

10. Influencia de las estructuras geológicas en los efectos de los terremotos

ANGEL GARCÍA YAGÜE

Prof. Dr. Ing. de Caminos, Canales y Puertos.

Jefe del Servicio de Estudios Geológicos

del S. G. del MOPU

1. INTRODUCCION

Los efectos destructivos de los terremotos son consecuencia de la absorción por las construcciones que se apoyan en el terreno, de la energía dinámica transitoria originada en el foco.

La energía absorbida depende de las características propias del fenómeno dinámico, del enlace de la construcción con el terreno y de las características de la construcción, con su potencial de absorción y disipación de la energía recibida.

Las características del fenómeno dinámico dependen del mecanismo focal, energía liberada, distancia al foco, características dinámicas de los terrenos por los que se propaga, y de modo muy importante de las características de la zona próxima a la superficie y a las construcciones.

Los efectos en la naturaleza dependen de forma analógica de todos los condicionantes citados.

2. ATENUACION CON LA DISTANCIA

La energía liberada en el foco se propaga con frentes de ondas esféricas en los terrenos homogéneos e isótropos. En consecuencia, la energía que alcanza una superficie unitaria, normal a la trayectoria de propagación disminuye con el cuadrado de la distancia al origen.

El paso de un sistema de ondas supone el movimiento de las partículas del terreno, consumiéndose energía por procesos viscoelásticos, y disminuyendo exponencialmente con la distancia la energía transmitida.

La formación teórica de ambos fenómenos concluye en la siguiente expresión tipo:

$$E_x = E_1 \cdot x^{-2} \cdot e^{-\alpha x}$$

siendo:

E_x = Energía por unidad de superficie, que alcanza un punto situado a la distancia x .

E_1 = Idem a la distancia unitaria.

x = Distancia al foco.

α = Coeficiente de atenuación o amortiguamiento.

Lógicamente, la absorción de energía debe ser mayor cuando los desplazamientos de las partículas son mayores, lo que obliga a considerar esta fórmula como una simplificación, ya que el exponente será más complejo.

El coeficiente de atenuación es mayor en los terrenos anelásticos que en los elásticos.

No existen muchas determinaciones de α . B. F. Howell (1) facilita los siguientes valores obtenidos por Howell y Kankonen (1954) y Howell y Budenstein (1955):

Para ondas internas

$$\alpha = 0,062 \text{ } m^{-1}$$

En explosiones pequeñas y materiales superficiales.

Dilatación

$$\alpha = 0,062 \text{ } m^{-1} \quad (\text{capas meteorizadas})$$

$$\alpha = 0,0003 \text{ } m^{-1} \quad (\text{con fenómenos de refracción en capas próximas})$$

Ondas acopladas

$$\alpha = 0,036 \text{ } m^{-1}$$

Pseudoondas Rayleigh

$$\alpha = 0,017 \text{ } m^{-1}$$

La variación, según el terreno esté o no esté alterado y el tipo de ondas, a cuya amplitud está ligada la energía transportada, es clara y muy importante.

Los diferentes mecanismos focales y la gran variedad de estructuras geológicas y terrenos por los que transcurren las trayectorias, hacen muy difícil poder concluir en una fórmula válida para una zona concreta y más aún para grandes áreas.

Por ello se han buscado fórmulas empíricas, a partir de registros sismográficos y de la cuantificación de destrucciones reales, que facilitan la intensidad media o las aceleraciones, en función de la distancia y de la magnitud o intensidad epicentral.

Todas ellas corresponden a curvas de atenuación media, aceptando grandes dispersiones. Es muy general que incluyan la inversa de la distancia y un factor exponencial, pues en definitiva han de ser coherentes con la fórmula básica de atenuación ya indicada, en la que introducen unos coeficientes correctores. Estos intentan cuantificar el conjunto de fenómenos ligados a la complejidad del terreno y efectos a ellos asociados, que comentamos.

3. CARACTERISTICAS DEL TERRENO

En profundidad los terrenos uniformizan su comportamiento dinámico por la presión y temperatura, que a los 10 km alcanza y supera los 200 MP (2.000 bars) y los 200°C. La uniformización a efectos dinámicos motiva que en profundidad se distingan grandes conjuntos o grandes unidades ligados a la composición y estructura mineralógica estables en estos sistemas termotensionales.

En los primeros 5 km las condiciones del terreno son muy diferentes. En esta zona superficial de la corteza, o parte muy superior de la litosfera, encontramos:

- a) Gran variedad de materiales por composición mineralógica, densidad (desde menos de 1 a más de 3 g/cm³), porosidad (desde menor de 1 por 100 a más de 40 por 100), velocidad de las ondas *P* (desde menos de 400 a más de 5.500 m/s), ondas *S* y ondas *R* y *L* y características elásticas o plásticas, y en consecuencia una enorme dispersión en el coeficiente de amortiguamiento.
- b) Variedad en su presentación (masivos y estratificados) que motivan heterogeneidades y anisotropías. La variedad de sus períodos propios concluye en modificaciones sustanciales del fenómeno dinámico.
- c) Presencia de estructuras de gran amplitud (anticlinales y sinclinales), que polarizan y modifican la propagación del fenómeno vibratorio.
- d) Efectos tectónicos que determinan zonas muy diaclasadas (barreras para la transmisión de las ondas *S*), grandes fallas y zonas milonitizadas que pueden actuar como pantallas.

Las variaciones en la composición y características locales de la zona más próxima e inmediata a la superficie tiene una importantísima influencia

en las características de los sistemas de ondas, pero no constituyen el objetivo de este trabajo.

La influencia de las estructuras geológicas de dimensiones medias o grandes (no inferiores al kilómetro) son consecuencia de fenómenos de polarización de las trayectorias y fenómenos de refracción y reflexión de los sistemas de ondas.

4. FENOMENOS DE POLARIZACION

Es bien conocida la propagación con alta eficiencia a través de niveles que parecen «atrapar» los sistema de ondas. Las fases identificadas por Ewing y Press, Caloi, Gutenberg, Oliver y Ewing, fundamentaron los denominados «Lithosphere channel» (2).

A través de estos canales se polariza la propagación, que puedeemerger en determinadas áreas. Este fenómeno es bien conocido por los sismólogos y detectado en bastantes registros, pero siempre ha sido ligado a capas situadas a gran profundidad.

Quizá con este fundamento se han propuesto explicaciones para los efectos del terremoto de México (19-IX-85) que se basan en la existencia de un canal o zona que condujo preferentemente la energía hasta la ciudad de México.

Existen distribuciones de las destrucciones de terremotos que podrían explicarse mediante la existencia de estos «canales», ligados a estructuras geológicas enterradas. Sin embargo, no existen estudios, y si existen no se han difundido eficazmente, que demuestren fehacientemente este efecto.

5. FENOMENOS DE REFRACTION Y REFLEXION

Las superficies de discontinuidad en el terreno motivan refracciones y reflexiones. Por cada sistema de ondas *P* o *S* que alcanza una superficie de discontinuidad se originan seis sistemas de ondas: ondas *P* y *S* reflejadas y refractadas y ondas Rayleigh y Love polarizadas.

La energía que porte un sistema se distribuirá entre seis sistemas en función del ángulo de incidencia y relación de velocidades.

Los fenómenos de concentración o dispersión de energía por efecto «lente» o «espejo» pueden explicar la distribución de daños. La deducción teórica de estas distribuciones de energía destructiva que alcanza la superficie del terreno obliga a tener en cuenta la energía asociada a cada sistema de ondas originado, y en segundo paso las características espetrales de estos sistemas.

Existen fórmulas fisico-matemáticas que deducen el intercambio o distribución de energía. En el caso de superficie libre se deduce para las ondas *S* lo siguiente:

- Cuando la incidencia es normal ($i=0^\circ$) toda la energía se distribuye como ondas S reflejada;
- para $i \approx 15^\circ$ la energía se distribuye por igual entre las ondas P y S reflejadas;
- para $i \approx 27^\circ$ a 32° toda la energía se transmite como onda P reflejada, y
- para $i \approx 37^\circ$ se transmite como S reflejada.

El problema es más complejo en el caso de discontinuidades no libres, pues han de analizarse las ondas P y S reflejadas y refractadas y las superficiales polarizadas. En la superposición han de tenerse en cuenta las diferentes trayectorias, las velocidades de propagación y los posibles desfases.

Con independencia de la complejidad físico-matemática, sería necesario conocer con suficiente detalle la distribución del terreno en profundidad, objetivo difícilmente alcanzable.

Sin embargo, es factible, y en el supuesto de considerar un solo sistema de ondas, analizar el efecto «espejo» y «lente» en modelos diferentes del subsuelo. Este análisis permite deducir las relaciones máximas y mínimas de energía que podrían alcanzar la superficie del terreno.

5.1. Fallas o discontinuidades

En las figuras 1, 2, 3 y 4 se presentan cuatro modelos, que pueden asimilarse a situaciones reales. En todos ellos sólo consideramos el efecto de refracción, suponiendo que la energía que porta el sistema de ondas que alcanza la falla se transmite a través de estos mismos sistemas de ondas refractadas.

El fenómeno es más complejo, pues, como ya hemos indicado, la energía se reparte entre los seis sistemas de ondas que se originan en la superficie de discontinuidad, en función del ángulo de incidencia y relación de velocidades, aunque predominen una u otra en función del ángulo de incidencia.

Hemos supuesto en las figuras que las velocidades presentan una relación de $2/3$, que puede encontrarse entre materiales arenos-arcillosos terciarios y rocosos preterciarios. La situación de la falla o discontinuidad vertical, o formando 20° con la horizontal, también son disposiciones frecuentes en la naturaleza.

En la figura 1 el sistema ondulatorio alcanza la falla recorriendo un terreno con menor velocidad. A la izquierda de la falla, en tramo cuya extensión depende de la profundidad de la discontinuidad que establece la falla vertical y del ángulo de incidencia, la energía que alcanza la unidad de superficie aumenta con el ángulo de incidencia, hasta los $41,8^\circ$, donde se produce la refracción total, y posteriormente fenómenos de reflexión, en

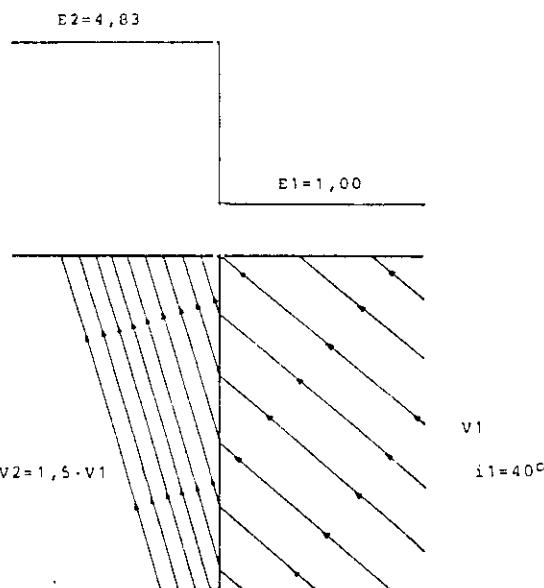


Figura 1.—Variación de energía que alcanza la superficie por refracción en falla vertical.

cuyo caso la energía recibida en superficie sería mayor a la derecha de la falla y menor a la izquierda.

Para ángulo de incidencia de 40° , la relación de energía es 4,33, indicada en la figura.

En la figura 2 suponemos que el sistema de ondas acude por el terreno de mayor velocidad. Al aumentar el ángulo de incidencia, la energía que alcanza la superficie situada a la izquierda de la falla es menor, hasta

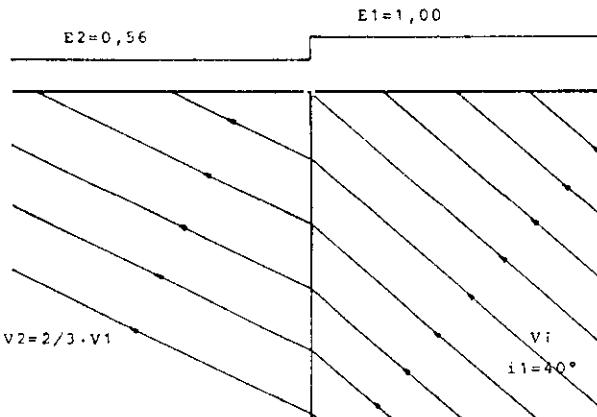


Figura 2.—Variación de energía que alcanza la superficie por refracción en falla vertical.

aproximarse a cero para ángulos de incidencias próximos a los 90° . Para $i_1 = 40^\circ$, la relación de energía sería 0,56, que está indicada en la figura. Si el ángulo de incidencia fuese 60° , la relación de energías E_{s2}/E_{s1} sería 0,41.

En las figuras 3 y 4 suponemos igual relación de velocidades. El terreno de menor velocidad rellena una depresión, cuya ladera enterrada tiene una pendiente de 20° .

En la figura 3, para ángulo de incidencia $i_1 = 30^\circ$ (ángulo de la trayectoria con la horizontal de 40°) la relación de energía es $E_{s2}/E_{s1} = 1,10$. Si el ángulo de incidencia disminuye, también disminuye la relación de energías que alcanzan la superficie a uno y otro lado de la discontinuidad.

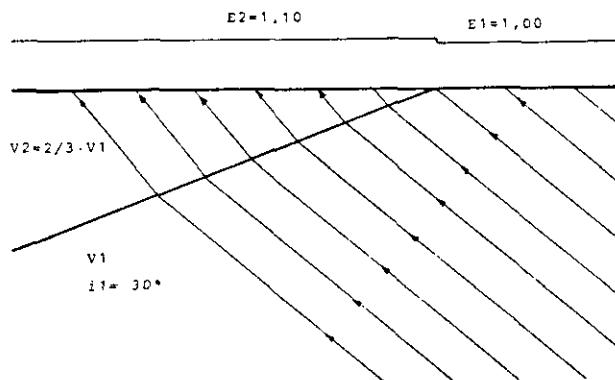


Figura 3.—Variación de energía que alcanza la superficie por refracción en discontinuidad con buzamiento 20° .

En la figura 4, con trayectoria simétrica del sistema incidente respecto a la figura 3, la relación de energías sería 0,65, aumentando o disminuyendo esta relación según aumente o disminuya el ángulo de las trayectorias con la horizontal.

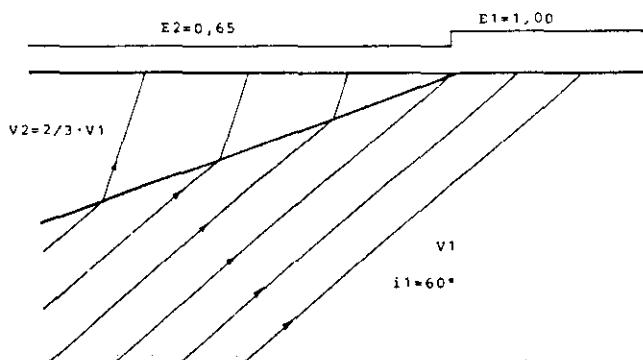


Figura 4.—Variación de energía que alcanza la superficie por refracción en discontinuidad con buzamiento 20° .

En la figura 5 hemos construido un modelo bidimensional, que puede adaptarse a cortes geológicos reales: un valle o depresión relleno por materiales pliocuaternarios. Suponiendo que la energía que alcanza la superficie donde existe este relleno sea la unidad, en la zona rellena de materiales pliocuaternarios la energía que alcanza la superficie varía entre 0,15 y 1,73.

Este modelo muy simplificado en el que sólo hemos considerado las ondas S , ajustándolas a los valores que tendrían en los materiales supuestos, y con independencia de los factores complejos de intercambios energéticos, que intervienen realmente, nos indica que en principio pueden producirse destrucciones que mostrarían diferencias de intensidad de hasta tres grados, conclusión coherente con observaciones reales.

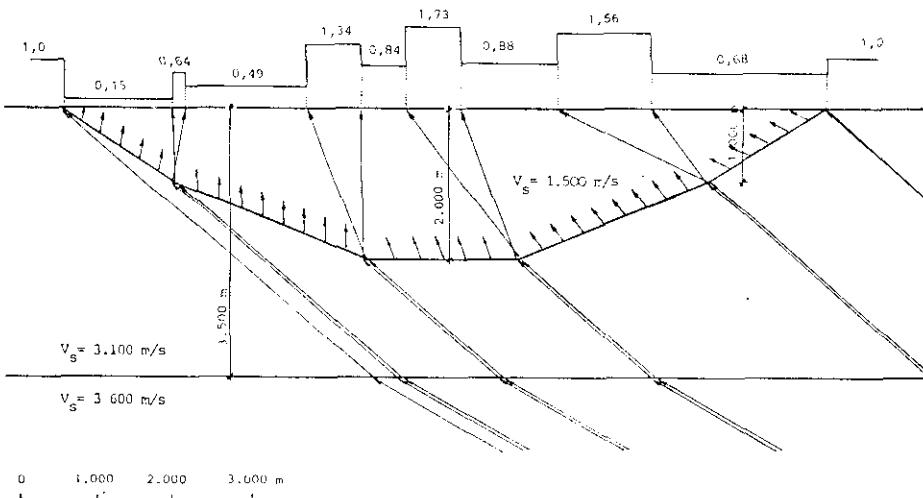


Figura 5.—Variaciones de la energía que alcanza la superficie por refracciones en la base de una depresión rellena por materiales de menor velocidad.

Sería de interés conocer cortes geológicos reales de depresiones análogas a la del modelo de la figura 5, cuantificar dinámicamente los materiales, deducir la energía que alcanza la superficie y comparar estos resultados con los efectos observados.

En la figura 6 presentamos simplificado el modelo propuesto por R. Nason para explicar la distribución de efectos en el terremoto de San Fernando (3). Los efectos de multireflexión en la superficie y en la falla motivan concentraciones de energía a un lado y dispersiones al otro. A este efecto habría que añadir el propio desfase de generación de energía por la rotura, cuya velocidad será análoga a la determinada para el terremoto de Alaska, que se estimó en unos 3 km/s (4).

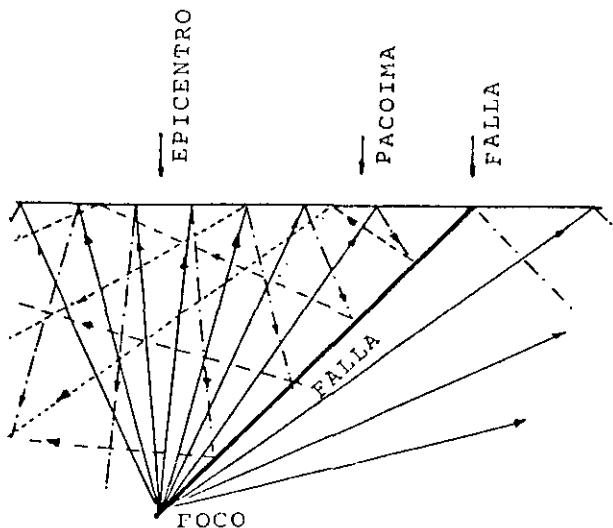


Figura 6.—Fenómenos de reflexión en la zona de la presa de Pacoima. Terremoto de San Fernando (USA) (9 de febrero de 1971). Según R. Nason.

Estos fenómenos podrían explicar las elevadas aceleraciones registradas en el estribo izquierdo de la presa bóveda de Pacoima, 1,25 g en las dos componentes horizontales y 0,70 g en la componente vertical (5).

6. DEDUCCION DE LA INFLUENCIA DE LAS ESTRUCTURAS GEOLOGICAS. PLANOS DE ISOSISTAS

La deducción fisico-matemática de la influencia de las estructuras geológicas en la distribución de efectos de los terremotos es teóricamente factible. Sin embargo, la dificultad de conseguir suficientes datos que avalen el modelo elegido, convierten este método en prácticamente irrealizable.

Un camino inverso consistiría en analizar la distribución real de los efectos de terremotos y a través de ellos deducir la existencia de estructuras geológicas y cuantificar su influencia.

Para realizar este análisis debe cuantificarse y eliminarse la gran influencia de los depósitos superficiales, tanto por la modificación del complejo sistema vibratorio como por el aumento de las destrucciones a causa de las deformaciones permanentes del terreno y estados tensionales previos al terremoto en las construcciones.

Son muy pocos los terremotos importantes en los que existen registros sismográficos con suficiente densidad para poder deducir los efectos de las estructuras geológicas en amplias zonas.

En contraposición, existen numerosos planos de isosistas de terremotos

registrados o no instrumentalmente (algunos de estos planos de isosistas se han revisado y reconstruido con investigaciones históricas de gran rigor). A través de ellos pueden estudiarse las destrucciones y daños en zonas muy amplias, y podrían deducirse las influencias de las estructuras geológicas, contrastando las isosistas con los planos geológicos y tectónicos-estructurales. La repetición de formas de las isosistas de diferentes terremotos con focos próximos permitiría confirmar la influencia de las estructuras geológicas o deducir su existencia.

El análisis con esta finalidad de los planos de isosistas, frecuentemente motiva el desánimo. Las isosistas no se ajustan a la disposición geológica, tectónica-estructural conocida o inducida, y terremotos muy análogos por la situación del foco y magnitud determinan planos de isosistas muy diferentes.

Las conclusiones que he obtenido de los estudios realizados hasta el presente son:

1.^º En los terremotos con epicentro a menos de 20 km y con falla generatriz subvertical, las isosistas acusan de forma clara la situación de la falla para intensidades no inferiores a VIII. La zona pleisostática presenta algunos ramales, explicables por el juego de bloques o fallas asociadas. Al alejarnos de la falla generatriz, las isosistas se deforman y no se ajustan al patrón teórico, al principio elíptico es finalmente circular, con avances, retrocesos y nódulos de mayor intensidad, no explicables por las estructuras geológicas.

El terremoto de San Francisco (1906) es un caso típico.

2.^º En los terremotos con epicentros a menos de 20 km y superficie de falla no subvertical (fenómenos de cabalgamiento o «overthrust»), las isosistas son muy anómalas con zonas pleisostáticas no muy alejadas del afloramiento de la falla en superficie. El epicentro determinado instrumentalmente no coincide con el deducido de los planos de isosistas.

Casos típicos son San Fernando (USA) (1971) y Friuli (Italia) (1976).

3.^º En los terremotos con focos más profundos, los planos de isosistas acusan deformaciones a veces explicables con las estructuras geológicas y otras inexplicables.

Por ejemplo, en la zona del Bajo Segura (España) hay terremotos que con sus isosistas fundamentan la existencia de un accidente tectónico según el trazado general del cauce del río Segura, pero existen otros en los que no es fácil encontrar una explicación para las formas de las isosistas.

En las figuras 7, 8 y 9 presentamos los planos de isosistas del catálogo español (6) de tres terremotos.

Terremoto del 16 de agosto de 1956. El foco se ha situado a 5 km. Las isosistas V y VI son paralelas al accidente tectónico más importante de la zona (falla que alcanza al menos hasta Avila), pero se sitúan al sur de su trazado. El resto de las isosistas no pueden explicarse razonablemente con la estructura geológica. El epicentro está muy alejado de la zona pleisostática.

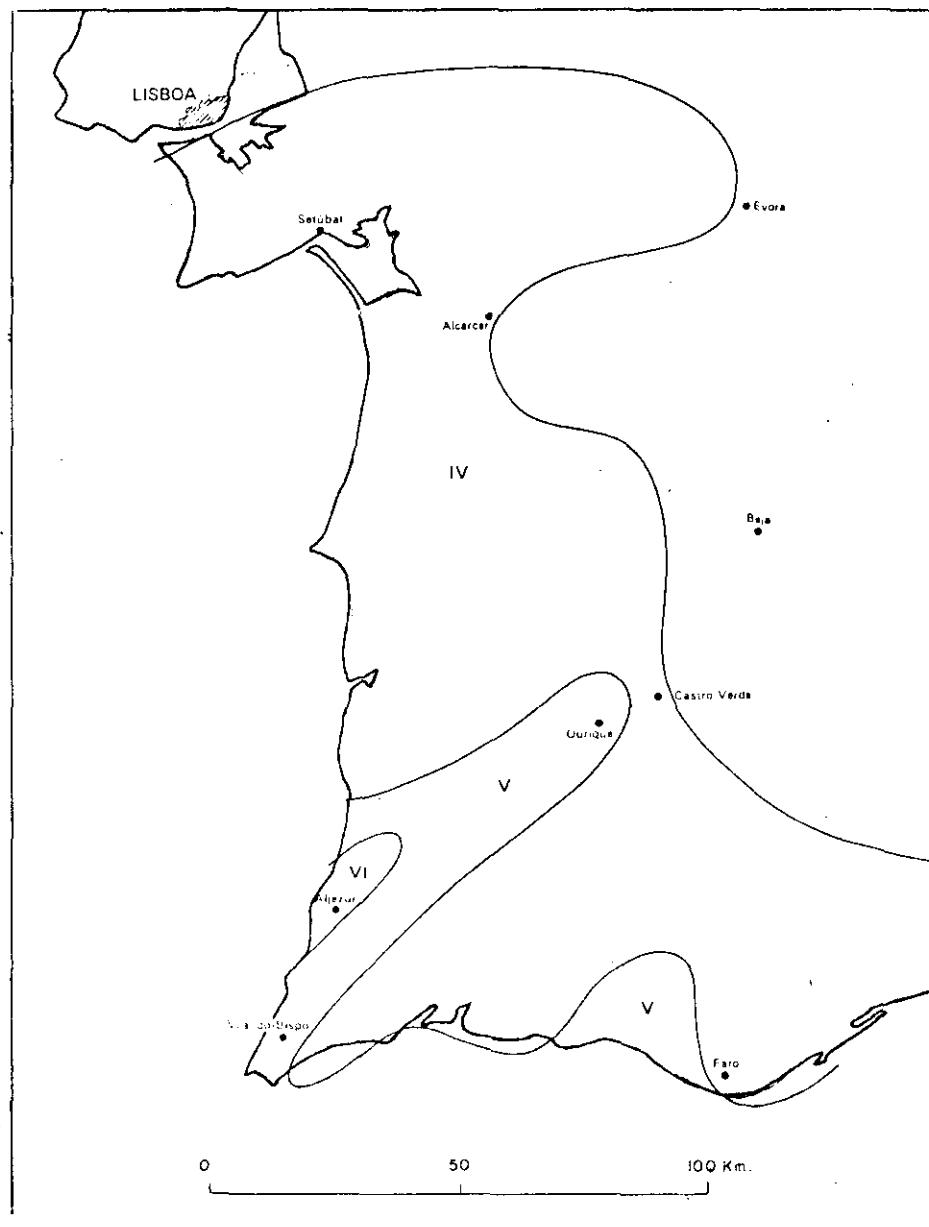


Figura 7.—Isosistas del terremoto del 16 de agosto de 1956 (Catálogo General de Isosistas. Instituto Geográfico Nacional, 1982).

Terremoto del 9 de junio de 1964. Profundidad 5 km. No es posible encontrar explicación razonable a las isosistas menores de V.

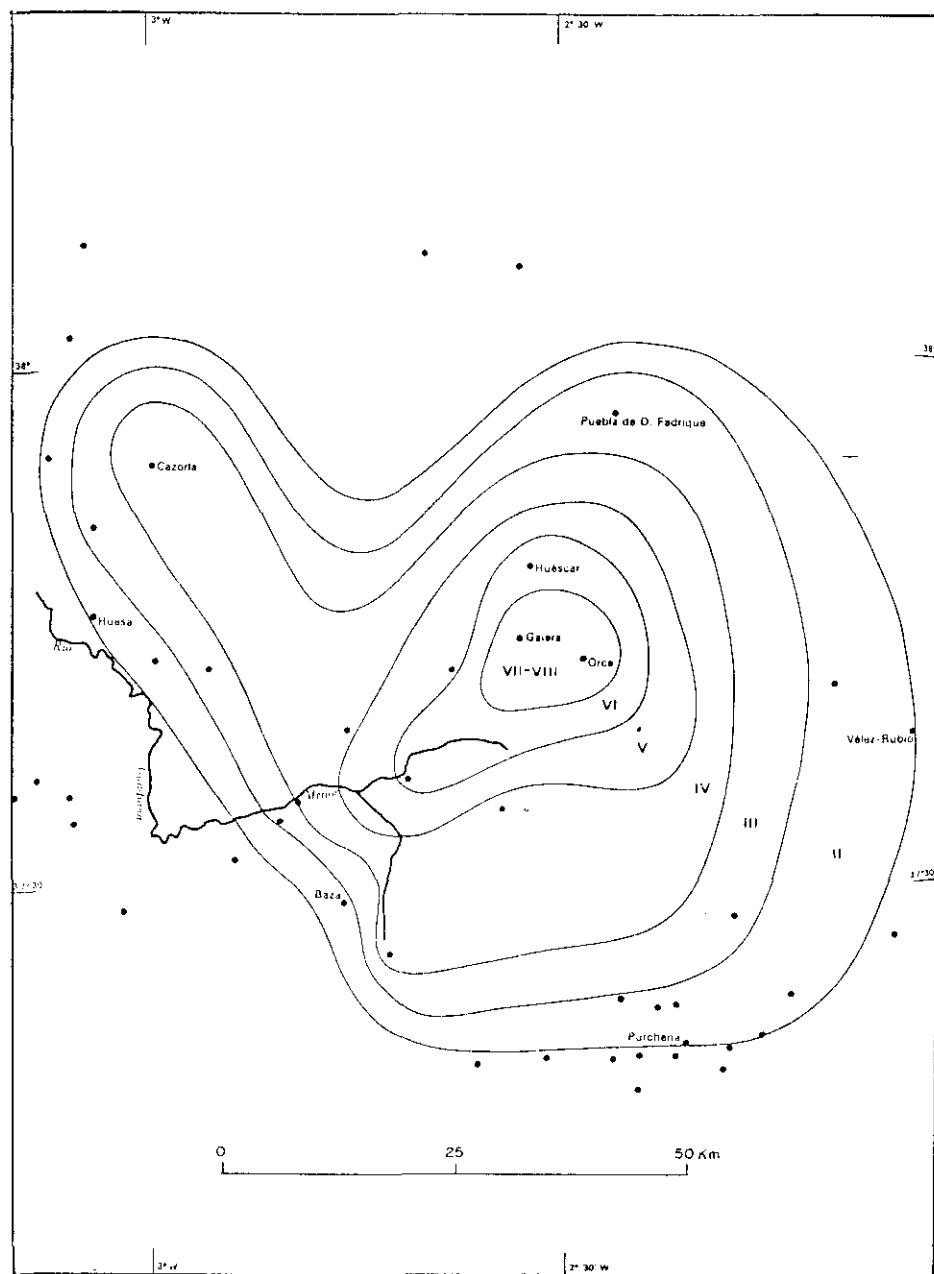


Figura 8.—Isosistas del terremoto del 9 de junio de 1964 (Catálogo General de Isosistas. Instituto Geográfico Nacional, 1982).

Terremoto del 13 de agosto de 1967. Superponiendo las isosistas a los planos geológicos, tectónicos y estructurales, no es posible encontrar explicación lógica a sus formas un tanto sorprendentes.

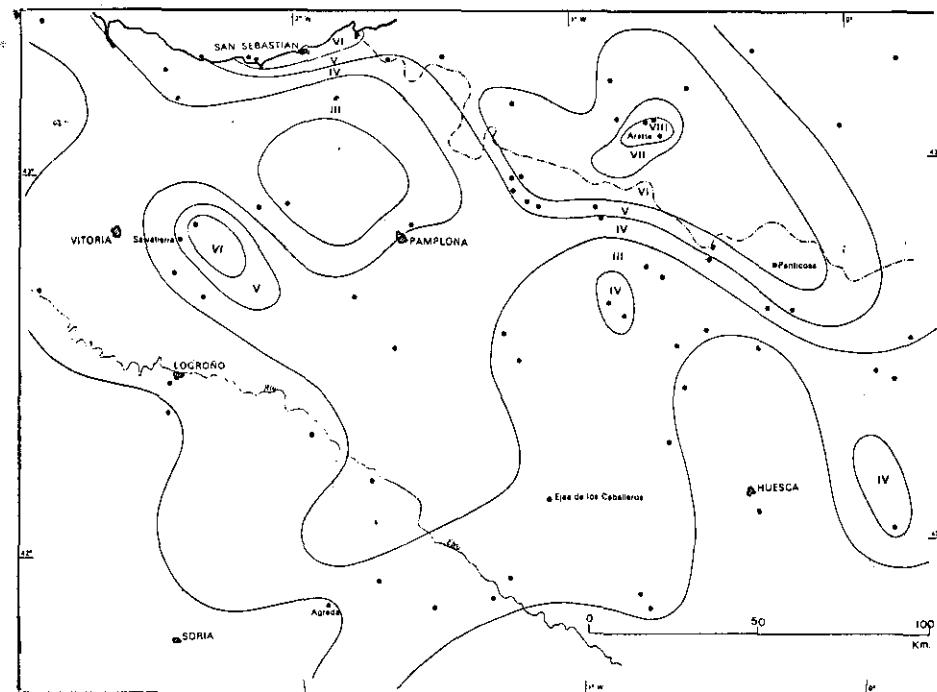


Figura 9.—Isosistas del terremoto del 13 de agosto de 1967 (Catálogo General de Isosistas. Instituto Geográfico Nacional, 1982).

Estos planos de isosistas no son excepciones, y casi podríamos considerarlos como «normales», pues pueden localizarse otros muchos incluso más anómalos.

En el terremoto de Caracas (29 de julio de 1967) se pudo comprobar la modificación del sistema vibratorio y del espectro de respuesta por el espesor de sedimentos en los que se asienta la ciudad. Pero esta modificación no se ha interpretado como aumento de energía dinámica que alcanza la superficie por efecto de las estructuras geológicas, sino como una transferencia de la energía portada por una banda de frecuencias a otra, modificando el espectro de respuesta y polarizando los efectos destructivos en los edificios con períodos propios coincidentes con la banda de frecuencias aumentada.

Los estudios sobre los efectos destructivos en la ciudad de México por el terremoto del 19 de septiembre de 1985 permitirán profundizar en este tema, aunque inicialmente se ha opinado que no es suficiente la modifica-

ción del espectro para explicar los muy diferentes efectos y que deben actuar conjuntamente otros fenómenos.

La utilización de los planos de isosistas para deducir la influencia de las estructuras geológicas implica aceptar su validez. Si los planos de isosistas no son subjetivos y se realizan con la normativa hoy aceptada son documentos básicos para este objetivo. Sin embargo, en los planos de isosistas se recogen las intensidades máximas registradas en cada área o punto de observación, o núcleo de población encuestado, deducidas de los efectos sentidos y/o daños experimentados (con frecuencia se adopta la intensidad máxima).

Observaciones detalladas y cuidadosas han concluido en intensidades con diferencias de más de dos grados para una misma ciudad (San Fernando (USA), 9 de febrero de 1971. Skopje (Yugoslavia), 26 de julio de 1963). En la ciudad de México se han registrado aceleraciones máximas de 0,04 g y 0,22 g en el terremoto de 1985, variaciones que pudieran ser debidas a los fenómenos ya citados, o estar ligadas en gran parte a la zona superficial próxima a la superficie.

En cualquier caso, para mí está claro, y así lo he reiteradamente expuesto, que en los planos de isosistas no se considera un terreno tipo, y que la naturaleza del terreno próximo a la superficie amplifica o aminora los efectos, fenómeno comprobado en todos los terremotos, y que se tiene en cuenta en todas las normas sismorresistentes. Esta modificación de los efectos del terremoto por la naturaleza del terreno próximo a superficie no se tiene en cuenta al construir los planos de isosistas. Para poder deducir la influencia de las estructuras geológicas es necesario disponer de otros planos de isosistas que representen los efectos del terremoto en un terreno tipo o normalizado, y los planos deberán denominarse «planos de isosistas normalizadas».

La obtención de estos «planos de isosistas normalizadas» para un terreno tipo presentan múltiples problemas y exige grandes esfuerzos. Es necesario elegir el terreno tipo, establecer relaciones de efectos según las características de las construcciones que fueron dañadas y de los efectos en las personas, analizar las condiciones locales de todos los puntos de observación, etc. Espero que esta investigación que tengo planificada y ya iniciada contribuirá a resolver el problema de la influencia de las estructuras geológicas en los efectos de los terremotos. En cualquier caso contribuirá a homogeneizar los planos de isosistas, que fundamentan muchas de las investigaciones en curso sobre los riesgos sísmicos e ingeniería sismoresistente.

BIBLIOGRAFIA

1. Howell, B. F. (1962): *Introducción a la geofísica*. Editorial Omega, Barcelona.
2. Richter, C. F. (1958): *Elementary Seismology*. W. H. Freeman and Company Inc. San Francisco.

3. Nason, R. (1973): *Increased seismic shaking above a thrust fault*. San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971. Vol. III, 123-126. U.S. Department of Commerce, Washington D. C.
4. Toksoz, M. N.; A. Ben Menahen, y D. G. Harkrider (1965): Source mechanism of Alaska earthquake from long period seismic surface waves. Transaction of the American Geophysical Union, vol. 56, 154.
5. Trifunac, M. D.; D. E. Hudson (1973): Analysis of Pacoima Dam accelerogram. San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971. Vol. III, 375-392. U.S. Department of Commerce, Washington D.C.
6. Mezcua, J. (1982): *Catálogo general de isosistas de la Península Ibérica*. Instituto Geográfico Nacional.