

POTENTIAL DESTRUCTIVE POWER OF EARTHQUAKES IN THE NORTHERN REGION OF THE PROVINCE OF MENDOZA, ARGENTINA.

Nery F. Pizarro⁽¹⁾, Miguel E. Tornello⁽²⁾, Nelson D. Agüera⁽³⁾, D. Sebastián Panella⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Magister Ingeniero docente investigador de la Universidad Tecnológica Nacional. Facultad Regional Mendoza. Argentina. Investigador en el CEREDETEC (Centro Regional de Desarrollos Tecnológicos para la Construcción, Sismología e Ingeniería Sísmica). nery@frm.utn.edu.ar

⁽²⁾ Doctor Ingeniero docente investigador de la Universidad Tecnológica Nacional. Facultad Regional Mendoza. Argentina. Investigador en el CEREDETEC (Centro Regional de Desarrollos Tecnológicos para la Construcción, Sismología e Ingeniería Sísmica). mtornell@frm.utn.edu.ar

⁽³⁾ Ingeniero docente investigador de la Universidad Tecnológica Nacional. Facultad Regional Mendoza. Argentina. Investigador en el CEREDETEC (Centro Regional de Desarrollos Tecnológicos para la Construcción, Sismología e Ingeniería Sísmica). naquera@frm.utn.edu.ar

⁽⁴⁾ Ingeniero docente investigador de la Universidad Tecnológica Nacional. Facultad Regional Mendoza. Argentina. Investigador en el CEREDETEC (Centro Regional de Desarrollos Tecnológicos para la Construcción, Sismología e Ingeniería Sísmica). s.panella@frm.utn.edu.ar

Received: May 2019. Accepted: July 2019

ABSTRACT

The Center - North of the Mendoza province, Argentina, is considered of high seismic risk. However, the earthquakes of magnitude greater than 7 degrees are infrequent. So, cataloguing the area in this way does not depend only on the magnitude. There are other characteristics that influence: the depth of the hypocenter, the duration of the principal phase, the proximity of the buildings to the geological faults, the type of ground and its possible liquefaction, are some of them. The destructive earthquake of 1861, reported by people who lived it, confirm what has been said. The magnitude Richter depends mostly on the maximum amplitude of a seismic wave and of the time difference that exists in arriving the wave "S" with respect to the wave "P". This magnitude is correlated directly with the energy released by the earthquake. The released energy is dissipated in various ways; the most quantity of this energy is dissipated in the environment of the focus and in the travel of the waves, always depending on the geological characteristics of the substrates through which they move.

The type of destructive earthquake that is expected is of the impulsive type and short duration, unlike those that are of the harmonic type.

The result of the work is the tracing of attenuation curves of the released energy of an earthquake upon reaching the earth's surface. The chosen parameters are those that allow determining the Potential Destructive Power of earthquakes of the impulsive type and of short duration.

Keywords: Energy – Earthquake - Energy Attenuation – Potential Destructive Power

PODER DESTRUCTIVO POTENCIAL DE LOS TERREMOTOS EN LA REGIÓN NORTE DE LA PROVINCIA DE MENDOZA, ARGENTINA.

RESUMEN

El Centro-Norte de la provincia de Mendoza, Argentina, es considerado de elevado riesgo sísmico. Sin embargo, los terremotos de magnitud Richter mayores a 7 grados son poco frecuentes. Por lo que caracterizar la región no depende solamente la magnitud. Existen otras características que influyen: la profundidad del hipocentro, la duración de la fase principal, la cercanía de las construcciones a las fallas geológicas, el tipo de suelo y su posible la licuefacción, son algunas de ellas. Los antecedentes del terremoto destructivo de 1861, relatado por las personas que lo vivieron, confirman lo expresado. La magnitud Richter depende principalmente de la amplitud máxima de una onda sísmica y de la diferencia de tiempo entre el arribo a la superficie terrestre entre la onda "S" y la onda "P". A esta magnitud se la correlaciona directa con la energía liberada por el terremoto. Esta se disipa de diversas formas. La mayor cantidad de esta energía lo hace en el entorno del foco y en el recorrido de las ondas, dependiendo siempre de las características geológicas de los estratos por donde se desplazan.

El terremoto destructivo que se espera, en la región, es del tipo impulsivo y de corta duración, distinto a los que son del tipo armónico.

El resultado del trabajo es el trazado de curvas de atenuación de la energía liberada por el terremoto al llegar a la superficie terrestre. Los parámetros utilizados son aquellos que permiten determinar el Poder Destructivo Potencial de los terremotos de tipo impulsivos y de corta duración.

Palabras Claves: Energía - Terremoto – Atenuación de la Energía - Poder Destructivo Potencia

1. INTRODUCCIÓN

El centro-norte de la provincia de Mendoza, Argentina, tiene un elevado riesgo sísmico (INPRES, 1986.). Esto proviene de una gran cantidad de fallas tectónicas intraplacas que existen en la región (Costa, C., et al., 2000. González, M.A., et al., 2002. Costa, C., 2011) que se extienden hacia el centro de la tierra con muy poca profundidad.

La zona de estudio está delimitada entre las latitudes -32.25° y -33.50° y entre las longitudes -68.00° y -69.50° . Según distritos y departamentos de Mendoza está ubicada: al Este por la ciudad de Las Catitas, departamento de Santa Rosa, al

Oeste por la ciudad de Uspallata, departamento de Las Heras, al Sur por la localidad de Zapata, departamento de Tunuyán y al Norte por la ciudad de Media Agua (sur de la provincia de San Juan).

La Figura 1 muestra una superposición entre el trabajo de identificación de las fallas tectónicas que surgen de las fuentes correspondientes al proceso de fallamiento cuaternario asociado al marco tectónico local (Costa, C., et al. 2000. González, M.A., et al. 2002. Nafá y Zamarbide 1989) con la

- AR-28 Falla las Peyas o Jocolí.
- AR-29 Pliegue Las Vacas.
- AR-30 Falla Cerro La Cal.
- AR-31 Pliegue Capdeville-Borbollón.
- AR-32 Falla Cerro de la Gloria.
- AR-33 Falla Melocotón.
- AR-34 Falla Las Higueras.
- AR-36 Falla Punta del Agua.
- AR-37 Falla y pliegues Barrancas Este.
- AR-38 Falla y pliegues Barrancas Oeste.
- AR-58 Falla Divisadero Largo.

ubicación de los focos de los terremotos de la base de datos que posee el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES. 2018) desde el 9 de octubre de 1998 hasta el 31 de octubre de 2018 y registros obtenidos en el Centro Regional de Desarrollos Tecnológicos para la Construcción, Sismología e Ingeniería Sísmica (CEREDETEC. 2018) de la Universidad Tecnológica Nacional, Facultad Regional Mendoza. Como se puede apreciar no coinciden, exactamente, la dispersión de los focos de los terremotos con la ubicación de las fallas aunque también se tiene en cuenta el

azimut de las mismas (Frau, C. 2009). En el trabajo de Venerdini, A. et al 2016, se proponen una distorsión de la ubicación de los focos según lo que se calculó en su oportunidad. Esta observación no es del todo relevante para el trazado de las curvas de atenuación que se proponen en el presente trabajo, pero influyen a la hora de detectar algunas micro-zonas que poseen características especiales, principalmente por el tipo de suelo superficial.

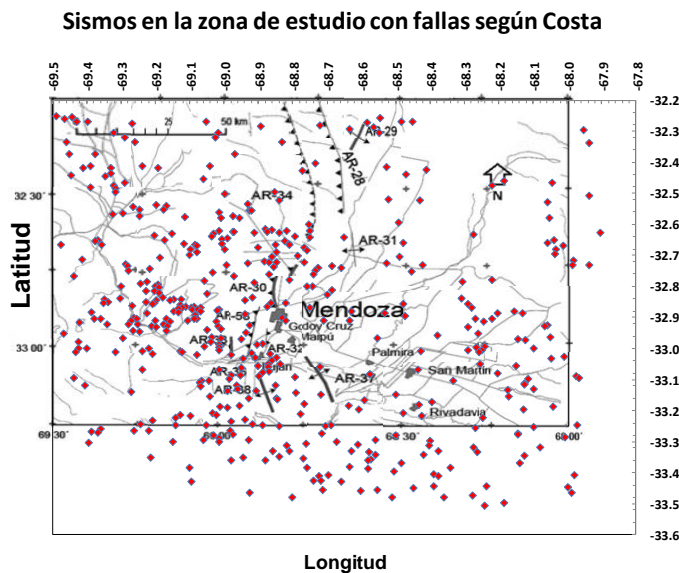


Figura 1: fallas tectónicas intraplacas en la zona de estudio (Costa, C., et al., 2000). Ubicación de los focos de los sismos de la base de datos. Superposición de los datos.

En un artículo anterior, (Pizarro, N.et al., 2017), se propuso la modificación de la clasificación de los terremotos según su profundidad debido a las características propias de esta zona sismo-tectónica respecto a la normalmente adoptada en el mundo por otros investigadores y por otros organismos relacionados directamente con el tema (Sauter, F., 1989. *New Manual of Seismological Observatory Practice*, 2002. Bolt y Bruce, A., 2017. Servicio Geológico Colombiano 2017. USGS (Servicio Geológico de los Estados Unidos). 2017). Esto resulta relevante si se tiene en cuenta que posee una influencia importante con el avance logrado en esta investigación. Es muy significativo tener en cuenta que existe una variación importante entre los terremotos cuyos hipocentros alcanzan los 40 Km de profundidad, la escasez de los mismos entre los 40 Km de profundidad y los 110 km de profundidad, aproximadamente, y los que ocurren entre los 110 km y los 210 km de profundidad, como también la casi no existencia de focos de terremotos más allá de los 210 km. Esta modificación en la clasificación de los sismos según su profundidad (superficiales, someros, intermedios y profundos respectivamente) fue y sigue siendo avalada de acuerdo a lo que se puede observar en las Figuras 2 y Figura 3 como también se analiza en la Figura 4, la cual muestra la cantidad de sismos según la profundidad del foco en intervalos de 5 km.

La ubicación y disposición de los hipocentros de los terremotos corroboran la menor inclinación de la zona de Benioff que pasa de una inclinación de aproximadamente 27° a 30° en la zona de Chile, subducción de la placa de Nazca respecto a la placa Sudamericana, a un inclinación aproximada de 6° según se puede observar en la línea de tendencia de la Figura 5, inclinación concordante con lo que indica el INPRES (2005), y que comienza a una profundidad aproximada de 110 Km. Esta particularidad es de gran influencia en (PDP), objeto de estudio del presente trabajo.

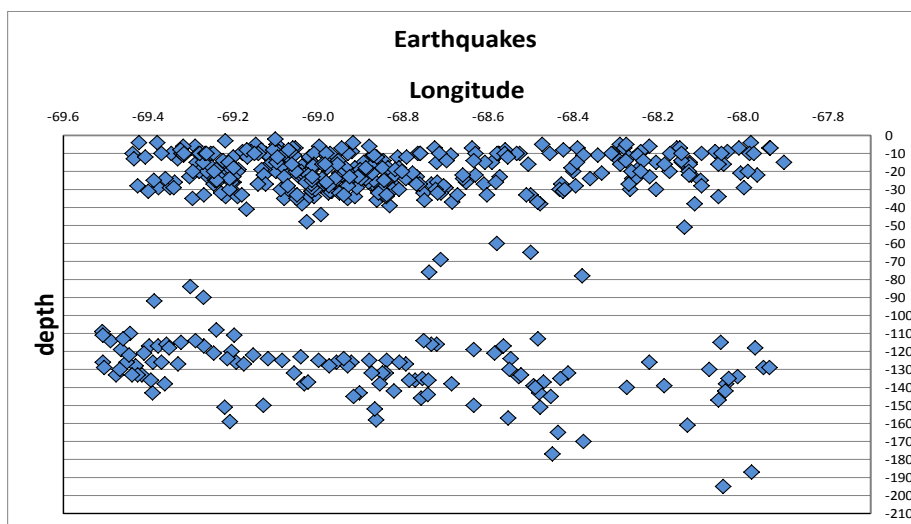


Figura 2: Foco de los sismos ubicados según su longitud geográfica y profundidad en el área de estudio.

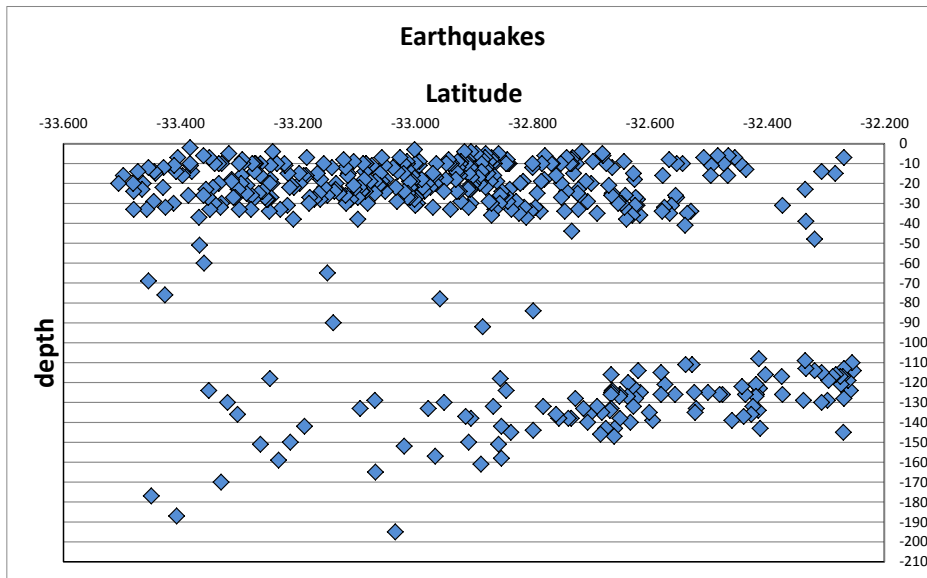


Figura 3: Foco de los sismos ubicados según su latitud geográfica y profundidad en el área de estudio.

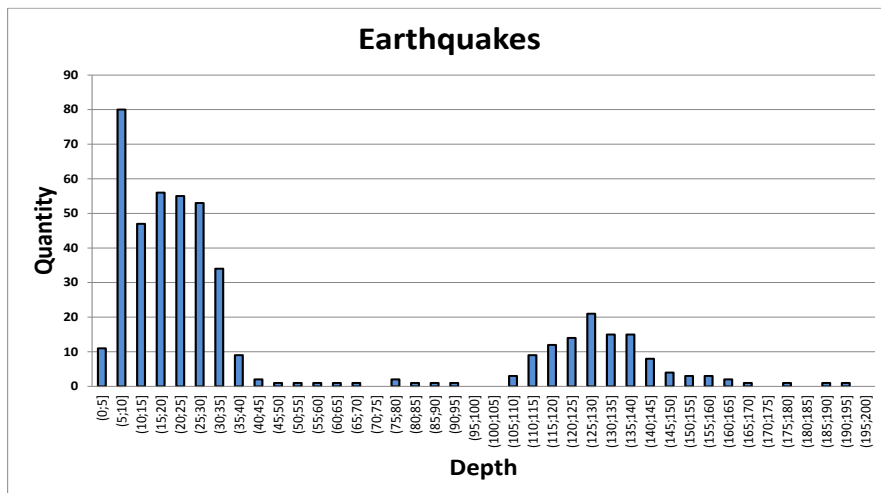


Figura 4: Cantidad de sismos según la profundidad del foco en el área de estudio.

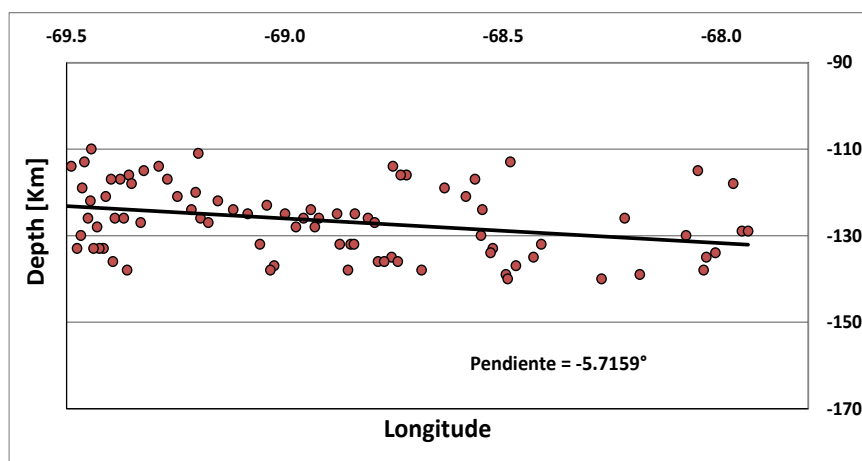


Figura 5: Disminución de la inclinación de la zona de Benioff en la zona de estudio.

La magnitud de un terremoto es el parámetro de mayor incidencia cuando se calcula la energía liberada por el sismo, la más aplicada es la propuesta de Gutenberg - Richter (Gutenberg, B. and Richter, C. F. 1954 and 1956), entre otras muy similares, demanda que deberán soportar las construcciones. En este sentido, el diseño sismorresistente de las estructuras está orientado según análisis espectrales que no incluyen, de forma directa, la duración de la fase principal del sismo, la profundidad del hipocentro, la forma de cálculo de la magnitud según las diversas formas que toman los registros de los terremotos, la extensión de la falla, entre otros aspectos. En este contexto se está avanzando en investigaciones estudiando algunas de esas características. El tema de la magnitud es muy común que se lo tome como un conocimiento adoptado por los profesionales en el tema (New Manual of Seismological Observatory Practice. 2002). Otros aspectos que se deben tener en cuenta a la hora de realizar el diseño sismorresistente de una edificación y debido a las características sismo tectónicas de la región son la diferencia de demanda que deberán soportar las estructuras según el efecto Near-Fault o el de direccionalidad de las ondas sísmicas (Silva, E., et al., 2002. Frau, C., 2009). Estos últimos están relacionados directamente con la ubicación de las construcciones en relación a las fallas geológicas y no con las características específicas del terremoto y de las características geológicas de los estratos del manto superior y de la corteza terrestre donde están emplazadas. La tipología del terremoto y el tiempo de duración de su fase principal deben incluirse, especialmente, ya que en la zona de estudio serán destructivos los que poseen ciertos tipos de esas características. En el presente trabajo se los ha considerado.

Otro tema a analizar es la forma de cálculo de los distintos tipos de magnitudes, aunque en el presente trabajo no ha sido tratado, tomándose la magnitud Richter como referencia para evaluar el Poder Destructivo Potencial (PDP) de los terremotos. Se proponen curvas de atenuación de la demanda energética que deberán soportar las estructuras. Estas dependen de la magnitud del terremoto, de la profundidad del foco, de terremotos del tipo impulsivo y del tiempo de duración de su fase principal y de la velocidad de la onda "S" como parámetro adaptado para evaluar la disipación de energía.

Los registros sísmicos muestran que la tipología de los terremotos y las características geológicas de los estratos bajo la circunscripción de estudio, tanto del manto superior como de la corteza terrestre, poseen similares propiedades en la mayor extensión de la misma, sin embargo, en algunos sectores y a poca profundidad existen algunas propiedades distintas que involucran una gran influencia en las curvas de atenuación y en consecuencia el PDP aumenta muy notablemente ya que también aumenta la velocidad de la onda S, principalmente, influyendo en la pseudo-aceleración del movimiento sísmico. Trabajos de investigación realizados en el CEREDETEC demuestran que hay lugares en donde la pseudo-aceleración se incrementa en una cantidad muy superior que las registradas en otros sitios, como es el caso de lo que sucede en el distrito de Villa Marini, según lo que los registros manifestaron en el terremoto de 1985. En el cálculo de la magnitud sísmica no se le da la importancia a la forma que adoptan los registros de los terremotos, esto puede causar grandes diferencias en la energía liberada que le demandará a las edificaciones.

Las curvas de atenuación que proponen determinan PDP tendrá que contractarse cuando se posean varios registros de sismos de magnitudes superiores a 5.5° que ocurran a distintas profundidades y que posean una duración de su fase principal menor a los 5 segundos.

La terminología “Poder Destructivo” es utilizada por otros investigadores (Orosco, L. y Alfaro Villegas, I., 2007. Zúñiga Dávila, F. R., 2011. Schmidt Díaz, V., 2008) pero no tiene el mismo contenido conceptual que lo que es el “Poder Destructivo Potencial”. Aquellos relacionan el tema según registro instrumental del terremoto, generalmente de velocidades, respecto a la disipación de energía que posee un sistema estructural de un grado de libertad. Ejemplo de ello son: la Intensidad de Housner (1952) donde se relaciona la pseudo-velocidad espectral integrada en un determinado tiempo para un amortiguamiento específico (Ecuación 1), otra es la intensidad de Arias, 1970, que relaciona la aceleración del terremoto en un periodo determinado de tiempo (Ecuación 2) y el poder destructivo que determinan Araya y Saragoni, 1985, toman la intensidad de Arias y adicionan, modificándola, un parámetro que surge de la cantidad de veces que el registro de aceleración pasa por el cero (Ecuación 3).

$$I_H = \int_{0.1}^{2.5} S_v \, dT \quad \text{(Ecuación 1)}$$

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_f} a^2(t) \, dt \quad \text{(Ecuación 2)}$$

$$P_D = \frac{I_A}{v_0^2} \quad \text{(Ecuación 3)}$$

Siendo:

I_H = Intensidad de Housner.

I_A = Intensidad de Arias.

P_D = Potencial Destructivo Araya y Saragoni.

No todos los terremotos procesados están medidos en la misma escala de magnitud. La más utilizada es la magnitud Richter o la magnitud local. Otra característica de la base de datos es que los terremotos de magnitudes bajas superan ampliamente a los de magnitud más elevada (mayor que 5) como se lo observa en la Figura 6. Esta última propiedad permite que los resultados del trabajo no sean afectados por trabajar con distintos tipos de magnitudes (CSN – UC). Para corroborar lo expresado se realizaron conversiones de magnitudes, en una muestra aleatoria de los registros, según las expresiones de Rojas, W. et al. (1993) y el resultado confirma dicha afirmación.

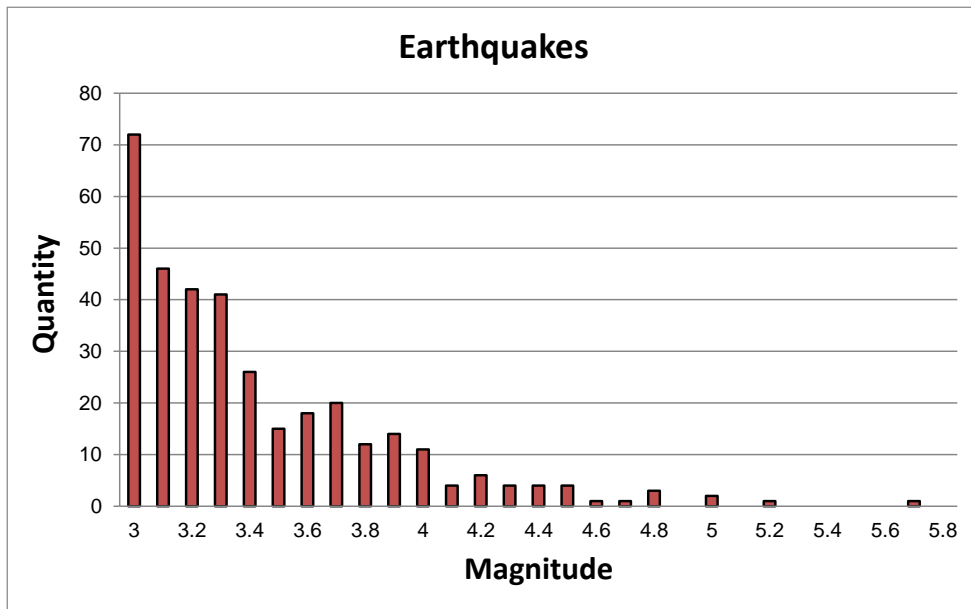


Figura 6: Cantidad de sismos según su magnitud en la zona de estudio.

Los registros del INPRES, en sus primeros años, no están publicados en su totalidad. Si bien se tienen registros de sismos desde el año 1998, se han tenido en cuenta los registrados desde el año 2011 ya que la instrumentación se incrementó en función con el avance de la tecnología. Teniendo en cuenta esto se muestra en la Figura 7 la cantidad de terremotos que ocurren por año, en la Figura 8 la energía liberada por año según la expresión de Richter (Ecuación 4) y en la Figura 9 la energía liberada por año dividida por la profundidad del foco.

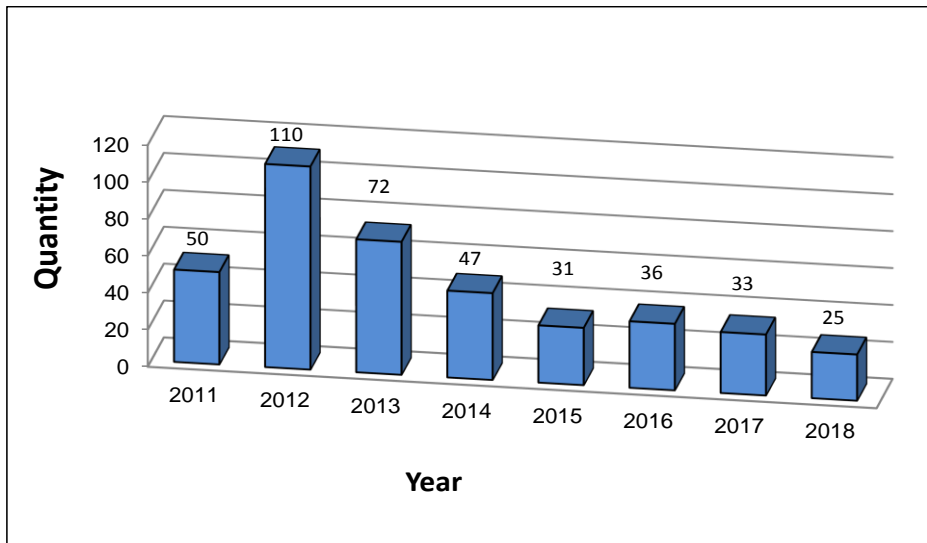


Figura 7: Cantidad de terremotos por año con magnitudes mayores o iguales a 3 en el área de estudio.

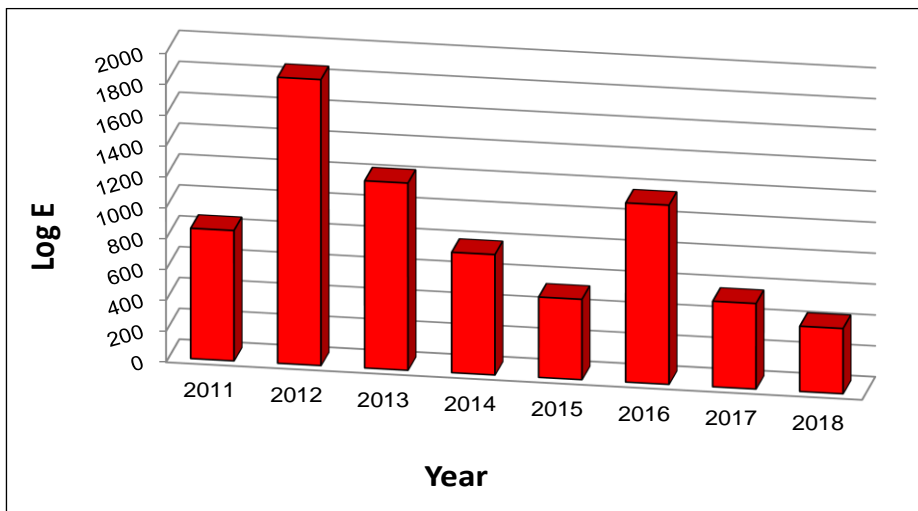


Figura 8: Logaritmo de la energía liberada por año en el área de estudio.

$$\log E = 11.8 + 1.5M$$

(Ecuación 4)

Siendo:

E = Energía liberada.

M = Magnitud Richter del sismo.

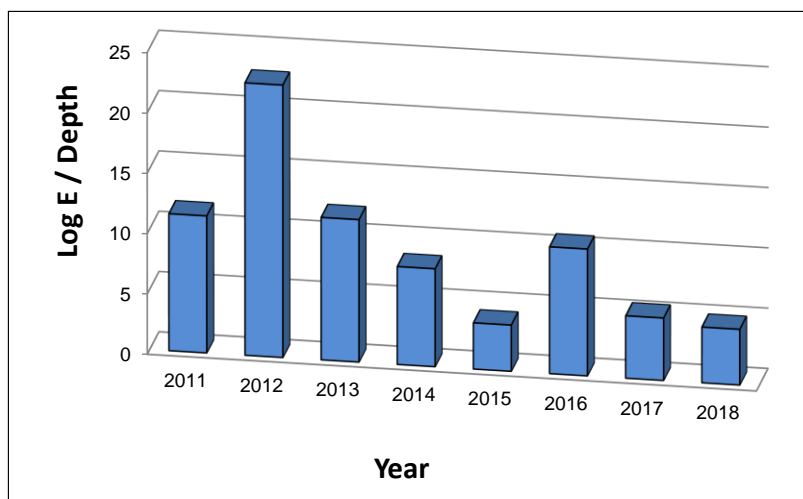


Figura 9: Logaritmo de la energía liberada por año dividida la profundidad del foco en km en el área de estudio.

Analizando las tres últimas figuras se puede observar que existe una disminución notable, tanto en cantidad de sismos como en liberación de energía, desde el año 2012 hasta la fecha de análisis. Esto hace intuir que existe una gran acumulación de energía que, siguiendo la teoría del “Rebote Elástico”, en algún momento se liberará.

Con el análisis de los sismos de la base de datos se han confeccionado una serie de curvas de disipación de la energía que genera un terremoto según la profundidad de su hipocentro, de su magnitud y de sismos de corta duración y del tipo impulsivo, únicamente para la región en estudio. Es altamente probable que éstas no sean válidas para otras zonas del país o del mundo que estén catalogadas como de elevado riesgo sísmico. Si se desea, se deberían elaborar curvas específicas para esas regiones.

Según la Figura 6, este trabajo es limitado debido a la poca cantidad de sismos de magnitudes altas, mayores a 5.5° , los que pueden ser considerados con un grado mayor de PDP dependiendo de las características con las que se han realizado las curvas de atenuación. Estas se podrán validar cuando ocurran una cierta cantidad de sismos de magnitudes superiores a 5° y con las singularidades que se han tenido en cuenta en el presente trabajo.

Los resultados, en esta instancia de la investigación, quieren contribuir al avance de la ciencia concerniente a la potencialidad de los efectos que puede ocasionar un terremoto sobre las estructuras según la profundidad de su hipocentro.

Existe una gran cantidad de propuestas, en similar sentido, pero, al igual que ésta, tienen características que son empíricas y basadas en los conocimientos de la época, aunque dan resultados aproximados a lo que sucede o puede suceder en la realidad. La temática, en general, tiende a ser muy subjetiva por la falta de conocimientos no empíricos relacionados con el tema.

2. CARACTERÍSTICA SISMO-TECTÓNICA DE LA REGIÓN

Las dos placas tectónicas que marcan las particularidades generales de la región tienen un desplazamiento horizontal relativo aproximado de 9 cm anuales. La placa Sudamericana lo hace desplazándose 7 cm hacia el oeste y la placa de Nazca lo hace en 2 cm hacia el este, en la actualidad. Este proceso produce un estado de esfuerzos compresionales en la placa Sudamericana y también la disminución del ángulo de subducción, situación de gran influencia en el cálculo del PDP de los terremotos. Estos esfuerzos son los responsables de la orientación y sentido de las fallas intraplacas que caracterizan la sismicidad de la zona (INPRES. 1986).

El manto superior terrestre, en la zona de estudio, se presupone que está compuesto principalmente por rocas sedimentarias que son más compactas a medida que aumenta la profundidad. La conformación tipológica que compone la corteza terrestre posee una gran diversidad de tipos de suelos. A los fines del presente trabajo se la ha tomado como si fuese homogénea y formada por un suelo limo-arcilloso compacto. Estas consideraciones no hacen variar significativamente los resultados obtenidos. La tipología del suelo superficial se la ha considerado igual a la de toda la corteza terrestre en la circunscripción del análisis, aunque se conocen que existen micro regiones donde es totalmente distinto. Estas premisas se han tomado debido a que existe la necesidad de definir la velocidad de la onda "S", onda que es la de mayor influencia en la disipación de energía por deformaciones elásticas, inelásticas y la correspondiente transformación en calor, deformaciones que ocasionan fricción entre las partículas que conforman los distintos estratos del suelo.

Hay trabajos desarrollados para otras regiones del mundo que plantean velocidades de onda escalonadas en profundidad, debido al camino recorrido por las ondas en los distintos tipos de suelos y por la refracción de las ondas al pasar de un medio a otro.

El modelo adoptado, debido a las incertidumbres existentes y con fines prácticos, es una variación lineal de la velocidad disminuyendo hacia la superficie terrestre. Esto está avalado por un trabajo realizado en una zona muy cercana al norte de la región en el estudio realizado por Venerdini, A. et al. 2016, que se muestra en la Figura 10. En el presente trabajo se hace una diferencia con aquel artículo, la variación línea de la velocidad de la onda "S" toma un cambio de pendiente a los 40 km de profundidad, variación de la velocidad observada y justificada observando dicha figura. No se tiene en cuenta la notable variación de la velocidad cercana a la superficie terrestre (aproximadamente a 10 km de profundidad) ya que en la presente propuesta no influye sustancialmente en los resultados de la atenuación de la energía, aunque se conoce, por investigaciones realizadas en el CEREDETEC, que existen micro regiones donde la velocidad y la aceleración, al llegar a la superficie, crece notablemente, como es el caso del distrito de Villa Marini, zona muy cercana al microcentro de Mendoza.

Como se mostró en la Figura 4 y en su análisis, en la zona superficial, que se extiende hasta 40 km de profundidad aproximadamente, ocurren la mayor cantidad de sismos. Los terremotos que poseen hipocentro en este rango de profundidad son los que se sienten con mayor intensidad por las personas. Esto se debe a que la energía liberada disipada es escasa. Por tal motivo es predecible que los sismos cuyo su foco se encuentre en esta zona, superficial, serán los que afectarán más a las construcciones.

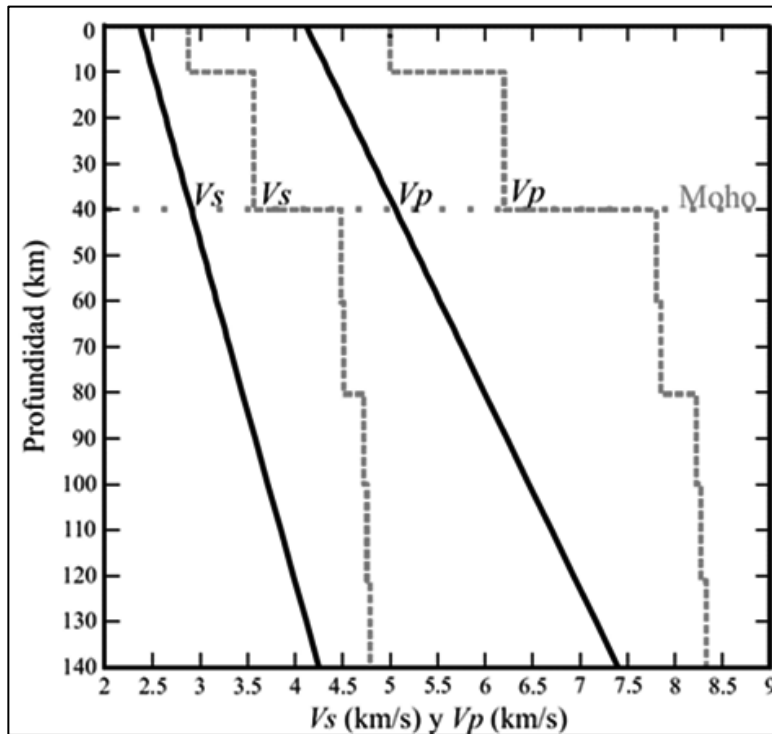


Figura 10: Variación de la velocidad de las ondas sísmicas P y S según Venerdini, A. et al.

Los sismos que ocurren en la zona que va desde los 40 km de profundidad hasta los 110 km, aproximadamente, son muy pocos por lo que la liberación total de la energía que producen también lo es.

Los sismos que se originan en la zona que se extiende desde los 110 km de profundidad hacia abajo y superando muy poco los 200 km liberan gran cantidad de energía que se disipa en forma notable hasta llegar a la superficie. Esto también nos da la posibilidad de diferenciar los sismos según la profundidad de su hipocentro y de las características sismo-tectónicas (Silva, E. y Tornello, M. 1997).

También se puede estimar el espesor de la zona de subducción de las placas tectónicas de Nazca y la Sudamericana cuya dimensión aproximada es de 100 Km. El manto superior de la tierra tiene un espesor aproximado de 60 Km a 65 Km. La interface entre el manto superior y la corteza terrestre es de 5 km de espesor ya que se puede predecir que el tipo de suelo va cambiando notablemente, o bien la corteza terrestre es casi el doble de espesor de lo que se promulga por geólogos

de todo el mundo, que indican que ésta tiene un espesor entre 12 km a 20 km. Así mismo no disminuyen notablemente la cantidad de sismos en esa región, de 35 Km a 40 Km de profundidad.

La experiencia nos dice que los terremotos, similares en magnitud, pero con diferentes particularidades: duración de la fase principal e impulsivos, entre otras, son más peligrosos aquellos cuyo hipocentro se encuentra a menos de 40 km de profundidad (PDP).

Los relatos periodísticos del sismo del 20 de marzo de 1861, que destruyó la ciudad antigua de Mendoza, dicen que en 2 ó 3 segundos desapareció la Ciudad. La Figura 11 muestra el registro de aceleración del terremoto del 26 de enero de 1985, mucho más benévolo que el histórico, sin embargo, puede verse que la parte intensa del registro tiene una escasa duración situación que confirmaría, en parte, con los hechos ocurridos en 1861.

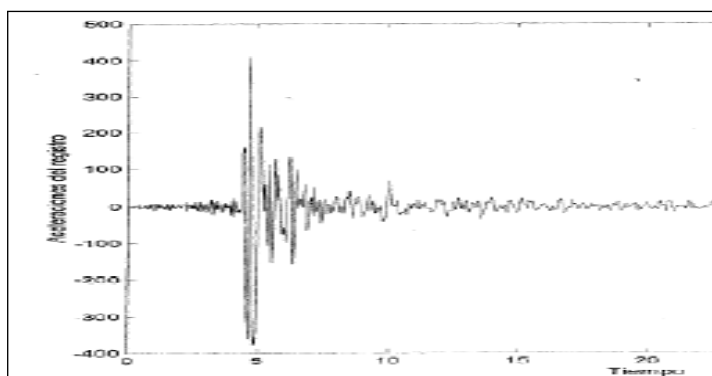


Figura 11: Registro instrumental de aceleración en una dirección horizontal del sismo de Mendoza del 26 de enero de 1985.

El terremoto de 1985, Figura 11, tiene una duración de su fase principal de no más de 3,5 segundos, impulsivo y cuyo hipocentro ocurrió cercano a los 30 Km de profundidad, donde ocurre la mayor cantidad de sismos en esta zona, son los que provocan mayores daños en las construcciones. Se produce una muy escasa liberación de energía e incrementada por el aumento de aceleración por la tipología de suelo en la ubicación de su hipocentro o por el camino que recorrieron las ondas sísmicas.

Las magnitudes de los terremotos se calculan según la amplitud máxima del registro en un sismógrafo, de la diferencia de tiempo entre la llegada de la onda P y la onda S, y de la distancia al hipocentro, entre otros parámetros dependiendo del tipo de onda analizada. Existen sismos donde las magnitudes son aproximadamente iguales cuando el $\Delta t_s - \Delta t_p$ son similares, sin embargo, si se analizan distintos registros y teniendo en cuenta la duración de la fase principal de los mismos, se puede observar en las Figuras 11, 12 y 13, y transpolando el análisis al registro de aceleración, que la cantidad de energía liberada no puede ser la misma. Aquellos donde la fase principal es más grande, mayor será también la energía liberada. Este tema es importante a la hora de realizar una curva de atenuación de la energía según la profundidad de su foco, la tipología del sismo y la magnitud calculada. De acuerdo a estos efectos es que el trabajo se lo ha limitado según estas características.

La fase principal de un sismo se puede calcular según distintas propuestas: Entre Intervalos (BracketedDuration), (Bolt, 1973) o Duración Uniforme (UniformDuration). Estas dos dependen de un umbral que supere cierto valor, generalmente es 0,05 g (g = aceleración de la gravedad) y Duración Significativa (SignificantDuration) (Trifunac y Brady, 1975) y Duración Efectiva (EffectiveDuration) (Bommer y Martínez-Pereira, 1999) que dependen de un valor o porcentaje de la intensidad de Arias.

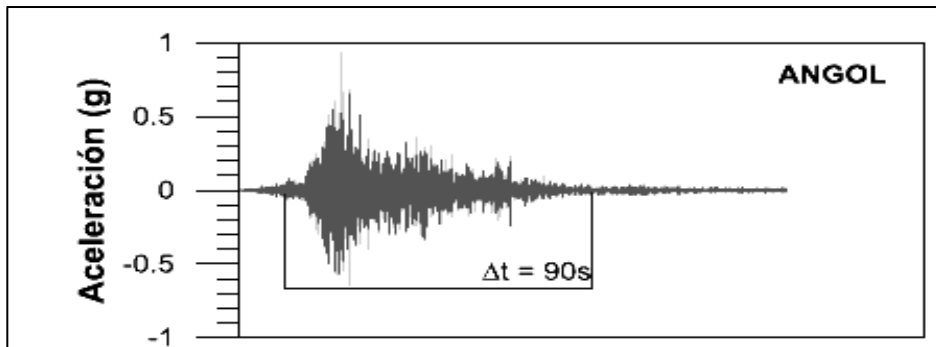


Figura 12: Duración de un terremoto. Ejemplo: Registro en la estación de Angol. Terremoto del Maule del día 27 de febrero del 2010. Obtenido de González, J. y Verdugo, R., 2016.

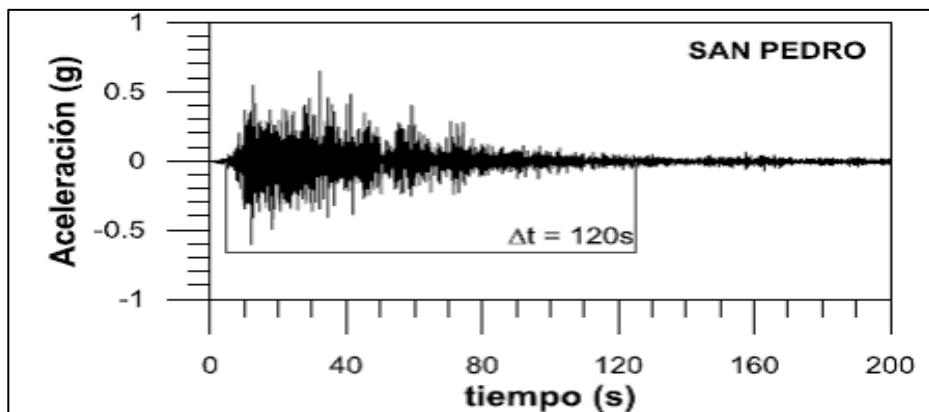


Figura 13: Duración de un terremoto. Ejemplo: Registro en la estación de San Pedro. Terremoto del Maule del día 27 de febrero del 2010. Obtenido de González, J. y Verdugo, R., 2016.

3. ENERGÍA DE LOS TERREMOTOS

La energía liberada por el terremoto se la relaciona directamente con la magnitud del terremoto según la propuesta de Richter y toma una expresión logarítmica (Ecuación 4). Al incrementarse la magnitud en un grado, la energía crece en forma exponencial, aproximadamente 32 veces. Se la tomado como base para el presente trabajo, pero luego se la independiza para el trazado de las curvas de atenuación haciéndolas en forma porcentual.

$$\text{Log } E = 11,8 + 1,5 M$$

(Ecuación
4)

Para el trazado de las curvas de atenuación en el cálculo del PDP, se ha adoptado la propuesta de Richter. Es lógico que mientras más profundo sea el hipocentro del sismo se producirá una atenuación de la energía mayor que si es superficial.

Se ha detectado que existe una cierta relación proporcional, expresada en forma porcentual, entre la energía cinética y el calor liberado mediante las deformaciones y rozamiento de las partículas de roca, la refracción de la onda "S" al pasar por los distintos estratos y del tiempo de la fase principal del terremoto, que modifican la energía que demandará a las construcciones al llegar a la superficie terrestre (PDP).

Se han trazado curvas de atenuación porcentuales según las magnitudes 3, 4, 5, 6 y 7 en la escala de Richter y se puede interpolar linealmente para magnitudes intermedias sin cometer errores importantes. La profundidad máxima que se ha estipulado es de 100 km ya que para mayores profundidades la variación es mínima, por lo que se adopta esta última para esos sismos.

En la Figura 14 se comparan la cantidad total de la energía liberada, según la Ecuación 4, y ésta misma dividida por la profundidad del foco, eliminando los pocos terremotos cuyos hipocentros están ubicados desde 40 km a 95 km de profundidad. Según esta proporción, la energía liberada tiene un valor muy distinto cuando llega a la superficie terrestre.

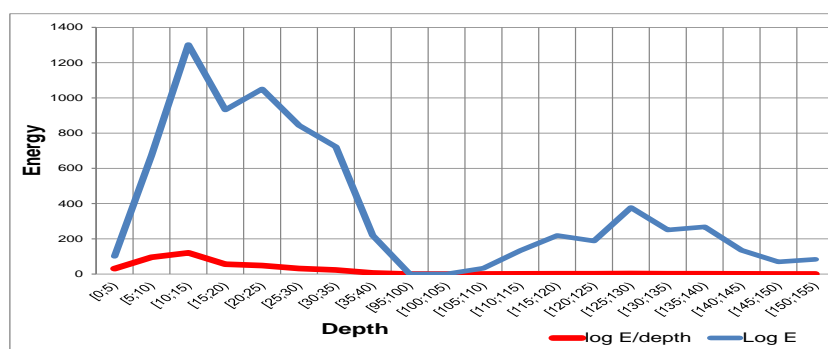


Figura 14: Energía liberada expresada en Log E comparada con Log E / Profundidad del hipocentro.

4. PODER DESTRUCTIVO POTENCIAL (PDP)

La energía que produce un terremoto disminuye según la distancia recorrida por las ondas sísmicas, de la liberación de calor por deformación y rozamiento entre las partículas de las rocas, de la masa del suelo y de la velocidad de las ondas sísmicas, energía cinética de la onda "S"; también de la duración de la fase principal del registro instrumental, del contenido de frecuencia, de la direccionalidad de las ondas, de la cercanía a la falla, del tipo de suelo, tanto en profundidad como en superficie, la refracción y deflexión de las ondas sísmicas, en especial de la onda "S" al pasar por los distintos estratos del suelo que conforman la zona sismo-tectónica, entre otras propiedades. Cada región donde se realiza el estudio, la heterogeneidad del suelo en profundidad puede ser muy acentuada y distinta. Esto influye, en forma directa, en el cambio de las velocidades de los distintos tipos de onda. Puede ocurrir que, en algunas zonas, algún tipo de onda no llegue en forma directa a la superficie terrestre. En general, las velocidades que tienen las ondas sísmicas disminuyen en el recorrido desde donde se producen hasta las cercanías de la superficie terrestre, dependiendo, acentuadamente, de los distintos estratos de la corteza terrestre y en especial, para esta región, desde los 40 Km de profundidad (New Manual of Seismological Observator y Practice. 2002. Venerdini, A. et al., 2016.).

En el análisis, la ubicación del foco del terremoto, influye notablemente en la energía disipada, en un cierto porcentaje, disminuyendo hasta llegar a la superficie donde están emplazadas las construcciones. Para este estudio se ha considerado la propagación de la onda "S" sobre una masa del suelo que se desplazan no como flujo cónico sino que se ha tomado una zona de 1 Km² de superficie, donde se considera la ubicación del hipocentro del terremoto, por la distancia, hasta la superficie terrestre; masa considerada para el cálculo de la energía cinética.

Los sismos que se han utilizado como base de datos, sus magnitudes son de poca envergadura, por lo tanto, los daños que han ocasionado son escasos. Analizando terremotos, que poseen las características ya enunciadas, se han trazado las curvas de atenuación de la energía. Es una aproximación a lo que se cree realmente pueda suceder cuando ocurran terremotos de mayor envergadura, en estos casos, cuando se dispongan de sus registros, se las podrán validar o adecuar. Para el trazado de estas curvas de atenuación se proponen las siguientes expresiones (Ecuación 5, Ecuación 6 y Ecuación 7) que dependen de un factor "A" denominado "Factor de ponderación de la energía liberada" multiplicada por un factor "B" denominado "Factor de variación de la energía", resultando la expresión del PDP (Ecuación 7) expresado en porcentaje de la Magnitud Richter o local.

$$A = \frac{1}{\alpha} \frac{E}{\varepsilon_{cp}} \left(\frac{Z}{M}\right)^2$$

(Ecuación 5)

$$B = \frac{\beta}{Z^\gamma}$$

(Ecuación 6)

$$PDP (\% \text{ de } M) = A \cdot B \leq 100$$

(Ecuación 7)

Siendo:

α = Factor de regresión numérica lineal que depende de V_{cp} .

V_{cp} = Velocidad de la onda sísmica "S" según la profundidad.

ϵ_{cp} = energía cinética, según la V_{cp} y masa en profundidad.

β y γ = Factores constantes. Toman dos valores, uno hasta los 45 Km de profundidad y otro para mayor profundidad, considerando la gran variación de la velocidad que se observa en la Figura 10.

E = Energía liberada por el terremoto según Richter.

M = Parte entera de la magnitud del sismo.

Z = Profundidad del hipocentro medida en Km.

De acuerdo a lo expresado por las ecuaciones, las curvas del PDP se las presenta en la Figura 15.

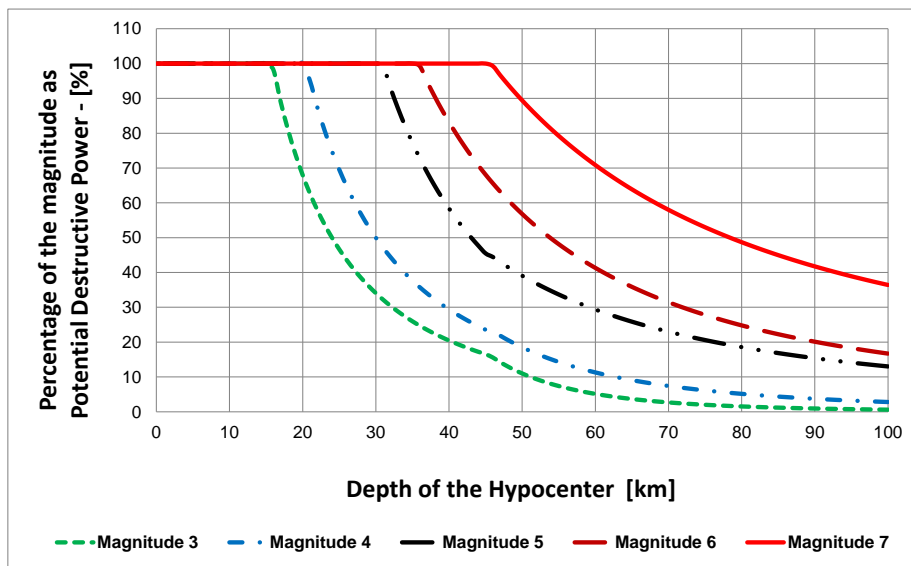


Figura 15: Poder Destructivo Potencial de un terremoto. Porcentaje de la Magnitud que llega a la superficie terrestre según la profundidad del hipocentro del terremoto en el área de estudio.

5. CONCLUSIONES

El PDP de un terremoto, según el avance logrado en el presente trabajo, la base de datos del INPRES y de los registros obtenidos en el CEREDETEC, ponen en evidencia que: sismos cuyas magnitudes sean muy similares, con distinta profundidad del foco, con variación de duración de su fase principal, del tipo impulsivo y variación de los estratos del manto superior y parte de la corteza

terrestre, son factores que influyen notablemente la energía liberada por el mismo al llegar a la superficie terrestre.

Los registros de los terremotos utilizados en el presente análisis no alcanzan a ser destructivos ya que sus magnitudes no superan una magnitud de 5 grados Richter. En el futuro, y cuando se disponga de registros de terremotos de mayor magnitud, se podrá realizar la corroboración y/o calibración de las curvas que representan el PDP.

El PDP obtenido demuestra que sismos de magnitudes mayores a 6 grados, que pueden considerarse como destructivos, pueden serlo o no según la profundidad de su foco.

Se debe avanzar en el estudio de la tipología de los terremotos que se producen hasta los 45 km de profundidad ya que, con menores magnitudes, pueden ser destructivos.

Con estas curvas se tiende a brindar un aporte para conocer la demanda energética que le brinda un terremoto sobre las construcciones y así poder formular correcciones, si son necesarias, a los diseños y metodologías de cálculo sismorresistentes que aplican los reglamentos.

Estas curvas no pueden ser aplicadas a otras regiones de elevado riesgo sísmico del mundo ya que las características sismo-tectónicas, generalmente, son diferentes a las de la zona estudiada.

Es muy posible que exista, actualmente, una acumulación de energía que se liberará en cualquier momento, en forma progresiva o instantánea, siempre que sea válida la energía liberada en los últimos años, que los esfuerzos tensionales son constantes en el tiempo y que la teoría del Rebote Elástico sea válida en la región.

La propuesta de modificar la clasificación de los terremotos según su profundidad, realizada en trabajos anteriores, sigue siendo válida (Pizarro, N. et al., 2017).

Para sismos de Magnitud entre 3° a 7° con profundidad de foco menor a 40 km, no varía el PDP, lo que hace suponer que la zona de estudio está claramente influenciada por el fenómeno Near-Fault.

Se propone seguir avanzando en esta línea de investigación en la medida de disponer nuevos registros, principalmente de mayores magnitudes, de terremotos del tipo impulsivo y de corta duración, como también la incorporación de otras características propias de los terremotos y características sismo-tectónicas de la zona de estudio.

REFERENCIAS

1. BOLT, B. A., 1973. Duration of strong ground motion. Proceedings of the 5th WCEE.
2. BOLT y BRUCE, A., 2016. Enciclopedia Británica. Last Updated: 12-23-2016 See Article History. Earthquake Geology. Shallow, intermediate, and deep foci. En: <https://www.britannica.com/science/earthquake-geology#toc176199main>. Obtenido en junio de 2017.
3. BOMMER, J. J., MARTÍNEZ-PEREIRA, A., 1999. The effective duration of earthquake strong motion. Journal of Earthquake Engineering, 3:2, 127-172.
4. GUTENBERG, B. AND RICHTER C. F., 1954. "SEISMICITY OF THE EARTH", 2nd ed., 310 pp., Princeton University Press, Princeton, N. J.
5. CSN – UC. CENTRO SISMOLÓGICO NACIONAL. FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS. UNIVERSIDAD DE CHILE. <http://www.csn.uchile.cl/formulas-para-estimar-la-magnitud/>
6. COSTA, C., MACHETTE, M., DART, R., BASTÍAS, H., PAREDES, J., PERUCCA, L., TELLO, G. y HALLER, K., 2000. Map and database of quaternary faults and folds in Argentina, USGS, International, Lithosphere Program, Task Group II-2, Major Active Faults of the World, Open-File Report 00-0108.
7. COSTA, C.H., 2011. Curso: Neotectónica Aplicada a la Ingeniería. Análisis de fallas y peligro sísmico asociado. ASAGAI. Córdoba. 15 al 17 de junio de 2011.
8. FRAU, C., 2009. Espectro de diseño considerando efectos de directividad en zonas Near-Fault de Argentina. Tesis doctoral, Universidad Tecnológica Nacional, Argentina.
9. GONZÁLEZ, J. Y VERDUGO, R., 2016: Estimación de la duración de registros sísmicos. IX Congreso chileno de ingeniería geotécnica.
10. GONZÁLEZ, M.A., GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., SEPÚLVEDA, E., REGAIRAS, M.C., COSTA, C., CISNEROS, H., BEA, S., GARDINI, C., PÉREZ, I. y PÉREZ, M., 2002. Carta de Peligrosidad Geológica 3369–II, Mendoza, Provincias de Mendoza y San Juan. Boletín N° 324. Servicio Geológico Minero Argentino, Subsecretaría de Minería de la Nación, Argentina. GUTENBERG, B. AND RICHTER C. F., 1956. "MAGNITUDE AND ENERGY OF EARTHQUAKES", Ann. Geofis., 9, 1-15.
11. INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica), 2018. Secretaría de obras públicas - ministerio del interior, obras públicas y vivienda. <http://www.inpres.gov.ar>.
12. INPRES, 1986. Gran Mendoza, el núcleo urbano expuesto al mayor nivel de riesgo sísmico en la República Argentina, Publicación Técnica N° 10, 1986 a.

13. INPRES, 2005. Subducción de la placa de Nazca y Sudamericana. San Juan, Argentina. Disponible en <http://www.inpres.gov.ar>. Obtenida la información en abril de 2017.
14. NAFÁ y ZAMARBIDE, 1989. Microzonificación sísmica del Gran Mendoza, República Argentina. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, San Juan, Argentina, Resumen Ejecutivo, Volumen I y II.
15. NMSOP (New Manual of Seismological Observatory Practice), 2002.
16. OROSCO, L. y ALFARO VILLEGAS, I., 2007. Potencial Destructivo de Sismos. Consejo de Investigación de la Universidad Nacional de Salta.
17. PIZARRO, N., TORNELLO, M. Y GALLUCCI, A. R., 2017. "los terremotos, la profundidad del hipocentro y la energía liberada. La influencia en las construcciones". Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente • N° 39 • 9 - 18 • Buenos Aires.
18. ROJAS, W. BUNGUM, H. & LINDHOLM, C., 1993: A catalog of historical and recent earthquakes in Central America. – 78 págs. 2-7. NORSAR, Norway [Tech. Report].
19. SAUTER, F., 1989. Fundamentos de Ingeniería Sísmica - Introducción a la Sismología. Costa Rica, Editorial Tecnológica de Costa Rica.
20. SCHMIDT DÍAZ, V., 2008. Correlaciones a partir de la intensidad de arias para datos acelerográficos de Costa Rica. Universidad Politécnica de Cataluña, Instituto Geológico de Cataluña. Barcelona, España. Revista Geológica de América Central, 38: 95-117, 2008.
21. SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO, 2017. Profundidad de un sismo: <http://seisan.sgc.gov.co/RSNC/index.php/material-educativo/conceptos-basicos>. Obtenido en junio de 2017.
22. SILVA, E. y TORNELLO, M., 1997. Cuantificación energética de la actividad sísmica con origen en la provincia de Mendoza en el periodo 1956 A 1990. IX Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica. IX Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismorresistente y I Seminario Iberoamericano de Ingeniería Sísmica. La Serena. Chile. Noviembre de 1997. Vol. 1 Pág. 19 a 28.
23. TRIFUNAC, M. D., BRADY, A. G., 1975: A study on the duration of strong earthquake ground motion. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 65, No. 3, pp. 581-626, June 1975.
24. USGS (Servicio Geológico de los Estados Unidos), 2017. <http://pubs.usgs.gov/gip/earthq1/how.html>. Obtenido en junio de 2017.
25. VENERDINI, A., SANCHEZ, G., ALVARADO, P., BILBAO, I. Y AMMIRATI, J. 2016. "Nuevas determinaciones de velocidades de ondas P y ondas S para la

corteza sísmica del terreno Cuyania en el retroarco andino". Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biósfera (CIGEOBIO), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan. Departamento de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES). Revista mexicana de ciencias geológicas, abril 2016.

26. ZÚÑIGA DÁVILA, F. R., 2011. Madrid. Centro de Geociencias. Unam-Campus Juriquilla. Posgrado en Ciencias de la Tierra Centro de Geociencias.