
- Wiemer, S. (1996). Analysis of seismicity: New techniques and case studies. Dissertation thesis, 151 pp, University of Alaska, Fairbanks, Alaska.
- Wiemer, S., Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequencymagnitude distribution of earthquakes. *Advances in Geophysics*, 45, 259-302
- Wiemer, S., 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., McNutt, S.R., Wyss, M. (1998). Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley caldera, California. *Geophys. J. Int.*, 134, 409 421.
- Weichert, D. (1980). Estimation of earthquake recurrence parameters for unequal observations for different magnitudes. *Bull. Seism. Soc. Am. 70, p. 1337-1346.*

Áreas probables de ruptura por sismos en el borde occidental de Perú, a partir de la variación del valor de "b".

- Wyss, M., Wiemer, S., Zuñiga, R. (2001). A tool for Analyses of Seismicity Patterns. *Tutorial de Zmap. P 3 63.*
- Wyss, M. (1973). Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 31, 341-359.
- Wyss, M., Wiemer, S., Zuñiga, R. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalog: Examples from Alaska, the western US and Japan. Bull Seism. Soc. Am., 90, 859-869.
- Wyss, M., Nagamine, K., Klein, F.W., Wiemer, S. (2001). Evidence for magma at intermediate crustal depth below Kilauea's East Rift, Hawaii, based on anomalously high b-values. J. Volc. Geoth.Res., 106, 23-37.
- Zuñiga, R., Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequencymagnitude distribution of earthquakes. *Adv.* 45, 259-302.
- Zuñiga, R., Wyss, M. (2001). Most and least likely locations of large to great earthquakes along the pacific coast of Mexico, estimate from local recurrence times based on b-values. *Geophys. Jour. Intern. 90. in press, 2000.*
- Zuñiga, F. R; Wyss, M. (1995). "Inadvertent Changes in Magnitude Reported in Earthquake Catalogs: Their Evaluation through b-Value Estimates". Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85, No. 6, pp. 1858-1866.

Zuñiga, F. R., Wiemer, S. (1999). Seismicity patterns: are they always related to natural causes?, Pageoph, 155, 713-726.

# ANEXO A

Se adjuntan el resumen extendido del resultado preliminar de Investigación desarrollado por el autor, durante la etapa de elaboración del presente estudio. El mismo fue presentado en forma oral en el Congreso peruano de Geología (2010).

**Condori, C. y Tavera, H. (2010).** Análisis y Localización de Probables áreas de ruptura por sismos, en el borde occidental de Perú: distribución de valores de "b". *XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9 (2010), Cusco p. 1193-1195* 

XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. Nº 9 (2010), Cusco p. 1193-1195

## ANÁLISIS Y LOCALIZACIÓN DE PROBABLES ÁREAS DE RUPTURA POR SISMOS, EN EL BORDE OCCIDENTAL DE PERÚ: DISTRIBUCIÓN DE VALORES DE "b".

#### Cristobal Condori y Hernando Tavera

Área de Sismología/Instituto Geolísico del Perú, Email: 0Tccondoriq85@hotmail.com; hjtavera@geo.igp.gob.pe

### RESUMEN

En el presente estudio se pretende identificar la existencia de probables áreas propensas a generar en el futuro un sismo de gran magnitud, en el borde occidental de Perú. Para tal fin se aplica la metodología propuesta por Wiemer y Wyss. (1997), la misma que considera la variación espacio-tiempo del parámetro "b". Se utilizan los catálogos sísmicos del IGP (1963 a 1972) y NEIC (1973 a 2009), para el periodo de 1963 a 2009 con una magnitud de completitud de 3.8 Ms. Los resultados infieren la presencia de al menos 6 áreas de acumulación de energía ubicadas entre los departamentos de Arequipa, Moquegua (16.4° a 18° S), frente a la costa de Lima (12.4°S a 13.5° S), y entre los departamentos de Piura y Lambayeque (4.5° a 7.6°S). Estas áreas y/o asperezas tienen valores máximos para periodos de retorno de 50 años, y para sismos con magnitud 7Ms.

### INTRODUCCIÓN

El Perú forma parte de la región sísmica más activa del mundo, debido a que se encuentra ubicado dentro del denominado cinturón de Fuego del Pacífico, donde se libera más del 80% de la energía sísmica a nivel mundial. En Perú la actividad sísmica está directamente asociado al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, el cual se da a una velocidad promedio de 8em/año en dirección N80º (Misnter y Jordan, 1978). Este proceso dió origen a los terremotos mas grandes ocurridos en el Perú, como los del 17 de octubre de 1966 (7.7 Mw.), 31 de mayo de 1970 (8.0 Mw), 3 de octubre de 1974 (7.9 Mw), 12 noviembre de 1996 (7.7Mw), 23 de junio de 2001 (8.2 Mw), y 15 agosto de 2007 (8.2 Mw). En la actualidad se tiene conocimiento amplio acerca de este peligro, mas no se sabe como prevenirlo, es por eso que durante los últimos años varios investigadores han desarrollado diversos métodos de predicción, sin lograr el objetivo de conocer la fecha de su recurrencia (Tavera, 2003). Sin embargo, la sismología ha logrado caracterizar v localizar las áreas probables donde podría generarse en un futuro un terremoto de magnitud elevada. Uno de los métodos propuestos para identificar estas áreas corresponde al propuesto por Wiemer y Wyss (1997), el cuál se basa en la distribución frecuencia-magnitud de los sismos (Log N = a-bM). Estas áreas, llamadas "zonas de silencio sísmico" definen a un segmento del límite entre placas en el cual no ha ocurrido un sismo fuerte desde hace tiempo, lo que ocasiona que se acumule la energía elástica suficiente para producir otro gran sismo. El método propuesto por Wiemer y Wyss (1997), ha sido aplicado a diversos estudios para el análisis de asperezas y cambios en el índice de sismicidad de una determinada región sísmica (Wiemer y Wyss, 1994; Wyss y Wiemer, 1996; Wyss, et al., 1996). En 1996 dicho método se aplicó para el estudio de la variación de los valores de "b" en la zona de subducción de Alaska Nueva Zelanda (Wiemer v Benoit, 1996). Zúñiga y Wyss (2000), también analizaron la distribución de los valores de "b" a lo largo de la zona de subducción de México para sismos ocurridos hasta una profundidad de 60 Km., A fin de identificar las asperezas o áreas con mayor probabilidad de ocurrencia de sismos de magnitud Ms=7.2 en el futuro. En el Perú este método fue aplicado por Heras y Tavera (2002) en todo el borde oeste de Perú, y en donde se identificó los gap sísmicos de Ica y Arequipa, afectado por los terremotos del 2001 y 2007. En el presente estudio se emplea el método de Wiemer y Wyss (1997), para analizar el valor de la distribución espacial de "b" en el borde occidental del Perú y a partir de esto identificar los probables gaps sísmicos.

### DATOS

La base de datos utilizada en este estudio fue extraída de los catálogos del IGP (1963-1972) y NEIC (1973-2009) y comprende un total de 1901 eventos, los cuales se distribuyen en el borde occidental del Perú entre la fosa Perú-Chile y la línea de costa hasta una distancia de 100 Km. hacia el interior del continente con hipocentros ubicados hasta los 60 Km. de profundidad (ver Figura 1).



Figura 1.- Mapa de sismicidad del Perú para el periodo 1963-2009 (h≤60 Km.), (Ms ≥3.8). Estos eventos serán utilizados para el cáloulo de los valores de "b" y Pr (periodo de retorno).

#### MÉTODO DE ANÁLISIS

Para el análisis de datos se utilizó el programa Zmap, (Wiemer y Zúfiga, 1994, Wyss, et al., 2001), el mismo que permitió eliminar las réplicas correspondientes a los terremotos de 1963, 1970, 1974, 1996, 2001 y 2007, obteniendo como datos finales 1901 eventos sísmicos (Figura 2a). Por tanto a partir de la distribución frecuencia-magnitud de los sismos (Gutenberg y Richter, 1944) (Figura. 2b), se determinó la completitud del catálogo en 3.8Ms (Figura 2c). Finalmente, se presenta una curva acumulativa de forma lineal (Figura 2d), la cual define la homogeneidad de la base de datos a utilizar en este estudio.





El cálculo de los valores de "a" y "b", se obtiene a partir de la relación frecuencia-magnitud (Ec. 1), y empleando el método de máxima verosimilitud ya que presenta mejores limites de confianza (Aki, 1965). Log N = a -bM (1)

Donde, N es el número acumulado de sismos con magnitud mayor o igual a M. Luego, en base a esta ecuación se estima el periodo de retorno de un sismo con magnitud Mmax utilizando la siguiente ecuación: Pr (Mmax) =  $\Delta T / 10$  (2) (2)

1193

Donde AT es el periodo de datos considerados en el estudio, Pr es el periodo de recurrencia y Mmax la magnitud del sismo para el cual se desea conocer su periodo de recurrencia. Para la elaboración de los mapas de valores de "b" y Pr, se utilizó la técnica de grillado (Wiemer, 1996), codificada en el programa ZMAP (Wiemer y Zúñiga, 1994). El espaciamiento de nodos en el área de estudio fue de 0.1° con un radio constante de 150 Km. alrededor de cada nodo. El radio constante es un valor promedio asumido a partir de la longitud de nuptura de los principales terremotos ocurridos en el periodo de 1963 a 2009.

#### RESULTADOS

Los resultados obtenidos en este estudio para el borde occidental de Perú, son presentados en la Figura 3, asimismo se muestran los epicentros (estrellas) de los últimos sismos notables ocurridos desde 1963 al 2009 Según la Figura 3a los valores de "b" varían entre 0.5 y 1.1, siendo los valores menores a 0.6 los que presentan áreas con valores anómalos de "b" y en donde se estaría acumulando mayor energía y por lo tanto, tiene mayor probabilidad de generar un sismo en el futuro. Estas áreas, a las cuales se les denomina asperezas, se encuentran distribuidas en forma heterogénea a lo largo del borde occidental de Perú y son:

Aspereza 1-y-2.-Se localizan entre los departamentos de Arequipa y Moquegua (16ºS a 18ºS). Aspereza 3-y-4.-Ubicadas frente a las costas, centro, norte de Lima (12.4ºS a 13.5ºS). Aspereza 5-y-6.-Ubicadas entre los departamentos de Piura y Lambayeque (5.5ºS a 7ºS). Asperezas 7-y-8.- Ubicadas frente a la costa de Ecuador (entre 2.8º-1ºS 0.5º-1.5°S).



Figura 3. a) Mapa de valores de "b", las elipses indican áreas o zonas de silencio sísmico. b) Mapa de periodo de recurrencia estimado para un sismo con magnitud 7Ms en el borde occidental de Perú. Las estrellas amarillas indican el epicentro de los principales terremotos ocurridos en el periodo 1963-2009. Las elipses indican áreas con periodos de retorno de 50 años.

El mapa de periodo de retorno ilustrado en la Figura 3b fue calculado a partir de la ecuación (2) considerando los valores de a y b, de la ecuación (1) para un sismo con magnitud Ms $\geq$ 7.0, Este mapa muestra características similares al mapa de valores de b, y los periodos de recurrencia para un sismo con una magnitud M $\otimes$ 7.0 oscilan entre 50 y 150 años. Las zonas que presentan periodos de recurrencia de 100 años se localizan sobre los valores anómalos de "b". Las áreas que presentan periodos de recurrencia de 100 años se localizan en las costas de los departamentos de la Libertad (8°-10°S) y Ancash (10°-11°S).

En el mapa de probabilidad (Figura 3b), con periodos de 50 años y al sur del departamento de Ica, se define un área de acumulación de energía que estaría bordeado por las áreas de los terremotos de 1996 y 2007. Esta área podría corresponder a un nuevo gap sísmico (Aspereza 2).

1194

## CONCLUSIONES

La aplicación de la metodología propuesta por Wiemer y Wyss (1997), en el borde occidental del Perú, permite llegar a las siguientes conclusiones:

- 1. Los valores de "b" a lo largo del borde occidental del Perú varian entre 0.5 a 1.1.
- Los mapas de distribución de los valores de "b" y periodos de recurrencia han proporcionado una importante información para la identificación de asperezas o zonas de silencio sísmico.
- Las asperezas identificadas presentan geometrías y extensiones variables, las cuales estarían relacionadas con el área y tamaño de las zonas en las que se podría producir terremotos.
- 4. Las zonas que podrían constituir la fuente mas probable de sismos fuertes se ubican frente a las costas del departamento de Lima (12°-14°S), entre los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna (17°-19°S), y entre los departamentos de Piura y Lambayeque (5.5°-7°S).

#### REFERENCIAS

Aki K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula log N – a – bM and its confidence limits, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, *Vol. 43 pp.237 – 239*.

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

Heras H. y Tavera H. (2002), Localización de áreas probables a ser afectadas por grandes sismos en el borde oeste de Perú: Estimación a partir de periodos de retorno local basado en distribución de valores de "b". Centro Nacional de Datos Geofísicos, bolefin de la S.G.P. pp. 7-16.

Minster J. y Jordan T. (1978). Present-day plate motions. Tour. Geophys. Res. 83, 5331\_8334.

Tavera, II. (2003). La Predicción Tectónica. Centro Nacional de Datos Geofísicos. (CNDG) p. 23 - 25.

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 Wyss M. (1994). Seismic quiescence before the 1993 M=7.5 Landers and M=6.5 Big Bear (California) earthquake. Bull. Seism. Soc. Am. 84, 3, 900-916.

Wiemer S. y Zuñiga R. (1994) ZMAP a software package to analyze seismicity, EOS, Transactions, Fall Meeting, AGU, 75, 456.

Wiemer S. y Beniot J. (1996). Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones, Geophys. Res. Lett, 23, 1557-1560.

Wyss M, Wiemer S, y Zuñiga R. (2001). A tool for Analyses of Seismicity Patterns. *Tutorial de Zmap*, P 3 – 63. Zuñiga R, y Wyss M. (2000). Most and least likely locations of large to great earthquakes along the pacific coast of Mexico, estimate from local recurrence times based on b-values, *Geophys. Jour. Intern.* 90. in press, 2000.

1195