

**ESTUDIO DE PELIGRO SISMICO
PARA EL CERRO TAMBORAQUE
DISTRITO DE SAN MATEO – PROVINCIA DE HUAROCHIRI**
(Coordenadas: 11°46'52.48"S – 76°18'20.08"O)

Elaborado para:

Compañía Minera San Juan (Perú)

Por:

Hernando Tavera
Geofísico

Lima – Perú
Junio - 2011

INDICE

1.- INTRODUCCION

2.- SISMICIDAD EN EL AREA DE INFLUENCIA

2.1.- Sismicidad Histórica

2.2.- Sismicidad Instrumental

3.- TECTONICA Y SISMOTECTONICA

3.1- Tectónica Andina

3.2.- Sismotectónica Regional

4.- PELIGRO SISMICO, METODO PROBABILISTICO

4.1.- Análisis del Peligro Sísmico

4.1.1- Las Fuentes Sismogénicas

4.1.2- Recurrencia Sísmica

4.1.3- Ley de Atenuación

4.2.- Determinación del Peligro Sísmico

4.2.1.- Periodo de Retorno y Probabilidad Anual

5.- PELIGRO SISMICO, METODO DETERMINISTICO

5.1.- Cálculo de la Longitud de Ruptura

5.2.- Cálculo de Aceleraciones

6.- CONCLUSIONES

Bibliografía

1.- INTRODUCCION

El Perú se encuentra ubicado en el borde occidental de América del Sur; es decir, en una de las regiones de mayor actividad sísmica en el mundo y por lo tanto, está expuesto de manera continua al peligro de ocurrencia de terremotos que trae consigo pérdidas de vidas humanas y materiales. Dentro de este contexto, es necesario realizar estudios que permitan conocer de manera aproximada el comportamiento más probable de este peligro en un determinado punto, a fin de planificar y mitigar los efectos que podría producir. Una manera de conocer este comportamiento es a través de la evaluación del peligro sísmico.

El peligro sísmico es analizado mediante el uso de los métodos probabilístico y determinístico. La evaluación del primero se realiza utilizando la metodología propuesta y desarrollada por Cornell (1968) y el programa de cómputo CRISIS-2007, desarrollado y actualizado por Ordaz et al (2007), considerando las leyes de atenuación de Young et al (1997) para sismos de subducción y la ley de atenuación de Sadigh et al (1997) para sismos corticales. Este algoritmo permite integrar la información sismotectónica, los parámetros sismológicos y las leyes de atenuación, obteniéndose como resultado los valores de aceleración probables a presentarse en el cerro Tamboraque en periodos de retorno de 150 y 500 años (Figura 1).

Para el método determinístico se hace uso de la información geológica-tectónica existente y las relaciones establecidas por Patwardhan et al (1978) y Slemmons (1982). Para la aplicación del método a sismos con origen en la convergencia de placas se usa la ley de atenuación de Young et al (1997).

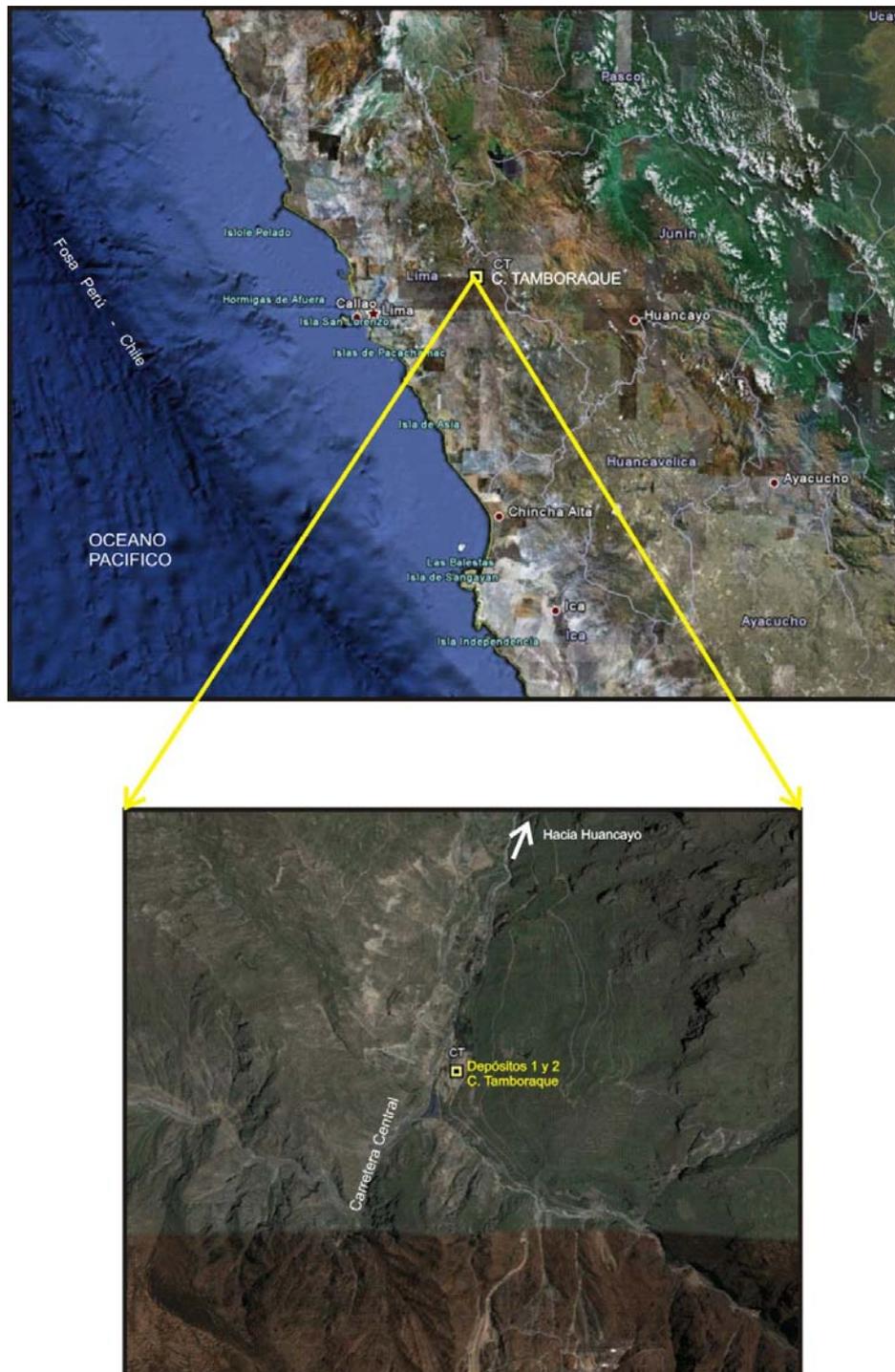


Figura 1.- Ubicación geográfica del cerro Tamboraque.

2.- SISMICIDAD EN EL AREA DE INFLUENCIA

El peligro sísmico debe ser estimado a partir de la identificación de las principales fuentes sismogénicas, además de la geología y tectónica, y para ello se requiere básicamente información sísmica detallada del área de influencia y/o estudio. En este caso, la información es obtenida de los catálogos sísmicos históricos e instrumentales ya que ambos, en conjunto, permiten delimitar de manera precisa la forma y ubicación de las fuentes sismogénicas, así como estimar la frecuencia de ocurrencia de los sismos en cada fuente. A continuación, se realizará el análisis de la sismicidad histórica e instrumental ocurrida en el área de influencia en torno al cerro Tamboraque.

2.1.- Sismicidad Histórica

La base de datos sísmicos históricos más completa es la contenida en los diversos trabajos de Silgado (1969, 1973, 1978 y 1992) y Dorbath et al (1990). De acuerdo a la información contenida en ambos catálogos, los sismos más importantes que afectaron a la región central de Perú y cuya historia es conocida, son los ocurridos en el año 1586 que destruyó la ciudad de Lima y tuvo un radio de percepción del orden de 1,000 km; en el año 1687 dos sismos causaron daños y estragos en la ciudad de Lima, teniendo un radio de percepción de hasta 700 km; finalmente, el sismo de 1746 que destruye a la ciudad de Lima, considerada la ciudad más bella del Nuevo Mundo, en el cual de sus 150 manzanas solo habrían quedado habitables 25 de ellas. El sismo tuvo un radio de percepción de 1,100 km. Todos estos sismos fueron acompañados de importantes tsunamis (Anexo 1). De acuerdo al mapa de intensidades del sismo de 1746, en la localidad de San Mateo, la más cercana al punto de estudio, soportó intensidades máximas del orden de VIII-IX (MM), no existiendo información sobre posibles efectos secundarios

importantes en el interior del país, tan sólo se encuentran referencias sobre la ocurrencia de fuertes estremecimientos de tierra en las proximidades de la ciudad de Huancavelica y en Lucanas (Ayacucho), con agrietamientos y deslizamientos de tierra.

Tabla 1.- Parámetros hipocentrales de sismos instrumentales de gran magnitud que afectaron a la región central del Perú

Fecha	Hora GMT	Latitud Sur	Long. Oeste	Prof. km	Mag. Ms	Imax (MM) San Mateo
24/05/1940	16:33	-10.5	-77.6	60	8.0	V
17/10/1966	21:41	-10.7	-78.6	38	7.8	VI-VII
31/05/1970	20:23	-9.2	-78.8	43	7.7	V
03/10/1974	14:21	-12.2	-77.8	27	7.5	V-VI
15/08/2007	23:40	-13.6	-76.7	28	7.7	V

Los sismos instrumentales de gran magnitud que afectaron la región central del Perú (Tabla 1), para los cuales se cuenta con mapas de isosistas e información sobre sus parámetros sismológicos, se describen brevemente a continuación:

.- Sismo del 24 de mayo de 1940 que produjo en la ciudad de Lima intensidades de VII-VIII (MM), con un radio de percepción del orden de 1,200 km. De acuerdo al mapa de intensidades, en la localidad de San Mateo la intensidad habría sido de VI (MM).

.- Sismo del 17 de Octubre de 1966 que produjo en Lima intensidades de VII (MM) y aceleraciones del orden de 0.4g. El radio de percepción para este sismo fue de 1,000 km. En la localidad de San Mateo la intensidad fue de VI-VII (MM).

.- Sismo del 31 de Mayo de 1970 que produjo en la ciudad de Lima intensidades de hasta VI (MM), con daños moderados en gran parte de la ciudad y

aceleraciones de hasta 0.25g. En la localidad de San Mateo la intensidad fue de V (MM).

.- Sismo del 3 de Octubre de 1974 con intensidades en Lima de hasta VII-VIII (MM), con derrumbes en los materiales aluviales de Magdalena y Chorrillos. En la localidad de San Mateo la intensidad fue de V-IV (MM).

.- Finalmente, el sismo ocurrido el 15 de Agosto de 2007 que produjo intensidades de hasta V-VI (MM) en la ciudad de Lima y la presencia de procesos de licuación en suelos en Villa El Salvador y colapso de viviendas en el cerro El Agustino. Este sismo produjo aceleraciones de 0.11g en un gran número de distritos de Lima. En la localidad de San Mateo la intensidad fue de V (MM).

De acuerdo a la historia sísmica de la región central del Perú (Silgado 1978), es posible que en los últimos 500 años sólo el sismo ocurrido en 1746 habría producido intensidades de hasta X-XI (MM) en el departamento de Lima, lo cual debe ser tomado únicamente como información referencial por cuanto no es posible verificar su tamaño y daños producidos. Por otro lado, durante el periodo instrumental (últimos 100 años), la región central del Perú fue afectada con la ocurrencia de hasta 7 sismos importantes, con magnitudes que no sobrepasaron el valor de 8 Mw, ni tampoco la intensidad de VII-VIII (MM), produciendo daños importantes en las ciudades y localidades cercanas a la línea de costa. Las características de estos sismos son indicadas en la Tabla 1.

2.2. Sismicidad Instrumental

Con la instalación de la red sísmica mundial a inicios de los años 60, la calidad de la información sísmica para el Perú mejoró considerablemente y ello ha permitido lograr mayor precisión en los valores que definen los parámetros

hipocentrales de los sismos que integran los catálogos. La información sísmica disponible para el área de estudio puede ser clasificada de la siguiente manera:

- Sismicidad histórica descriptiva de daños: Antes del año 1900
- Sismicidad, datos instrumentales aproximados: Periodo 1900 - 1963
- Sismicidad, datos instrumentales con mayor precisión: Periodo 1963-2010

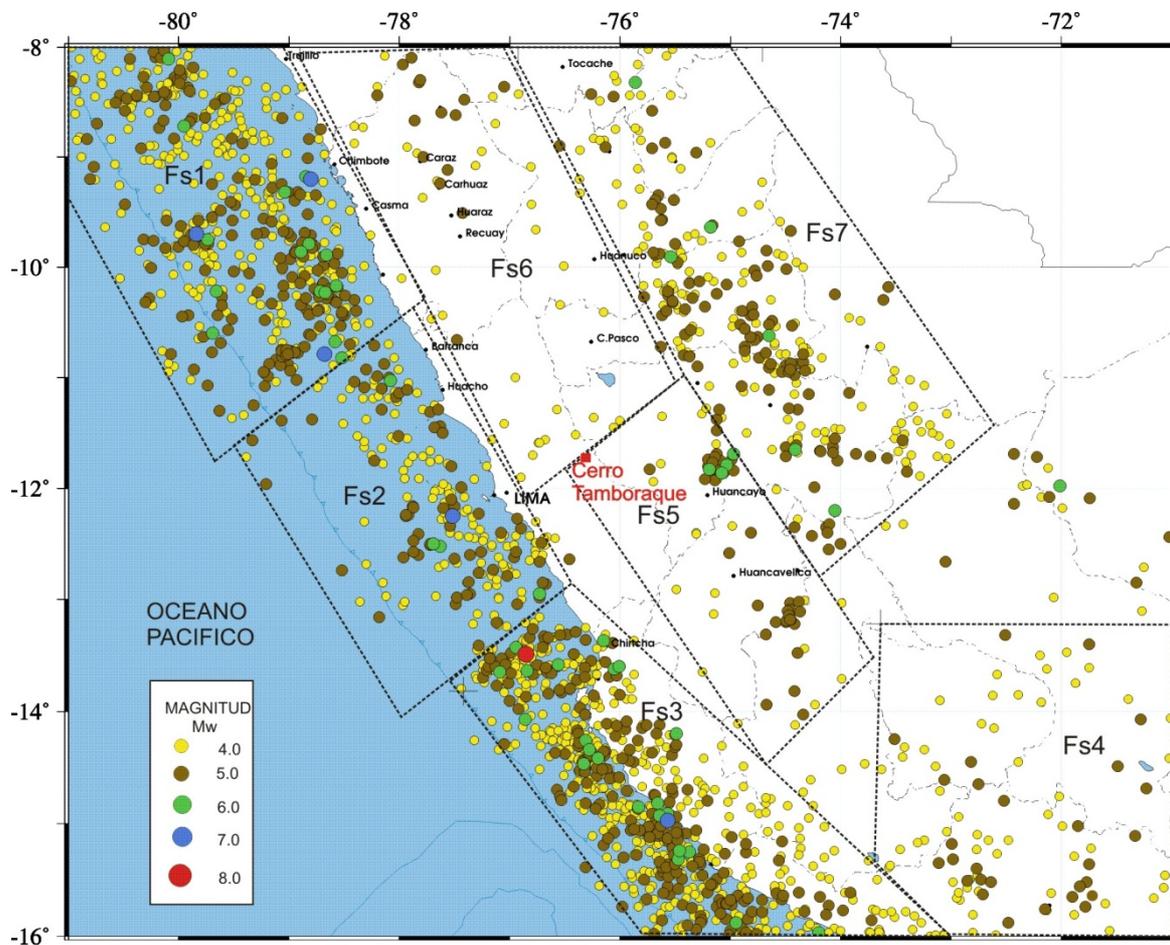


Figura 2.- Distribución espacial de los epicentros correspondientes a sismos de foco superficial ($h < 60$ km) en torno al cerro Tamboraque. El color de los círculos está en función del rango de magnitud. Las áreas demarcadas corresponden a las fuentes sísmogénicas. El recuadro en rojo indica la zona de estudio.

Para el caso del Perú, la información sísmica indicada se encuentra contenida en el catálogo publicado por el Proyecto SISRA (1985), por el ISC hasta el año 1992, por el NEIC y el Instituto Geofísico del Perú hasta el año 2010. Toda

esta información se encuentra libre en Internet. Para el área de interés se han considerado los sismos ocurridos durante el periodo de 1960 al 2010, con magnitudes igual/mayor a 4.0. En las Figuras 2 y 3 los epicentros de los sismos instrumentales son diferenciados, en magnitud, por círculos de colores, siendo agrupados en sismos de foco superficial (0 a 60 km de profundidad) y de foco intermedio (61 a 350 km de profundidad).

En la Figura 2 se presentan los epicentros de los sismos de foco superficial y en general, se observa que los epicentros se distribuyen siguiendo el patrón descrito por muchos autores para la región central del Perú (Tavera y Buforn, 2001; Bernal y Tavera, 2002); es decir, mayor número de epicentros frente a la línea de costa debido a la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana, todos ellos formando agrupamientos con un gran número de sismos frente y sobre los departamentos de Ica, Lima y Ancash. En el interior del continente, la presencia de sismos es menor sobre la misma Cordillera Andina, con pequeños agrupamientos en las cercanías de las ciudades de Huancayo y Ayacucho. Mayor número de sismos están presentes en el borde oriental de la cordillera, entre la localidad de Tocache y el extremo norte del departamento del Cusco.

En la Figura 3 se presenta la distribución espacial de los epicentros de sismos con focos intermedios ocurridos en la región central del Perú y en ella se observa que el mayor número de epicentros se concentra básicamente en 4 áreas, la primera bajo los departamentos de Ancash, Lima y la Cordillera Occidental. El segundo grupo con epicentros bajo los departamentos de Ica, Ayacucho y Huancavelica; el tercero con sismos bajo los departamentos de Arequipa y Apurímac. Finalmente, el mayor número de eventos se encuentra bajo el borde oriental de la Cordillera Andina afectando mayormente a la ciudad de Pucallpa. Todos estos sismos están asociados a la deformación interna de la placa de Nazca por debajo de la corteza continental.

La distribución espacial de la sismicidad superficial e intermedia en la región central del Perú muestra el alto potencial sísmico al cual está supeditada la compleja y heterogénea geomorfología de la región.

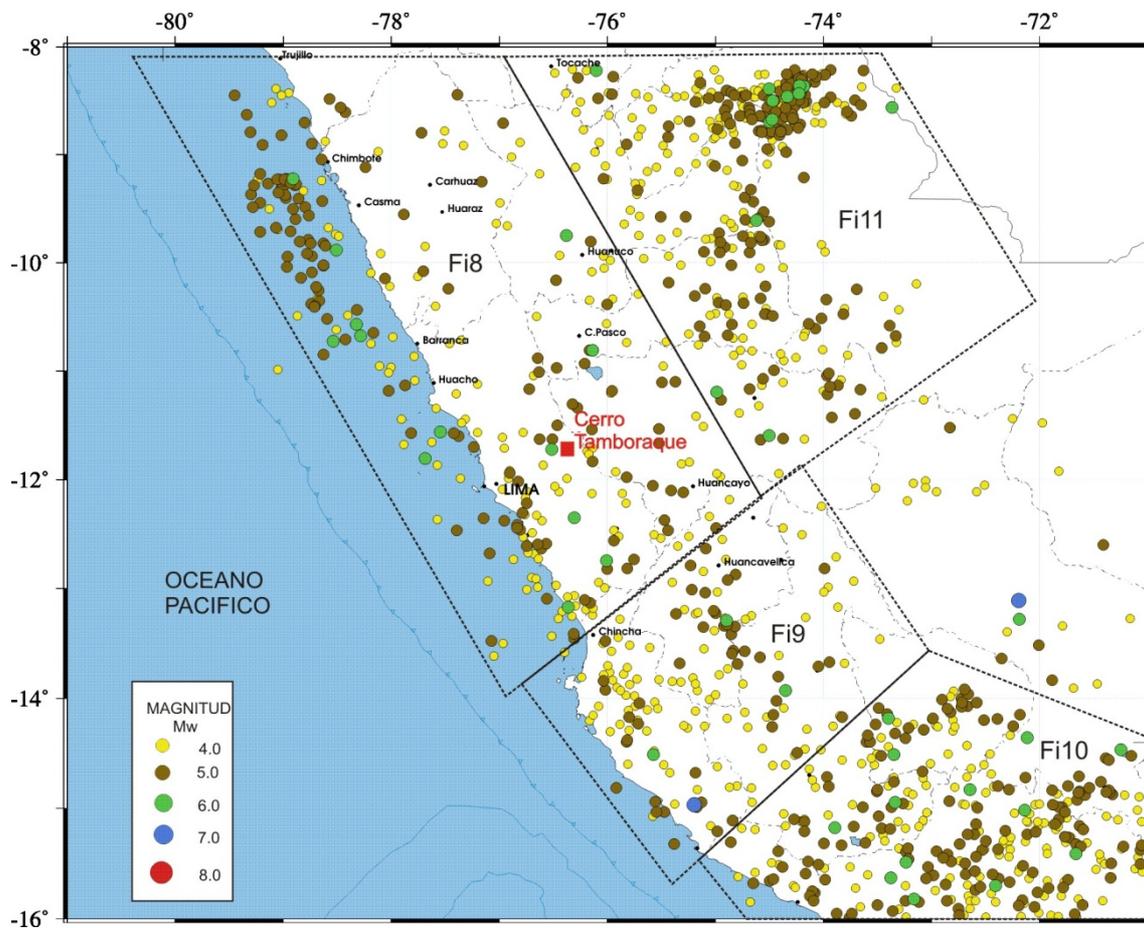


Figura 3.- Distribución espacial de los epicentros correspondientes a sismos de foco intermedio ($61 < h < 350$ km) en torno al cerro Tamboraque. El color de los círculos está en función del rango de magnitud. Las áreas demarcadas corresponden a las fuentes sismogénicas. El recuadro en rojo indica la zona de estudio.

3.- TECTONICA Y SISMOTECTONICA

3.1. Tectónica Andina

Los principales rasgos tectónicos existentes en la región occidental de Sudamérica son la Cordillera Andina y la fosa peruano-chilena, ambos relacionados por la convergencia de placas que producen alta actividad sísmica y deformación cortical dentro de un proceso orogénico contemporáneo o relativamente joven. Debe indicarse que de todos los procesos geodinámicos a nivel mundial, la que considera a la placa de Nazca y Sudamericana permite que la primera se introduzca por debajo de la segunda dentro de un proceso conocido como subducción, a velocidades medias de 6-8 cm/año. Como resultado de tal proceso se tiene la formación y continua deformación de la Cordillera Andina y la fosa peruano-chilena, que tal como se indicó, producen en el Perú gran número de sismos con focos a diversas profundidades. Dentro de este contexto, los rasgos tectónicos superficiales más importantes en el área de estudio son:

- .- La fosa oceánica peruano-chilena: presente desde el sur de Chile hasta Colombia, con orientación aproximadamente paralela a la línea de costa y a variadas distancias de ésta. En algunas regiones como el centro del Perú, alcanza profundidades de hasta 6 km.

- .- La dorsal de Nazca: tiene una influencia decisiva en la geodinámica del borde occidental del Perú, al norte de la misma se tiene mayor ocurrencia de sismos de gran magnitud (entre Pisco y Chimbote) y al sur, menor número de sismos grandes. En la parte oceánica, divide a la fosa en Fosa de Lima y Fosa de Arica.

- .- La posible porción hundida de la costa (cordillera costanera): al norte de la localidad de Paracas, asociada a un zócalo continental más activo.

- .- La Cordillera Andina: es el rasgo tectónico más evidente como producto de la interacción de placas y en la actualidad en pleno desarrollo debido a la presencia de esfuerzos netamente compresionales perpendiculares a la línea de costa.

- .- Los sistemas de fallas activas: resultado de la deformación que experimenta la Cordillera Andina y la zona subandina; en la primera se tienen fallas de tipo normales, inversas y de rumbo, y en la segunda, mayormente de tipo inverso con sobrecorrimientos con bajo ángulo.

3.2.- Tectónica Regional

Según el mapa tectónico propuesto por Machare et al (2003), en la región central del Perú, entre la línea de costa y la zona subandina, se distinguen los siguientes sistemas de fallas (Figura 4):

- .- Sistema de fallas de la Cordillera Blanca (PE-06): ubicada en el extremo occidental de la Cordillera Blanca y que recorre el departamento de Ancash de sur a norte, constituyéndose como la falla normal de mayor longitud en el mundo (200 km). De acuerdo a las trazas de falla visibles en superficie, se ha dividido a la falla en 4 tramos con procesos geodinámicos diferentes, siendo el tramo en torno a la quebrada de Qerococha la de mayor deformación y actividad sísmica. Con respecto al área de estudio, la falla se encuentra en dirección NNO, a una distancia del orden de 305 km.

.- Sistema de fallas del Huaytapallana (PE-08): ubicada en el extremo occidental del nevado Huaytapallana, siendo de tipo inverso, con una longitud aproximada de 11 km y orientación NO-SE. Esta falla tuvo su origen en dos sismos de magnitudes 6.0 ocurridos en los meses de Julio y Octubre de 1969. Con respecto al área de estudio, la falla se encuentra en dirección ESE, a una distancia del orden de 138 km.

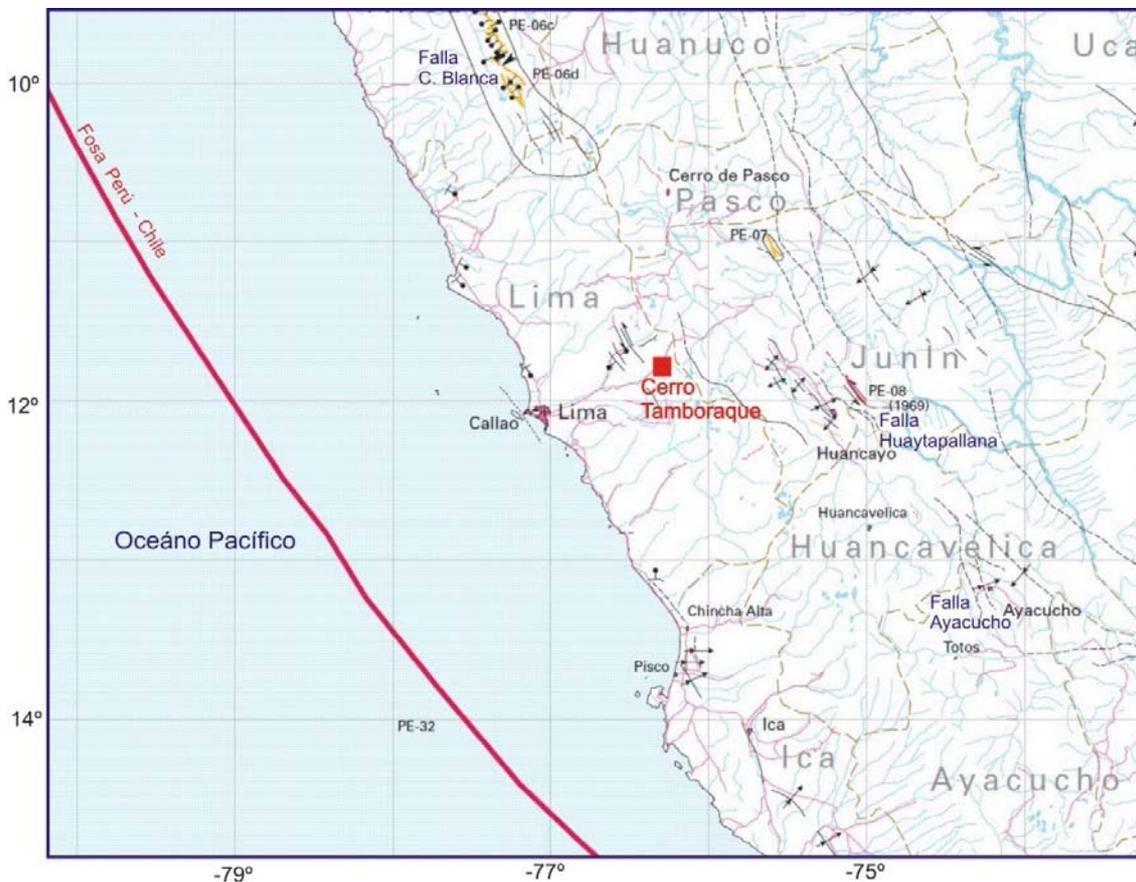


Figura 4.- Mapa tectónico para la región centro del Perú en el cual se distinguen las principales trazas de fallas: Cordillera Blanca y Huaytapallana. Los códigos PE? corresponden a Machare et al (2003). El recuadro en rojo indica la ubicación aproximada del cerro Tamboraque.

.- Sistema de fallas de Ayacucho: ubicada en el extremo occidental de la ciudad de Ayacucho; está formada por ramales de variada longitud, pero todas con orientación NO-SE. Parte de estas trazas de falla tuvieron su origen con los sismos ocurridos en los años 1980 y 1981, con magnitudes de 5.5. Con respecto al área de estudio, estas fallas se encuentran en dirección SE a una distancia de aproximadamente 277 km.

Las fallas antes descritas han producido importante sismicidad netamente local y algunas de ellas sismos de importancia con radios de daños y efectos menores a los 100 km; por lo tanto, no habrían sido percibidos en el área de estudio. En la Figura 2 pueden observarse alineamientos de sismicidad superficial que demarcan la presencia de estos sistemas de fallas, lo cual indica que ellas se encuentran activas.

4. - PELIGRO SISMICO, METODO PROBABILISTICO

En términos de probabilidad, el Peligro Sísmico puede ser evaluado con el método propuesto por Cornell (1968) y Cornell & Vanmarcke (1969). Este método considera el efecto que pudieran causar todos los sismos contenidos en las fuentes sismogénicas definidas por sus valores de magnitud y frecuencia de ocurrencia. El resultado final permite disponer de los valores de aceleración sísmica máxima en el cerro Tamboraque que tienen una probabilidad de ser superada en un periodo de tiempo determinado. Estas aceleraciones no representan a un sismo en especial, sino al efecto combinado de todos los sismos que integran cada fuente sismogénica.

Para el desarrollo del estudio, primero se realiza la revisión de la actividad sísmica ocurrida en el pasado para así definir las fuentes sismogénicas, tomando en cuenta las características tectónicas de la región y considerando que la probabilidad de ocurrencia de sismos de diversas magnitudes es homogénea en toda la fuente. Seguidamente, se debe caracterizar cada fuente por el sismo de magnitud máxima y frecuencia sísmica dentro del periodo de datos considerado. Finalmente, las aceleraciones máximas en el sitio de interés se calculan mediante el uso de una ecuación de atenuación.

4.1. Análisis del Peligro Sísmico

El Peligro Sísmico puede ser definido como la probabilidad de que en un lugar determinado ocurra un sismo de una determinada magnitud igual o mayor que un valor fijado a priori. En este contexto, la magnitud del sismo puede ser remplazado por un valor de aceleración, valor espectral de la velocidad, valor espectral del desplazamiento y/o valor medio de la intensidad. Si los sismos ocurren durante una serie de tiempo, entonces no son independientes unos de los

otros y desde el punto de vista físico, es necesario mucho tiempo para la acumulación de la suficiente energía para producir un sismo de gran magnitud; por lo tanto, es poco probable que estos sismos ocurran en periodos de tiempo relativamente cortos. Dentro de estas ideas, la ocurrencia de réplicas es el ejemplo más claro de que los sismos no son independientes.

De acuerdo a la teoría, la ocurrencia de un evento A dependerá de la ocurrencia de otros mutuamente excluyentes y colectivamente exhaustivos. Por lo tanto, de acuerdo al teorema de la probabilidad total, la probabilidad de ocurrencia de A quedaría definida de la siguiente manera:

$$P(A) = \sum_i^n P(A/E_i) * P(E_i)$$

Siendo $P(A/E_i)$ la probabilidad condicional que ocurra A , cuando E_i ocurra.

Dicho de otra manera, la aceleración (A) producida por un sismo en un lugar determinado es dependiente del tamaño del sismo (magnitud) y de la distancia al punto de interés; es decir, si el tamaño del sismo (S) y su localización (R) son tomados como variables aleatorias continuas y definidas por sus funciones de densidad de probabilidad, $f_s(S)$ y $f_R(S)$ respectivamente, entonces, el peligro sísmico definido por la probabilidad de que la aceleración A sea igual o mayor que una aceleración dada será $P(A \geq i)$ y está definida por la siguiente expresión:

$$P[A \geq i] = \iint P[A/s, r] \cdot f_s(s) \cdot f_R(r) \cdot dsdr$$

Esta expresión resume la teoría desarrollada por Cornell (1968) para evaluar el peligro sísmico.

4.1.1.- Las Fuentes Sismogénicas

De manera práctica se puede definir como fuente sismogénica aquella zona y/o área que tenga similitudes geológicas, sísmicas y geofísicas, a tal punto que se pueda considerar que posee un potencial sísmico homogéneo en toda la fuente. La demarcación de la fuente sismogénica es de gran importancia para estudios cuantitativos de Peligro Sísmico.

Tabla 2.- Coordenadas geográficas de las fuentes sismogénicas consideradas en este estudio

FUENTES	COORDENADAS GEOGRAFICAS (grados)			
Fs1	-81.61	-8.00	-79.05	-08.00
	-79.62	-11.79	-77.81	-10.18
Fs2	-79.50	-11.61	-78.02	-10.18
	-77.98	-14.05	-76.47	-12.61
Fs3	-77.42	-13.82	-76.35	-12.68
	-75.76	-16.32	-72.76	-16.19
Fs4	-73.64	-13.22	-70.95	-13.22
	-72.75	-16.19	-70.94	-16.20
Fs5	-76.57	-12.28	-75.60	-11.01
	-74.60	-14.54	-73.67	-13.28
Fs6	-78.93	-08.00	-77.03	-08.00
	-76.70	-12.68	-75.42	-10.90
Fs7	-76.92	-08.00	-74.71	-08.00
	-74.33	-12.82	-72.79	-11.57
Fi8	-80.11	-08.40	-76.89	-08.00
	-76.94	-14.11	-74.66	-12.04
Fi9	-76.56	-13.71	-74.32	-11.59
	-75.31	-15.75	-73.12	-13.64
Fi10	-76.67	-15.98	-73.33	-13.42
	-71.00	-16.0	-71.00	-14.40
Fi11	-76.62	-08.00	-73.78	-08.00
	-74.64	-12.28	-72.53	-10.71

En el presente estudio se han tomado como referencia las fuentes sismogénicas definidas por Castillo y Alva (1993), las mismas que se basaron en la distribución de epicentros y en las características tectónicas de nuestro país. Estas fuentes permiten definir adecuadamente la distribución de sismos en el Perú sin importar el periodo de datos sísmicos a considerarse. Sin embargo, para una

mejor cuantificación de la distribución espacial de la sismicidad actual presente en el entorno del cerro Tamboraque, en las Figuras 2 y 3 se han redefinido las fuentes sismogénicas de la región central del Perú a ser consideradas en el presente estudio. En general, las fuentes de subducción modelan la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana ($Fs1, \dots, Fs3$). La sismicidad continental es debido a la deformación superficial de la corteza andina ($Fs4, \dots, Fs7$). Estas fuentes caracterizan áreas en razón de que no es posible definir fallas debido a la ausencia de datos sísmicos que las caractericen. Las fuentes sismogénicas asociadas a la actividad sísmica intermedia ($Fi8, \dots, Fi11$) deben su origen a la deformación interna de la placa de Nazca a niveles de profundidad del orden de 110 km. Las coordenadas geográficas de las fuentes sismogénicas se presentan en la Tabla 2.

4.1.2. - Recurrencia Sísmica

A fin de evaluar la variación en el tamaño de los eventos sísmicos que cada fuente podría generar se debe conocer la frecuencia o recurrencia de eventos sísmicos en cada una de ellas. Se trata de saber el número de sismos mayores o iguales a una determinada magnitud a ser identificada en la curva de recurrencia sísmica de cada fuente (Gutenberg y Richter, 1956), la tasa media anual de la actividad sísmica y las magnitudes mínimas y máximas. La expresión que permite estimar la recurrencia sísmica es $\log N = a - bM$, donde "N" es el número de sismos con magnitud igual o mayor a M, "a" viene a ser el logaritmo del número de sismos de magnitud mayor a cero y "b" la proporción de sismos de una cierta magnitud.

Los parámetros estadísticos de recurrencia para cada una de las fuentes sismogénicas han sido calculados considerando la magnitud M_w debido a que las leyes de atenuación a utilizarse en este estudio están expresadas en estos valores.

Para la homogeneidad de las magnitudes se han utilizado las siguientes ecuaciones (Proyecto GSHAP, 1997; Scordilis, 2006):

$$M_s = 1.644m_b - 3.753 \quad (m_b < 5.9) / M_s = 2.763m_b - 10.301 \quad (m_b \geq 5.9)$$

$$M_w = 0.67M_s + 2.07 \quad (3.0 \leq M_s \leq 6.1) / M_w = 0.99M_s + 0.08 \quad (6.2 \leq M_s \leq 8.2)$$

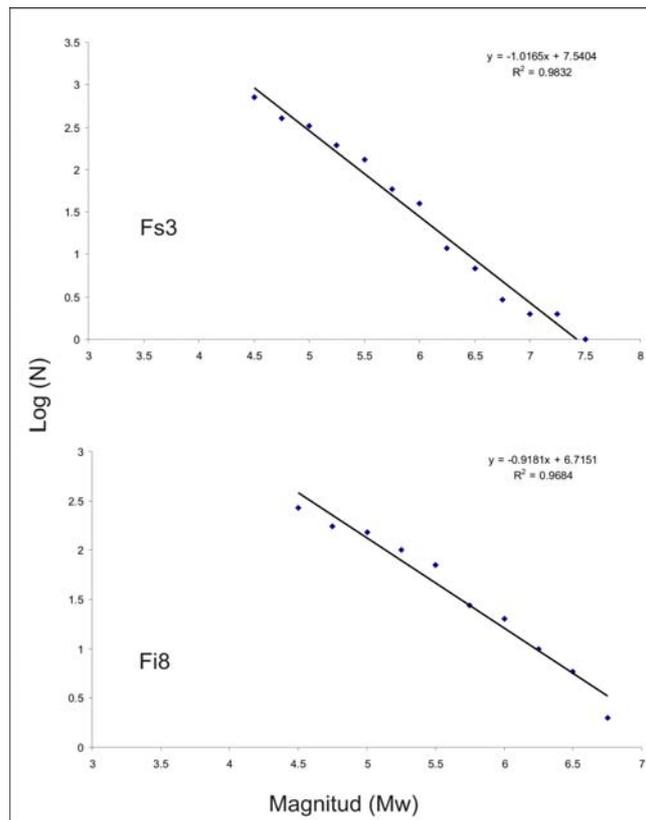


Figura 5.- Gráficos de recurrencia sísmica para las fuentes Fs3 (sismicidad superficial) y Fi8 (sismicidad intermedia).

Para el análisis estadístico se usó los ajustes por medio de mínimos cuadrados y la base de datos sísmicos para el periodo 1960 a 2010 (Figura 5 y Tabla 3). El método de ajuste utilizado permite llevar los valores a una recta en función a la densidad de los datos que existen en una determinada zona. La tasa (ν)

representa la tasa media anual de ocurrencia de eventos mayores o iguales que la magnitud mínima de homogeneidad y para su cálculo se utiliza una variación del ajuste de Gutenberg y Richter a fin de representar el número acumulativo de eventos mayores a una determinada magnitud en el tiempo. La M_{max} es la magnitud máxima probable que puede ser liberada como energía sísmica (McGuire 1976); es decir, es el evento mayor ocurrido en la fuente en el pasado y por lo tanto, es el sismo máximo que se espera en el futuro.

Tabla 3.- Parámetros sísmicos calculados para cada fuente sismogénica a ser utilizados para el cálculo del peligro sísmico.

Fuente	Parámetros Característicos para cada Fuente Sismogénica						Prof. (km)
	a	b	Mmin	Mmax	Beta	Tasa	
Fs1	6.17	0.77	4.50	7.25	1.77	10.62	60
Fs2	6.06	0.83	4.50	7.25	1.91	4.28	60
Fs3	7.54	1.01	4.50	8.00	2.32	14.16	60
Fs4	7.17	1.13	4.50	6.00	2.60	1.98	40
Fs5	5.40	0.78	4.50	6.50	1.79	1.18	40
Fs6	6.28	1.01	4.50	5.75	2.32	1.04	40
Fs7	6.99	0.97	4.50	6.75	2.32	5.42	40
Fi8	6.71	0.91	4.50	6.75	2.09	5.46	120
Fi9	7.65	1.12	4.50	6.75	2.57	4.30	120
Fi10	7.01	0.95	4.50	6.50	2.18	6.48	120
Fi11	7.07	0.97	4.50	6.50	2.23	6.50	120

4.1.3. - Ley de Atenuación

Para evaluar, en términos de aceleración, los efectos que podrían causar en una determinada área un sismo de una probable magnitud es necesario utilizar una ley de atenuación sísmica, la misma que permite relacionar la magnitud de los sismos, la posición fuente-lugar y la aceleración. En la bibliografía existen varias leyes de atenuación que han venido siendo usadas en el cálculo del peligro sísmico en Perú, siendo en muchos casos poco adecuadas para una u otra región, tal es el caso de las leyes propuestas por McGuire (1976), Casaverde y Vargas (1980), Huaco (1970), Huaco y Ruiz (1999).

En este estudio se hace uso de las leyes de atenuación propuestas por Young et al (1997) para sismos debidos a la convergencia de placas y de Sadigh et al (1997) para sismos de tipo cortical. La primera ley fue construida usando datos de diferentes regiones sísmicas del mundo incluyendo el Perú y la segunda, con datos provenientes de EEUU (California), Rusia (Gazli) e Irán (Tabas). En la actualidad estas relaciones vienen siendo utilizadas en Perú en razón que proporcionan resultados razonables desde el punto de vista sismotectónico; sin embargo, se recomiendan futuras revisiones que consideren la utilización de otras leyes de atenuación.

La ley de atenuación de Young et al (1997) es definida como:

$$\ln(Sa) = 0.2418 + 1.414M + C1 + C2(10 - M)^2 + C3 \ln(r + 1.7818e^{0.554M}) + 0.00607H + 0.3846Z$$

La ley de atenuación de Sadigh et al (1997) es definida como:

$$\ln(Sa) = C1 + C2M - C3 \ln(r + C4e^{C5M}) + C6 + C7(8.5 - M)^{2.5}$$

Donde: Sa, es la aceleración expresada en "g"; M, la magnitud; r, la distancia en km; H, la profundidad del foco en km; Z, con valor "0" para sismos de interfase y "1" para sismos intraplaca.

En la Figura 6 se muestra la curva de atenuación propuesta por Young et al (1997) en comparación con la de Casaverde y Vargas (1980), utilizando datos sísmicos de Perú y Chile. En dicha figura se puede apreciar que la curva propuesta por Casaverde presenta valores más altos que la de Young, debido a que la primera fue propuesta como una envolvente y no como una curva promedio como la de

Young. Por este hecho, al utilizarse la curva de Casaverde en el análisis probabilístico produce un % de sobrestimación en los valores de aceleración.

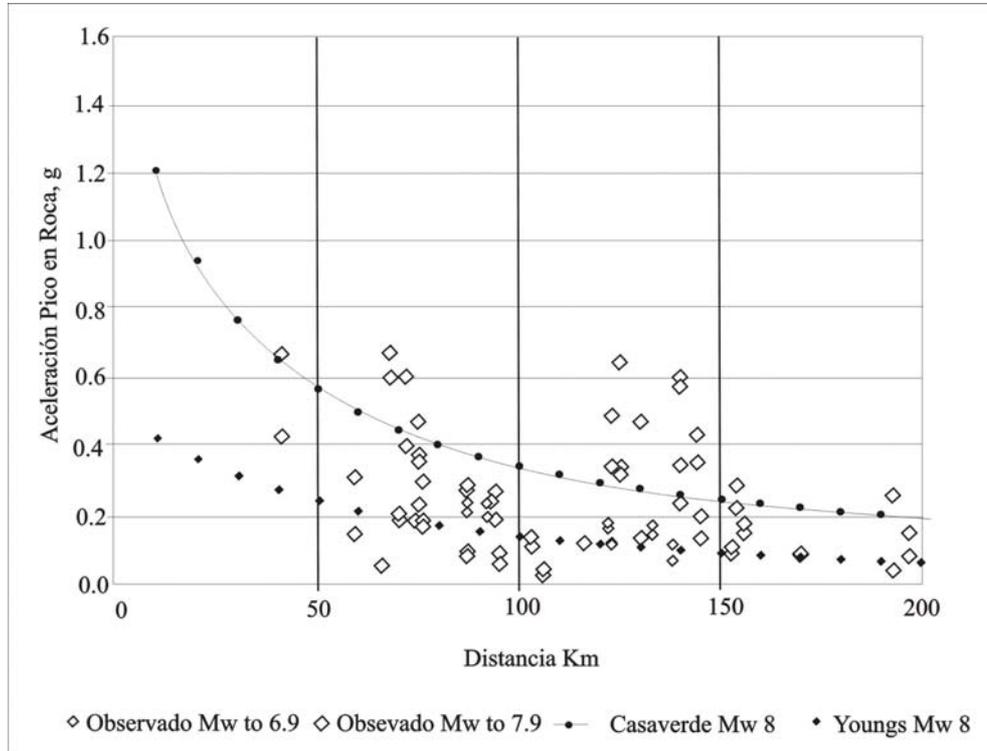


Figura 6.- Ley de atenuación de Young et al (1997) en comparación con la de Casaverde y Vargas (1980) utilizando datos de Perú y Chile.

4.2.- Determinación del Peligro Sísmico

Conocidas las características sísmicas de las fuentes y la ley de atenuación, se puede calcular el peligro sísmico considerando la suma de los efectos de la totalidad de las fuentes sísmicas, la distancia de cada fuente y el área donde se encuentra el proyecto. El peligro sísmico para el área de estudio ha sido determinado utilizando el programa de cómputo CRISIS-2007 (Ordaz et al, 2007), el mismo que permite evaluar la probabilidad de ocurrencia de determinados niveles de aceleración pico y cuyo periodo de retorno corresponde simplemente al inverso de la probabilidad anual. La aceleración pico fue estimada para la siguiente

ubicación: 11°46'52.48"S/76°18'20.08"O y sus valores se presentan en la Tabla 4, correspondiendo a periodos de retorno de 150 y 500 años.

Tabla 4.- Peligro sísmico para el cerro Tamboraque

Periodo de Retorno (Años)	Aceleración Máxima Esperada	Probabilidad Anual
150	0.22g	6.6×10^{-3}
500	0.34g	2.0×10^{-3}

Los valores de aceleración estimados en el presente estudio corresponden a aceleraciones horizontales máximas, en tanto que las aceleraciones verticales pueden ser estimadas empleando la relación propuesta por Huaco (1982):

$$.a_v = 0.00247 + 0.49998.a$$

Donde: "a" es la aceleración horizontal obtenida en este informe y "a_v" la aceleración vertical.

4.2.1.- Periodo de Retorno y Probabilidad Anual

En la Figura 7 se presenta la curva de Peligro Anual (11°46'52.48"S - 76°18'20.08"O) para el cerro Tamboraque (Compañía Minera San Juan), en función de las aceleraciones máximas esperadas y sus periodos de recurrencia. Según dicha figura, en el área de interés existe una probabilidad anual de 0.0066 de que en un periodo de 150 años se supere una aceleración de 0.22g y una probabilidad anual de 0.002 para que en un periodo de 500 años se supere la aceleración de 0.34g.

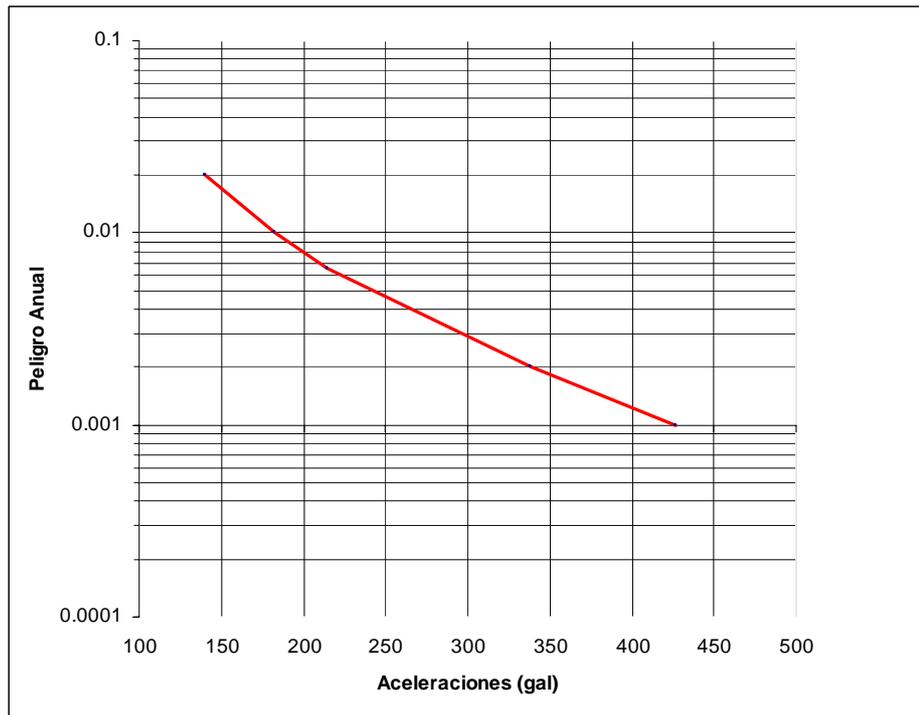


Figura 7.- Peligro sísmico anual para el cerro Tamboraque

5.- PELIGRO SISMICO, METODO DETERMINISTICO

El análisis determinístico consiste en proponer un escenario sísmico específico para el área del proyecto, el cual debe ser una representación de la generación de un evento sísmico característico para la zona proveniente de la fuente que se encuentra a la menor distancia del lugar de análisis. Este concepto permite estimar el movimiento del suelo directamente asociado a las dimensiones de las fallas geológicas o sismo de mayor magnitud ocurrido en un tiempo conocido, sin considerar y/o proporcionar información sobre la probabilidad de ocurrencia del evento seleccionado ni la probabilidad de ocurrencia del evento en el lugar asumido. Asimismo, no brinda información sobre el nivel de movimiento esperado en un periodo de tiempo determinado, como la vida útil de la estructura, ni de los efectos de las incertidumbres de los diferentes pasos requeridos para calcular el nivel del movimiento sísmico esperado.

Las aceleraciones horizontales máximas serán estimadas para sismos asociados a las dimensiones de las fallas corticales presentes en el entorno del área de estudio, y para ello se hará uso del procedimiento propuesto por Patwardhan et al (1978) y Slemmons (1982). Para sismos con origen en el proceso de convergencia de placas, la ley de atenuación a utilizarse es la de Young et al (1997).

5.1.- Cálculo de la Magnitud y Longitud de Ruptura

Para calcular la magnitud del sismo que pudiera tener origen en una de las fuentes sismogénicas se debe conocer en primer lugar las longitudes de las fallas activas próximas a la zona de interés. Para las fallas corticales presentes en el continente, se utilizó la información existente en diversos estudios

geomorfológicos y tectónicos compilados en el mapa tectónico del Perú propuesto por Machare et al (2003), todas ellas descritas en la sección 3.2 y mostradas en la Figura 4.

Las fórmulas para fallas normales e inversas corresponden a Slemmons (1978) y son las siguientes:

$$\begin{array}{ll} M_s = 0.809 + 1.341 * \log (L) & \text{falla normal} \\ M_s = 2.021 + 1.142 * \log (L) & \text{falla inversa} \end{array}$$

Donde: "Ms" es la magnitud del sismo a partir de las ondas superficiales y "L" la longitud de ruptura en metros. Debe precisarse que si la falla tiene longitudes superiores a 20 km aproximadamente, es poco probable que durante la ocurrencia de un evento sísmico se produzca la ruptura de toda la extensión de la falla.

5.2.- Cálculo de Aceleraciones

Para estimar las aceleraciones máximas esperadas en la zona del proyecto, producto de la actividad sísmica con origen en las fallas corticales ya identificadas, se utiliza la ley de atenuación propuesta por Patwardhan et al (1978) y Slemmons (1982), que está dada por:

$$a = 224e^{0.823M_s} (R + C)^{-1.56}$$

donde:

Ms = Magnitud del sismo a partir de ondas superficiales

R = Distancia en km

$$C = 0.864e^{0.46M_s}$$

Las aceleraciones horizontales máximas obtenidas bajo criterios determinísticos se presentan en la Tabla 5, y en ella se observa que en general, los niveles de demanda sísmica generados por estos mecanismos proporcionan valores bajos de "g", que probablemente no revisten peligro alguno.

Tabla 5.- Valores de la aceleración horizontal máxima para la zona del cerro Tamboraque, obtenidos a partir de la aplicación del método determinístico

Fuente	Tipo Falla	Longitud (km)	Distancia (km)	Magnitud (Ms)	A _{max} (g)
F. C. Blanca PE-06	Normal	200	305	7.9	0.017
F. Huaytapallana PE-08	Inversa	11	138	6.6	0.020
F. Ayacucho	Normal	5	277	5.7	0.003

En general, los principales sistemas de fallas geológicas presentes en la región centro del Perú se encuentran a distancias mayores a 130 km del punto de interés; por lo tanto, las aceleraciones que ellas pudieran producir en el cerro Tamboraque son menores a 0.02g. En todos los casos, estos valores de aceleración deben ser considerados únicamente como referenciales, ya que sugieren las aceleraciones posibles a la ocurrencia de los sismos que dieron origen a las fallas.

Por otro lado, esta técnica también puede ser aplicada al sismo característico de cada fuente sismogénica o a un sismo teórico para el cual se requiere tener un posible escenario. Considerando la ocurrencia de recientes sismos en Chile (2010) y Japón (2011) con magnitudes de 8.8-9.0 Mw, además de investigaciones que sugieren la ocurrencia de un sismo similar en Lima (Tavera y Bernal, 2005; Chlieh et al 2011), se considera la ocurrencia de un sismo hipotético de magnitud 8.5Mw, con epicentro a 140 km del cerro Tamboraque en dirección Oeste. Utilizando la ley de atenuación de Young et al (1997) para sismos debido a la convergencia de placas, se estima para el cerro Tamboraque una aceleración del orden de 0.12g.

6.- CONCLUSIONES

Para el cerro Tamboraque, la correlación realizada entre la sismicidad y la tectónica ha permitido definir la presencia de siete fuentes sismogénicas para sismos superficiales y cuatro fuentes para sismos con foco intermedio. Los parámetros sísmicos asociados al peligro sísmico fueron calculados para cada fuente, siendo estos representativos de la actividad sísmica que se desarrolla en esta región. Las aceleraciones sísmicas máximas obtenidas mediante el método probabilístico para el cerro Tamboraque ($11^{\circ}46'52.48''S - 76^{\circ}18'20.08''O$) y para periodos de retorno de 150 y 500 años son las siguientes:

Punto: $11^{\circ}46'52.48''S - 76^{\circ}18'20.08''O$

Periodo de Retorno (Años)	Aceleración Máxima Esperada
150	0.22g
500	0.34g

Considerando la ocurrencia de recientes sismos en Chile (2010) y Japón (2011) con magnitudes de 8.8-9.0 Mw, se considera la ocurrencia de un sismo hipotético de magnitud 8.5Mw con epicentro en el mar, a 140 km del cerro Tamboraque y en dirección Oeste. Utilizando el método determinístico y la ley de atenuación de Young et al (1997), se ha determinado que este sismo produciría una aceleración máxima del orden de 0.12g.



Hernando Tavera
Reg. Ingenieros del Perú N° 33879

Bibliografía

- Alva et al (1984). Distribución de máximas intensidades sísmicas observadas en el Perú. V Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Tacna, Perú.
- Bender, B. y Perkins, D. (1987). SeisRisk III, A computer program for seismic hazard estimation. US Geological Survey Bulletin, 1772.
- Cahill, T. y Isacks, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. J. Geophys. Res., 97, 17503-17529.
- Casaverde, L. y Vargas, J. (1980). Zonificación Sísmica del Perú. II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismo-Resistente, OEA-PUCP, Lima-Perú.
- Castillo, J. y Alva, J. (1993). Peligro Sísmico en el Perú., VII Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones., Lima.
- Chlieh, M., H. Perfettini, H. Tavera, J-P. Avouac (2011). Interseismic Coupling, Asperities and Barriers on the Central Andes Megathrust. Jour. Geophys. Res., (en revision).
- Cornell, A. (1968). Engineering Risk Analysis. BSSA, 58, 1583-1606.
- Cornell. A. y Vanmarcke, F. (1969). The major influences on seismic risk. 4th World Conf. Earthquake Engineering, Santiago, Chile.
- Deverchere, J. (1988). Extension crustale dans un contexte de convergente de placas: l'exemple des Andes du perou Central. Contraint par des donnes sismotectoniques. Thesis PhD. Universite Paris-Sud, Orsay.
- Dorbath et al (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Perú. BSSA., V80, 551-576.
- Grange, et al. (1984). Tectonics implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru. Jour. Geophys. Res., 89, 6139-6152.
- Gutenberg, B., Richter, C. (1956). Earthquake magnitude, intensity, energy and accelration. B.S.S.A., 34, 185-188.
- Huaco, D. (1981). Peligro sísmico para la zona del Proyecto Olmos. Instituto Geofísico del Perú, Reporte Interno, 45 p.
- Huaco, D. y Rodríguez, L. (1983). Atenuación de la intensidad y la aceleración en el Perú. Instituto Geofísico del Perú, 46 p.

- Huaco, D. (1985) *Catálogo de Terremotos para el Perú*. Instituto Geofísico del Perú.
- Idriss, M (1985). Evaluation seismic risk in engineering practice. *Proceedings of the 11 ICSMFE, V1, San Fco, USA.*
- McGuire, R. (1976). Fortran computer program for seismic risk analysis. *Open-File Report 67-76, USGS.*
- Ocola, L. (1984). *Catálogo Sísmico para el Perú y áreas vecinas. Proyecto SISAN.*
- Patwardhan, K.; Sadigh, I. M.; Idriss and Youngs, R. (1978). *Attenuation of Strong Motion Effect of Site Conditions. Transmission Path Characteristics and Focal Depths, submitted to the Bull. Seismological Society of America.*
- Sadigh et al (1997). *Attenuation relationship for shallow crustal earthquakes based on California Strong Motion Data. Seim. Res. Lett., V68, N1, 45-57.*
- Schmid, E. y Schaad, W. (1995). *A database for Worldwide Seismicity Quantification. Natural Hazard, 12, 153-160.*
- Silgado E. (1978). *Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú. Boletín de Ministerio de Fomento.*
- Schnaider, J.y Sacks, S. (1987). *Stress in the contornet Nazca plate beneath southern Peru from local earthquakes. Jour. Geophys. Res., 92, 13887-13902.*
- Schwartz, D. (1988). *Paleoseismicity and neotectonics of the Cordillera Blanca fault zone, northern Peruvian Andes. J. Geopgys. Res., V-93, B5, 4712-4730.*
- Scordilis, E. (2006). *Empirical global relations converting Ms and Mb to Moment Magnitude. Jour. Seismol., 10, 225-236.*
- Slemmons, D.B. (1982) "Determination of Design Earthquake Magnitudes for Microzonation," *Proc. 3rd Intl. Earthquake Microzonation Conf., Vol. 1, pp. 119-130.*
- Tavera, H. y Bernal, I. (2005). *Distribución espacial de áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde occidental del Perú. Volumen Especial N°6, Soc, Geol. Perú, 89-102,*
- Tavera et al (2007). *El terremoto de Pisco del 15 de Agosto de 2007: Resultados Preliminares. Dirección de Sismología, Instituto Geofísico del Perú.*
- Tavera, H. y Buforn, E. (2001). *Source mechanisms of the earthquakes in Peru. Journal of Seismology, 5:519-539.*
- Young et al (1997). *Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes. Seism. Res. Lett., V68, N1, 58-73.*

ANEXO 1: Relación de Sismos Históricos en la Región Central del Perú

De toda la base bibliografía sobre grandes sismos históricos ocurrido en el borde occidental de la región central del Perú y que han afectado al Departamento de Lima, se considera únicamente tres de ellos por la gran destrucción que produjeron. La data corresponde a Silgado (1978).

- .- Gran sismo destruye Lima. Julio 9 de 1586 a las 19 horas. La ciudad de Lima quedó asolada con la destrucción de sus principales edificios, muchos de ellos colapsaron y otros se maltrataron. Se estima que murieron 22 personas. Las crónicas indican que en el cerro San Cristóbal se produjeron derrumbes y en la parte alta del valle de Lima se produjeron grietas. El tsunami que siguió al sismo inundó gran parte de la costa. El sismo fue percibido hasta distancias del orden de 1,000 km aproximadamente.

- .- El día 20 de Octubre de 1687, dos grandes sismos destruyen Lima. El primero produjo daños moderados en edificios de la ciudad y el segundo, destruyó todo con la posible muerte de unas 100 personas. Según la información, los daños fueron mayores en el Callao y alrededores, siendo el tsunami quien contribuyó a que los daños sean mayores (300 personas muertas).

- .- Cuando Lima era considerada la ciudad más desarrollada de todas las ciudades del Nuevo Mundo, el día 28 de Octubre de 1746 a horas 22:30, todos sus suntuosos edificios, viviendas, templos, monasterios y plazas en unos segundos quedaron en ruinas. Se sabe que existieron alrededor de 3,000 viviendas distribuidas en unas 150 manzanas, de ellas solo quedaron en pie 25. De los 60,000 habitantes, murieron 1,140 y otros por epidemias que no pudieron ser contabilizadas. Después de 30 minutos de ocurrido el sismo, llega a la costa del Callao una gran ola de tsunami que se llevó consigo todo lo que encontró a su camino. Los daños producidos por el sismo alcanzaron distancias del orden de 1,100 km aproximadamente.