

PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA ZONA CENTRAL DEL ARCHIPIÉLAGO CANARIO

M.J. Crespo, J. Martí y F. Martínez
PRINCIPIA Ingenieros Consultores, principia@principia.es

RESUMEN

El presente trabajo estudia la peligrosidad sísmica de la zona central del Archipiélago Canario en base a la actividad reseñada en el catálogo sísmico del Instituto Geográfico Nacional.

El método de cálculo empleado es el desarrollado por Gordon Woo en los años noventa que prescinde de la zonificación del entorno. Este método permite además tener en cuenta la diversa probabilidad de detección de un sismo en función de sus características específicas, como la magnitud y la ubicación terrestre o marina del epicentro. Resulta por tanto especialmente atractivo para estudiar entornos marítimos, donde la información geológico-tectónica disponible es escasa y el registro de sismos presenta limitaciones que además varían de unas épocas a otras.

En los cálculos, realizados para un suelo tipo roca, se ha empleado una ley de atenuación sensible a la frecuencia, que permite por tanto determinar independientemente las distintas ordenadas espectrales. Los resultados se obtienen en términos de aceleración y se presentan en tres formatos: mapas de peligrosidad sísmica relativos a varias ordenadas espectrales para períodos de retorno de 475 y 2475 años, curvas de peligrosidad de estas mismas ordenadas espectrales en ubicaciones concretas y espectros de peligrosidad uniforme para las ubicaciones y períodos de retorno mencionados.

SUMMARY

The present work studies the seismic hazard in the central area of the Canarian archipelago based on the seismic catalogue provided by the Spanish Geografic Institute.

The methodology employed is that developed by Gordon Woo in the nineties, which does not make use of a seismic zonation. This methodology allows taking into account the probability of an event being detected as a function of its specific characteristics such as its magnitude and location (onshore or offshore). It is therefore specially suitable for studying maritime environments where the geologic and tectonic information is scant and where the quality of seismic records is limited and variable over time.

For the calculations, performed for a rock site, a frequency dependent attenuation relation has been employed, so different spectral ordinates can be computed. The results are obtained in terms of acceleration and presented in three different formats: seismic hazard maps for several spectral ordinates and two return periods (475 and 2475 years), seismic hazard curves for the same spectral ordinates at two specific locations and uniform hazard spectra for the return periods and locations mentioned.

Introducción

Un cálculo sísmico de una estructura requiere el uso de una acción sísmica adecuada para la zona en que se ubica. En ocasiones, esta acción se caracteriza con un valor para período $T = 0$ s (conocida como PGA – Peak Ground Acceleration) y una forma espectral dependiente del tipo de suelo, como es el caso de la Norma de Construcción Sismorresistente Española del 2002 (NCSE-02) (Ministerio de Fomento, 2002) o del Eurocódigo 8 (CEN, 2004). En otras normativas para la caracterización de la acción sísmica se precisa, además del tipo de suelo, de varias ordenadas espectrales, como es el caso de la normativa americana ASCE 7-05 (ASCE, 2005).

La NCSE-02 proporciona la PGA para los municipios españoles para un período de retorno de 500 años. Asimismo indica una fórmula de extrapolación para períodos de recurrencia no excesivamente distintos del anterior. De forma similar, las normativas de otros países proporcionan mapas de la zona en la que la normativa sea de aplicación con los datos de aceleración necesarios en cada caso.

Cuando se trata de construcciones de cierta importancia es frecuente llevar a cabo estudios específicos que proporcionen esta aceleración para diferentes niveles de probabilidad de excedencia.

En este artículo se presenta un estudio de peligrosidad sísmica que cubre la zona central del archipiélago canario, se trata del rectángulo indicado en la Figura 1. La zona estudiada está fundamentalmente cubierta por mar, donde la información geológico-tectónica disponible es escasa y el registro de sismos presenta limitaciones que además varían de unas épocas a otras. Los trabajos de Mezcua et al (1990 y 1992) se cuentan entre los más recientes en relación con la sismotectónica de la zona.

Limitaciones como las mencionadas hacen especialmente atractiva la aplicación del método de cálculo de peligrosidad sísmica de Gordon Woo (Woo, 1996), que puede basarse únicamente en la información contenida en el catálogo sísmico, incorporando para cada evento del catálogo la probabilidad de que un terremoto de sus características esté o no incluido en el mismo.

Los resultados se calculan tanto para las zonas terrestres como para las marítimas. Es frecuente que los mapas de peligrosidad omitan los resultados para la zona marítima. Sin embargo, resulta cada vez más necesario disponer de este tipo de información, ya que hay un número creciente de construcciones y actividades que se apoyan en el fondo del mar.

Objetivos

El objetivo del presente trabajo es obtener mapas de peligrosidad sísmica para la zona central del archipiélago canario de forma que además de determinar un nivel de aceleración para la zona, se ponga de manifiesto su variación en el espacio. El mapa de peligrosidad sísmica de la norma española muestra un nivel de aceleración constante para todo el archipiélago, que contrasta con la distribución espacial de los terremotos registrados (Figura 1).

Los resultados se obtendrán para varias ordenadas espectrales y para los períodos de retorno de 475 y 2475 años.

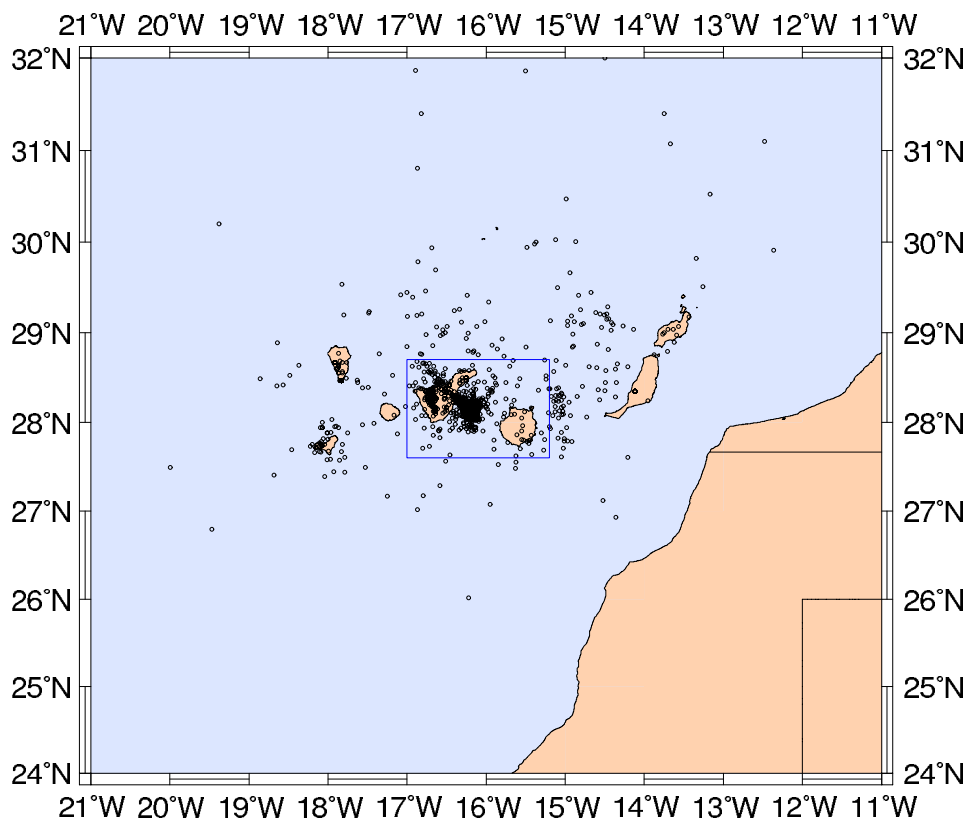


Figura 1 Terremotos del catálogo del IGN en torno a la zona estudiada

Asimismo, para dos ubicaciones concretas, se presentan curvas de peligrosidad de estas mismas ordenadas espectrales y espectros de peligrosidad uniforme para los períodos de retorno mencionados.

Descripción general del método sin zonas de Gordon Woo

El método de cálculo adoptado en este estudio es el propuesto por Woo (1996) que se basa únicamente en la información contenida en el catálogo sísmico. Esta información, que es de carácter discreto, se suaviza mediante una función estadística (kernel) evitando así la construcción de zonas sismogénicas.

Para cada punto del entorno se construye una tasa de actividad que se obtiene como resultado de sumar las contribuciones de todos los epicentros del entorno. La tasa de actividad se calcula de la siguiente forma:

$$\lambda(M, \mathbf{x}) = \sum_{i=1}^N \frac{K(M, \mathbf{x} - \mathbf{x}_i)}{T(\mathbf{x}_i)} \quad (1)$$

- donde M es la magnitud del evento
- \mathbf{x} son las coordenadas del sitio
- \mathbf{x}_i son las coordenadas del epicentro cuya contribución se considera
- K es la función kernel de suavizado estadístico de datos
- T es el período efectivo asociado al evento

La función kernel tiene una forma factorizada representativa del carácter discreto de

la muestra y de la estructura fractal de la generación sísmica. Esto lleva a una caída exponencial con la distancia de la función kernel distinta de la gaussiana. Los dos parámetros básicos de la función kernel son el ancho de banda H y el exponente n que define la caída de la función estadística con la distancia r . La forma específica de la función kernel adoptada es la siguiente:

$$K = \frac{n-1}{\pi H^2} \left[1 + \left(\frac{r}{H} \right)^2 \right]^{-n} \quad (2)$$

El ancho de banda H es una medida de la distancia entre terremotos más cercanos de igual magnitud. Su forma típica es:

$$H(M) = c \exp\{dM\} \quad (3)$$

donde c y d son constantes a determinar a partir de los datos del catálogo.

El segundo parámetro, el exponente n que gobierna la disminución de la función kernel con la distancia, tiene menos influencia en los resultados que el ancho de banda. Su valor suele estar entre 1,5 y 2,0 lo que corresponde a una caída entre la tercera y la cuarta potencia. En general suele crecer al disminuir la distancia entre epicentros.

Las incertidumbres asociadas a la localización espacial de los epicentros o a la magnitud asociada a los mismos también se tiene en cuenta incorporando una desviación típica para cada una de estas medidas y cada terremoto, datos que resulta habitual encontrar en los catálogos sísmicos.

Catálogo sísmico

El catálogo sísmico empleado en los cálculos es el del Instituto Geográfico Nacional (IGN) actualizado a julio de 2006. Se han extraído los terremotos comprendidos entre las coordenadas de latitud 24° N y 32° N y de longitud 11° W y 21° W de forma que para cualquier punto del rectángulo para el que se va a calcular la peligrosidad sísmica se disponga de los terremotos comprendidos en un círculo de 320 km de radio.

La Figura 1 muestra los terremotos del IGN comprendidos entre las coordenadas mencionadas, resultando ser un total de 1296. En este número se incluyen terremotos sin magnitud o intensidad asignada, réplicas y premonitorios.

Los terremotos que tienen algún tipo de medida asignada, ya sea magnitud o intensidad, suponen un total de 1090, de los cuales más del 70% tienen su epicentro en el mar. De estos terremotos hay 57 que sólo tienen asignada intensidad epicentral, todos ellos con epicentro en alguna de las islas; con intensidad y magnitud asignada el catálogo cuenta en esta zona con 41 terremotos y por último, la inmensa mayoría, cerca de 1000, tienen asignada la magnitud de ondas internas m_b . La Tabla 1 muestra estos datos.

	epicentro en tierra	epicentro en mar	totales
sólo intensidad	57	0	57
intensidad y magnitud	14	27	41
sólo magnitud	223	769	992
total	294	796	1090

Tabla 1 Número de terremotos según su posición y su caracterización

En el conjunto de terremotos considerados, 31 tienen asociada una erupción volcánica. Desgraciadamente, de estos 31 seísmos, sólo 3 tienen asignada intensidad epicentral y son por tanto los únicos que han podido incluirse en el cálculo. Precisamente los dos terremotos con mayor intensidad epicentral asignada aparecen en el catálogo con una erupción volcánica asociada (Monge, 1981):

- Terremoto del 13 de noviembre de 1677 de intensidad epicentral VII-VIII alcanzada momentos antes de abrirse la boca en la erupción del Volcán San Antonio en la isla de La Palma. El temblor fue precedido de frecuentes premonitorios y la erupción duró unos dos meses.
- Terremoto del 1 de septiembre de 1730 de intensidad epicentral X ocurrido junto con la erupción del volcán Timanfaya en la isla de Lanzarote. La erupción duró seis años.

De la época instrumental, el terremoto más importante es el ocurrido el 9 de mayo de 1989 entre las islas de Tenerife y Gran Canaria, con magnitud m_b 5,2 el cual ha sido estudiado por Mezcua et al (1990).

El estudio se realizará en términos de magnitud, por lo que es necesario que todos los terremotos tengan asignado este dato. Para los 57 terremotos que sólo tienen asignada intensidad epicentral es necesario recurrir a una correlación para asignarles magnitud. A falta de un estudio específico para la zona, se ha optado por la correlación de Molina (1998) para todo el catálogo del IGN, que es consistente con otras empleadas en la misma zona como la de Benito et al (2000).

La Figura 2 muestra los terremotos en función de la magnitud m_b , tras haber aplicado la correlación de Molina (1998) en los casos en que sólo se disponía de intensidad. La figura muestra únicamente los terremotos con magnitud igual o superior a 3,0 que resultan ser un total de 171 y corresponden a los empleados en el cálculo.

Ley de atenuación

La energía liberada en la zona focal de un terremoto se propaga en todas direcciones en ondas cuyo frente se expande progresivamente con la distancia y cuya amplitud, consecuentemente, disminuye. A esta atenuación "geométrica" se añade la derivada de la inelasticidad y de otras características de los materiales atravesados en la propagación, que depende por tanto de su comportamiento y geometría. La acción combinada de ambos efectos se representa normalmente mediante funciones de atenuación.

Se han propuesto múltiples leyes de atenuación, deducidas del análisis de acelerogramas de terremotos obtenidos en diversas condiciones de terreno y para diferentes distancias. Este procedimiento de deducción no es directamente aplicable, sin embargo, para la zona específica de interés en este estudio, ya que son muy pocos los registros obtenidos hasta ahora.

En este caso se ha considerado adecuado emplear la ley de atenuación desarrollada por Ambraseys et al (1996) obtenida a partir de más de 400 registros de diversos puntos de Europa, aunque tiene un uso bastante generalizado. Se trata de un ajuste de la aceleración espectral para diferentes tipos de suelo y existe una expresión para cada período por lo que permite la obtención de espectros de peligrosidad uniforme. El tipo de suelo para el que se ha realizado el estudio es el catalogado como roca por Ambraseys et al (1996).

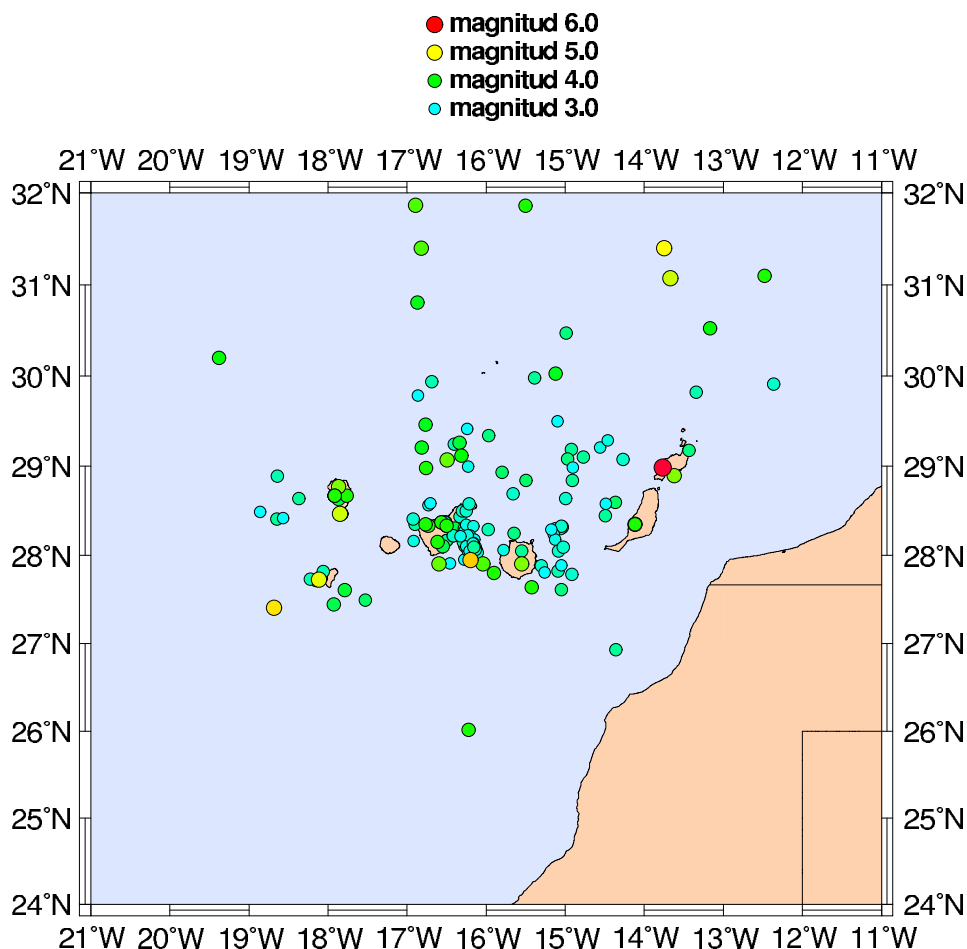


Figura 2 Terremotos del IGN en función de la magnitud m_b

Puesto que la medida de la magnitud existente en el catálogo del IGN no es la misma que la empleada por Ambraseys et al (1996) en su ley de atenuación, es necesario hacer uso de una correlación M_s-m_b ; se ha adoptado la recomendada por Ambraseys (1990).

Aplicación del método a la zona de estudio

Como ya se ha comentado, el método sin zonas de Gordon Woo precisa de la asignación de un período efectivo a cada terremoto, el ajuste de las constantes c y d con las que queda definido el ancho de banda y la selección del exponente n con el que disminuye la función kernel.

La determinación de los parámetros que definen el ancho de banda se ha realizado por medio de un ajuste de mínimos cuadrados de la mínima distancia entre eventos cuya magnitud se encuentra dentro de un mismo rango. Los resultados del ajuste se muestran en la Figura 3.

Se ha empleado el mismo ancho de banda para toda la zona, lo cual es aceptable al no tratarse de una zona muy extensa.

El método de Woo (1996) requiere que cada terremoto tenga asignado un año de referencia, con lo que se incorpora una medida de la probabilidad de que un seísmo de esas mismas características sea detectado en las diferentes épocas.

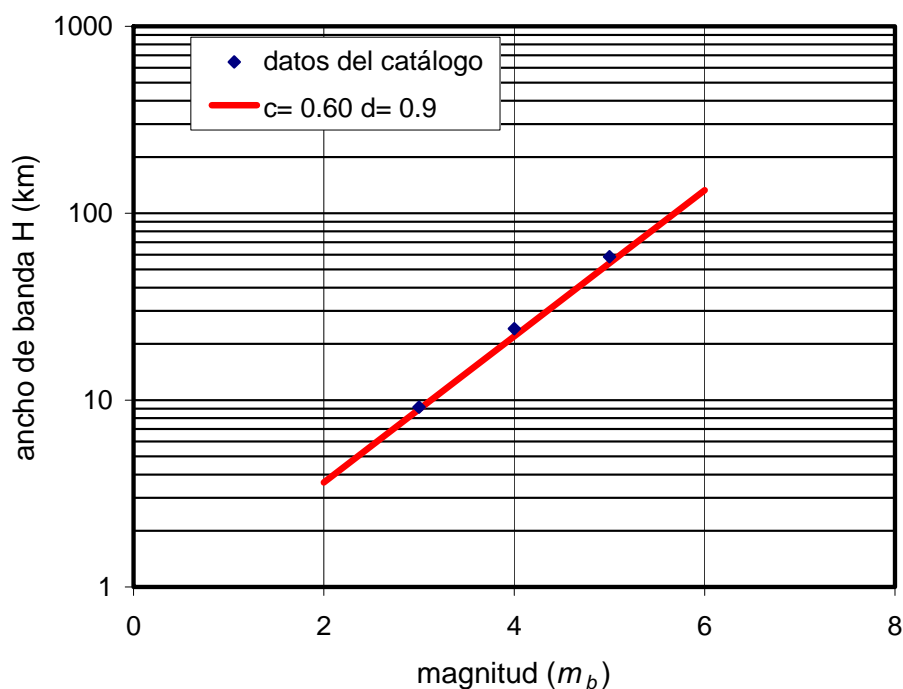


Figura 3 Ajuste ancho de banda

El año de referencia se calcula atendiendo a las características específicas del seísmo. En concreto se han tenido en cuenta:

- la magnitud m_b
- la posición del epicentro: mar o tierra

de forma que los terremotos con estas dos características comunes tendrán asignado el mismo año de referencia.

Para los terremotos con epicentro en zona marítima se ha considerado que sólo pueden ser detectados durante la época instrumental, asignándoles una probabilidad de detección nula en los años anteriores a 1964. Se ha considerado este año como inicio de la época instrumental por haber a partir de él registros suministrados por el ISC (International Seismological Centre) aunque en realidad podría considerarse que el período macrosísmico debe extenderse hasta 1975 que es cuando la red sísmica canaria incorpora dos estaciones más además de la primera que data de 1958 (Mezcua et al, 1990).

Los años de referencia empleados se muestran en la Tabla 2.

Terremotos en tierra				Terremotos en mar			
Rango m_b		año		Rango m_b		año	
>	5.5	1600		>	5.5	1964	
5.5	-	5	1700	5.5	-	5	1964
5	-	4.5	1875	5	-	4.5	1976
4.5	-	4	1880	4.5	-	4	1978
4	-	3.5	1880	4	-	3.5	1986
3.5	-	3.0	1912	3.5	-	3.0	1989

Tabla 2 Años de referencia

Resultados

La Figura 4 muestra los contornos de PGA para un período de retorno de 475 años y la Figura 5 muestra los contornos equivalentes para un período de retorno de 2475 años.

Puede verse cómo la mayor peligrosidad se da entre las dos islas de Tenerife y Gran Canaria donde se alcanza un valor de 0,08g. La peligrosidad en las islas decrece con la distancia al punto de mayor peligrosidad mencionado, oscilando para la isla de Tenerife entre unos 0.055g en la parte noroeste hasta unos 0.070g en la parte sureste. En la isla de Gran Canaria, la peligrosidad en su conjunto alcanza niveles menores, oscilando entre los 0.045g en el noreste hasta los 0.06g en el suroeste.

El mapa de la norma española indica para el conjunto de las islas Canarias una aceleración constante para el conjunto de las islas de 0,04g para 500 años de período de retorno y un suelo rocoso medio. Se observa por tanto, que además de tener un valor más bajo de la aceleración para esta parte del archipiélago, no introduce el gradiente de la aceleración que se observa en este estudio.

El mapa de peligrosidad para 2475 años presenta aproximadamente las mismas tendencias que el de 475 años y unos valores de aceleración en torno a un 60% mayores.

Además se presentan mapas de aceleración para $T = 0.2$ s y $T = 1$ s, por ser ordenadas representativas de las ramas de aceleración y velocidad constante de los espectros de diseño y que algunas normativas, como la ASCE 7 utilizan para la definición del espectro de diseño.

Las Figuras 6 y 7 muestran los contornos de aceleraciones para $T = 0,2$ s y los períodos de retorno de 475 y 2475 años respectivamente. En ambos casos se observa que el cociente entre las aceleraciones para $T = 0,2$ s y $T = 0$ s está entre 2 y 2,5. lo que resulta consistente con la amplificación espectral que se indica en la norma española.

De la misma forma las Figuras 8 y 9 presentan los contornos de aceleraciones para $T = 1$ s y los períodos de retorno de 475 y 2475 años respectivamente. En este caso puede comprobarse cómo las aceleraciones son del orden de la tercera parte que las obtenidas para período $T = 0$ s en el caso de 475 años y de la mitad para 2475 años; sin embargo, en los espectros de la norma española, la aceleración para $T = 1$ s es del mismo orden que la de $T = 0$ s. La diferencia sería menor con los espectros del Eurocódigo 8 (CEN, 2004).

La Figura 10 muestra las curvas de peligrosidad para la PGA, $T = 0.2$ s y $T = 1$ s de los puntos marcados con una cruz roja en los contornos de las Figuras 4 a 9. Se trata de las ciudades de Santa Cruz de Tenerife y Las Palmas de Gran Canaria. En la Figura 11 se muestra sólo las curvas de la PGA y además un círculo que representa el dato que la NCSE-02 indica para el conjunto de las Islas Canarias para un período de retorno de 500 años, así como las curvas de peligrosidad que se obtendrían con la fórmula de extrapolación propuesta en la misma norma para los dos tipos de suelo que englobarían el rango definido por Ambraseys et al (1996) al elaborar la ley de atenuación. Puede verse que aunque la aceleración indicada en la norma española es más baja, sobre todo para el caso de Santa Cruz de Tenerife, la forma de la curva de peligrosidad resulta bastante consistente con la propuesta en la NCSE-02.

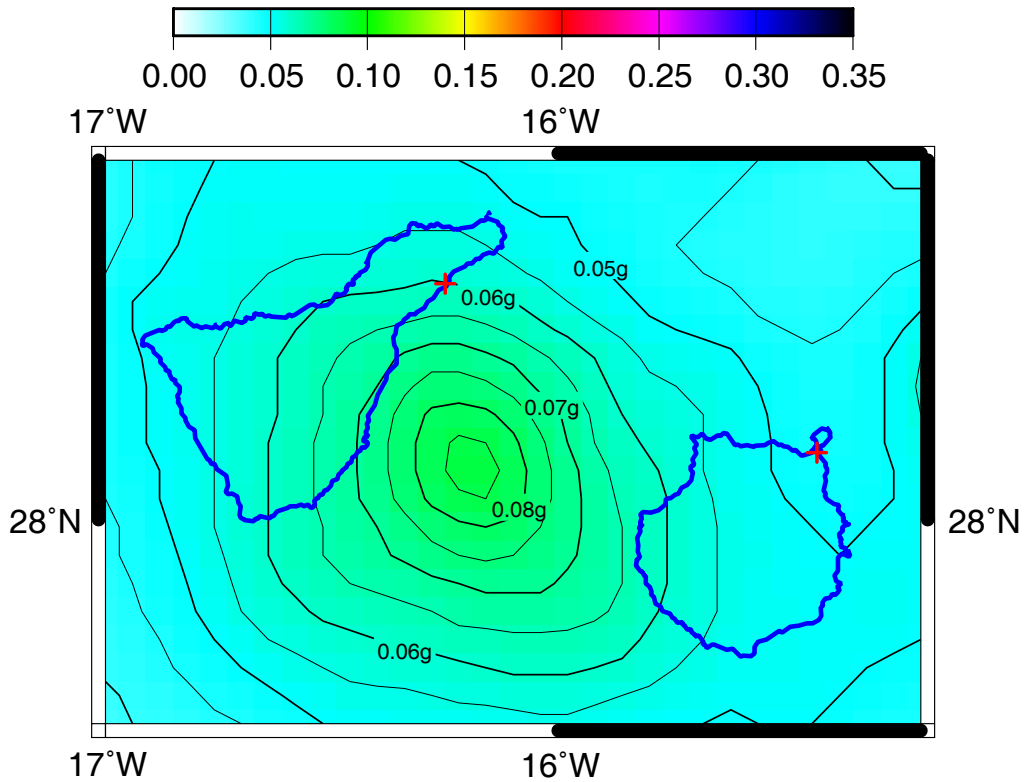


Figura 4 Aceleración pico para 475 años

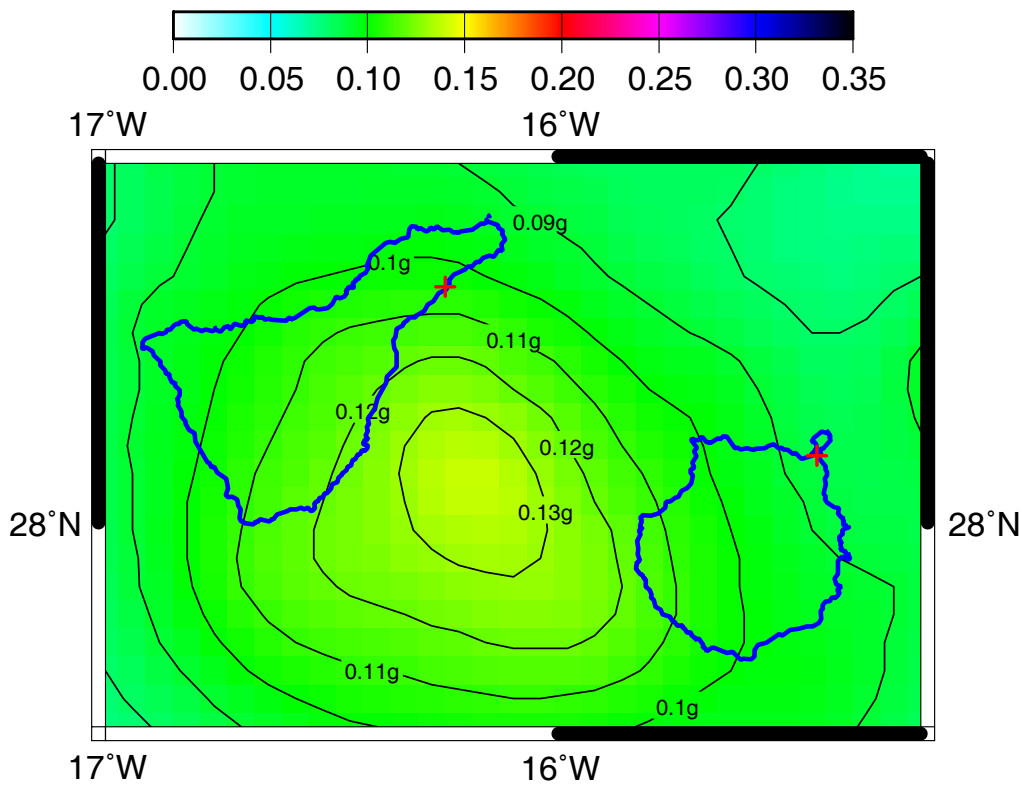


Figura 5 Aceleración pico para 2475 años

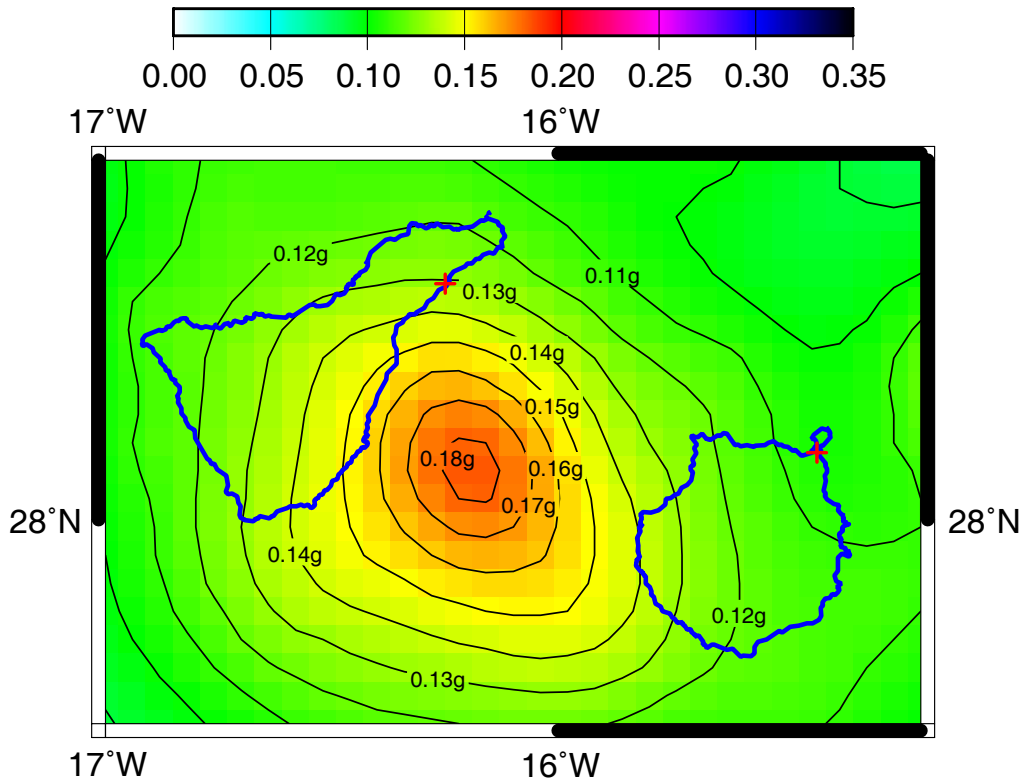


Figura 6 Aceleración T = 0,2 s para 475 años

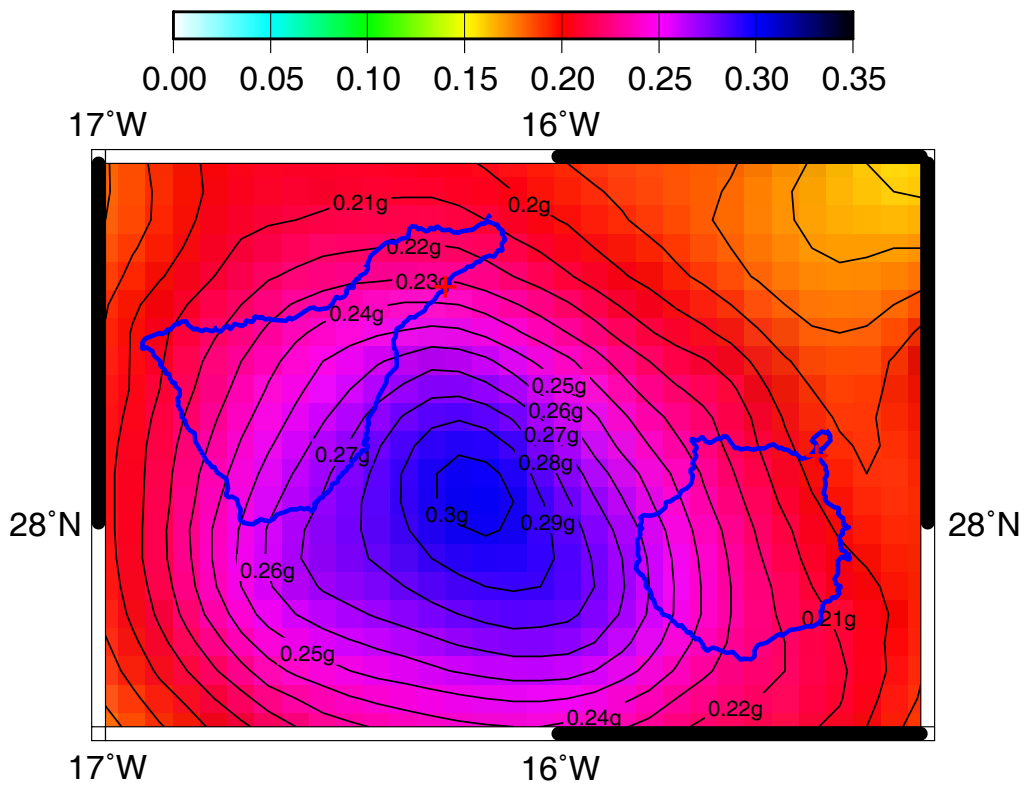


Figura 7 Aceleración T = 0,2 s para 2475 años

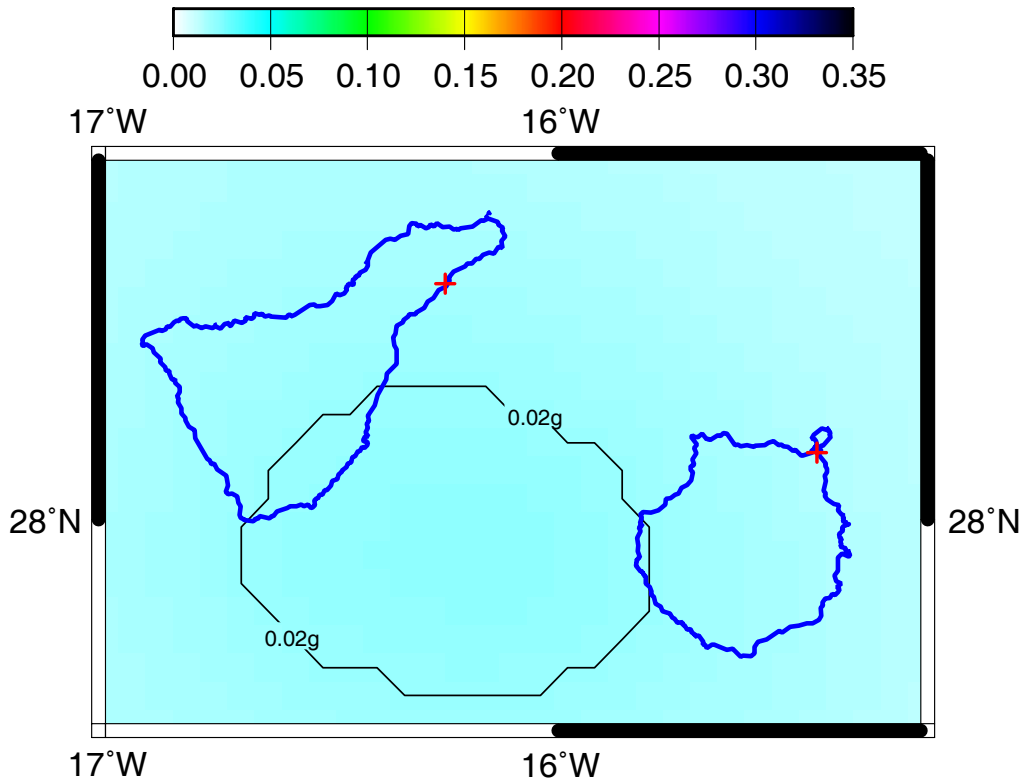


Figura 8 Aceleración T = 1 s para 475 años

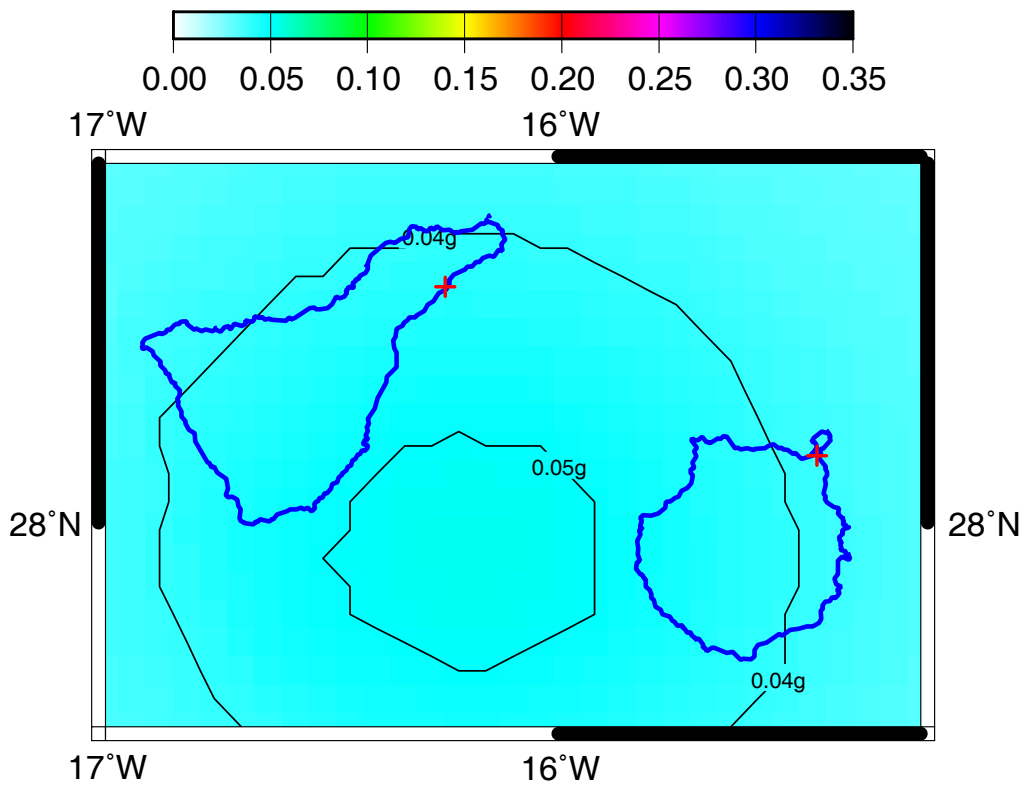


Figura 9 Aceleración T = 1 s para 2475 años

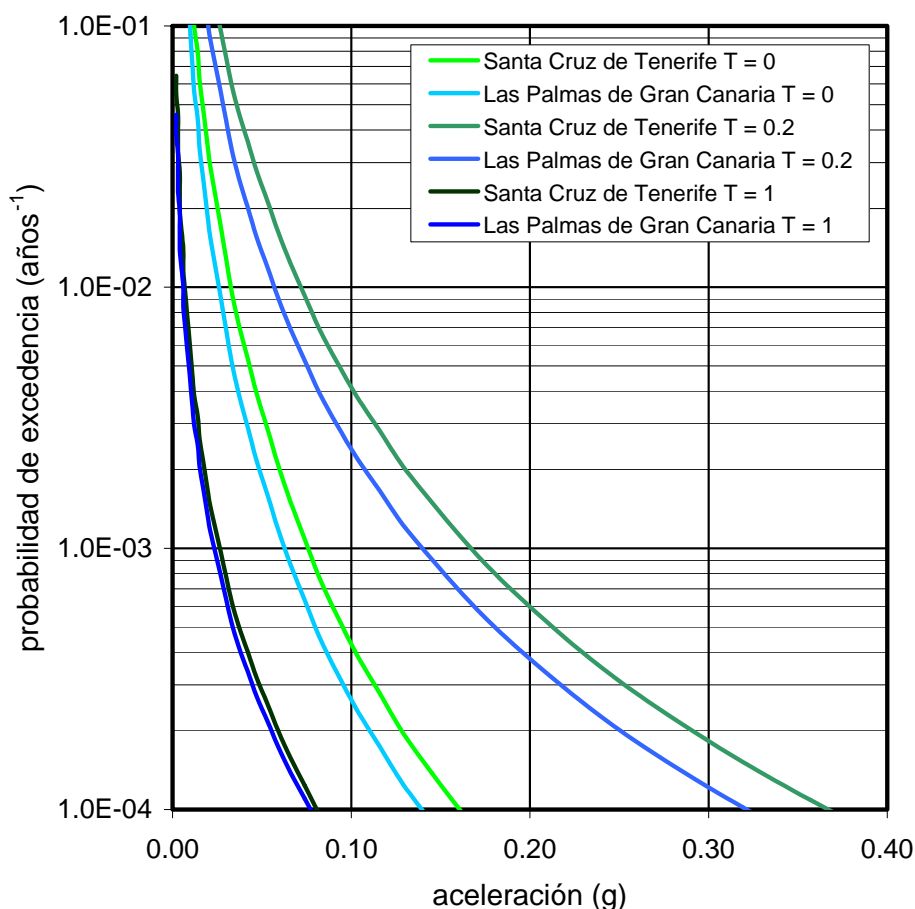


Figura 10 Aceleraciones para Santa Cruz de Tenerife y Las Palmas de Gran Canaria

Por último, la Figura 12 muestra espectros de peligrosidad uniforme para los dos emplazamientos anteriormente indicados. De nuevo puede verse cómo la máxima amplificación de la aceleración está algo por debajo de 2,5 pudiéndose considerar consistente con la norma española.

Conclusiones

Se ha realizado un cálculo de peligrosidad sísmica de la zona central del archipiélago canario, tanto para las zonas terrestres como las marinas.

Se ha empleado el método de cálculo de Woo (1996) basado exclusivamente en la información contenida en el catálogo sísmico del IGN, lo cual supone una gran ventaja en zonas marítimas y los donde la información geológica y tectónica disponible es escasa y los modelos de cálculo basados en la metodología tradicional con zonas pecarían de arbitrarios.

Se han obtenido mapas con contornos de aceleraciones para dos períodos de retorno (475 y 2475 años) y tres ordenadas espectrales ($T = 0$ s, $T = 0,2$ s y $T = 1$ s) representativas de las diferentes ramas de un espectro de diseño. En todos los mapas se aprecia que los máximos niveles de aceleración se dan entre las islas de Tenerife y Gran Canaria. Esta actividad está probablemente asociada a la única falla del archipiélago bien delimitada en reconocimientos geofísicos y cuya correlación con la sismicidad fue estudiada por Mezcua et al (1990).

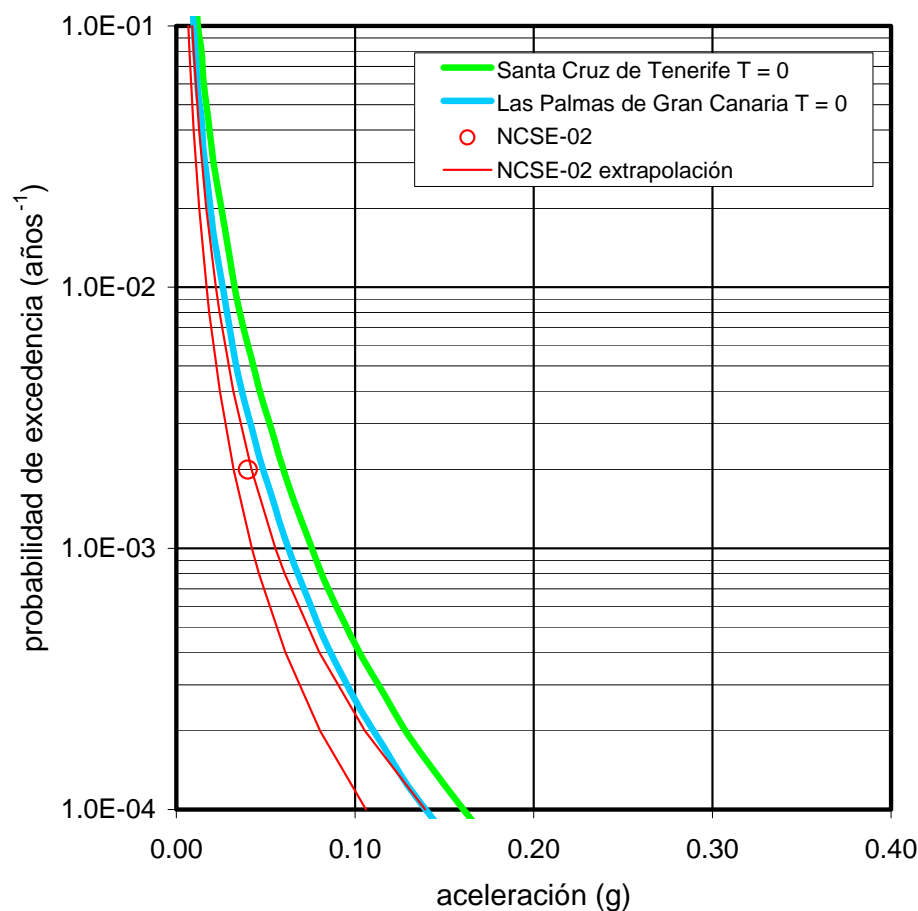


Figura 11 PGA para Santa Cruz de Tenerife y Las Palmas de Gran Canaria

Los resultados de aceleración pico (PGA) para 475 años de período de retorno difieren de los de la norma española en dos aspectos: por un lado son ligeramente superiores a los indicados en la NCSE-02 y por otro presentan una variación espacial que contrasta con el valor uniforme del mapa de la norma. Este gradiente espacial aparece de forma natural al emplear el método sin zonas, pero en un método zonificado sería muy sensible a la zonificación empleada.

En cuanto a los resultados referidos a diferentes períodos del espectro, la máxima amplificación hallada es consistente con la propuesta en la norma española; sin embargo para períodos mayores, en la zona de la rama de velocidad constante, los resultados del estudio apuntan a valores sensiblemente más bajos que los del espectro de la NCSE-02. La discrepancia no es tan grande con el espectro de diseño del Eurocódigo 8 (CEN, 2004), probablemente porque sus espectros están parcialmente basados en los propios estudios de Ambraseys (1996).

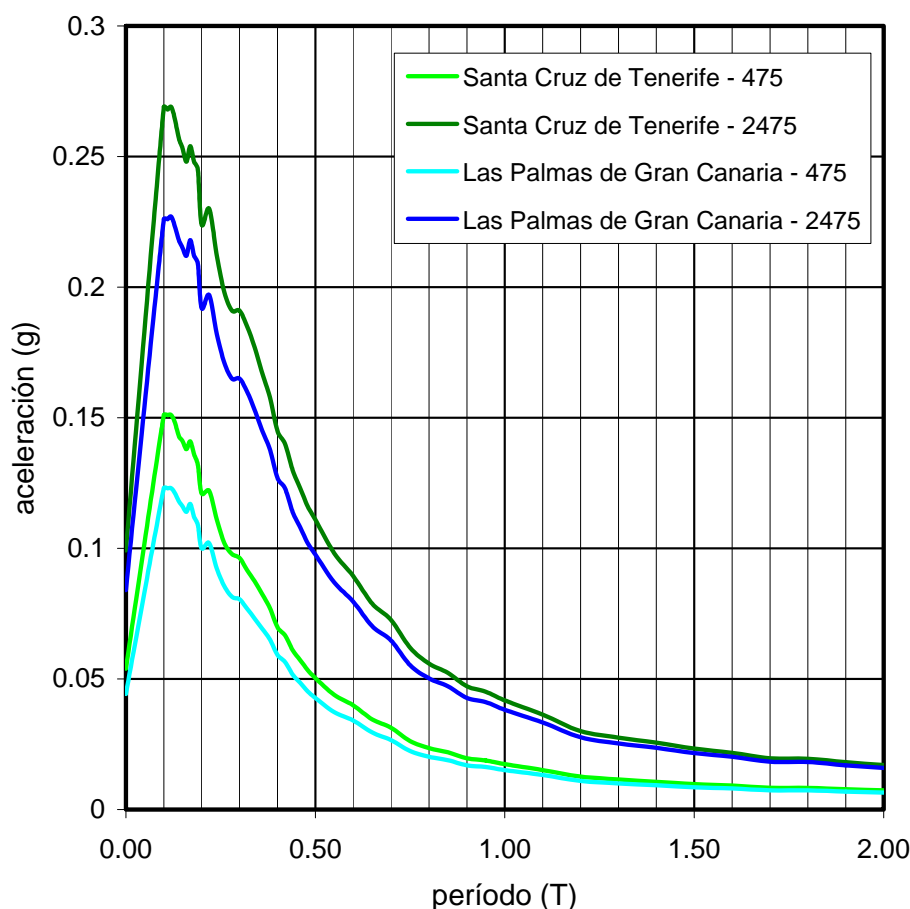


Figura 12 Espectros peligrosidad uniforme para Santa Cruz de Tenerife y Las Palmas de Gran Canaria

Referencias:

- Ambraseys, N.N. (1990). "Uniform Magnitude Re-evaluation of European Earthquakes Associated with Strong-motion Records", Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 19, pp. 1-20.
- Ambraseys, N.N., Simpson, K.A. and Bommer, J.J. (1996) "Prediction of Horizontal Response Spectra in Europe", Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 25, pp. 371-400.
- ASCE - American Society of Civil Engineers (2005) "ASCE 7-05. Minimum Design Loads for Buildings and Other Structures".
- Benito, B., Cabañas, L., Cabañas, C., López, M., Gómez, P., Jiménez, M.E. and Álvarez, S. (2000) "Proyecto DAÑOS. Caracterización Sísmica de Emplazamientos de la Península Ibérica y Evaluación del Daño Potencial en Estructuras", Consejo de Seguridad Nuclear.
- CEN (2004) "EN 1998-1. Eurocode 8: Design of Structures for Earthquake Resistance - Part 1: General Rules, Seismic Actions and Rules for Buildings", diciembre.
- Mezcuá, J., Galán, J., Rueda, J. Martínez, J.M. y Buforn, E. (1990) "Sismotectónica de las Islas Canarias, Estudio del Terremoto del 9 de Mayo de 1989 y su serie de réplicas", Publicación Técnica núm. 23, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

- Mezcuca, J. Buforn, E., Udías, A. y Rueda, J. (1992) "Seismotectonics of the Canary Islands", Tectonophysics, No. 208, pp. 447-452.
- Monge, F. (1981) "Catálogo Sísmico Preliminar del Archipiélago Canario", Cátedra de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid, Publicación no. 165.
- Molina, S. (1998) "Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica en el Área de Contacto entre Iberia y África", Tesis doctoral, University of Granada.
- Woo, G. (1996a) "Kernel Estimation Methods of Seismic Hazard Area Modelling". Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86(2), pp 353-362.
- Woo, G. (1996b) "Seismic Hazard Program: KERFRACT", Documentación del Programa.