



RASC

Real Academia
Sevillana de Ciencias

Riesgo sísmico y sismicidad histórica

discurso pronunciado por el

Ilmo. Sr. D.

José Luis de Justo Alpañés

en el acto de recepción como académico numerario

el día 13 de febrero de 1996

y

contestación del académico numerario

Ilmo. Sr. D.

Manuel Zamora Carranza

RIESGO SÍSMICO Y SISMICIDAD HISTÓRICA

*Discurso pronunciado por el
Ilmo. Sr. D. JOSÉ LUIS DE JUSTO ALPAÑÉS,
en el Acto de su recepción como Académico Numerario
celebrado el día 13 de febrero de 1996*

I. PRESENTACION

Excmo. Sr. Presidente de la Real Academia Sevillana de Ciencias, Excmos. Sres. Presidentes de Reales Academias, dignísimas autoridades, queridos compañeros, Sras. y Sres.

Sean mis primeras palabras de gratitud en un doble sentido.

Por un lado gratitud a la Real Academia por haber creado una Sección de Tecnología, que yo preferiría que se llamase Sección de Ingeniería y Arquitectura. No cabe duda de que las Escuelas de Ingeniería han formado siempre parte del mundo científico, para demostrar lo cual bastaría citar los nombres de Echegaray, eminente matemático y premio Nobel de Literatura, Leonardo Torres Quevedo, considerado universalmente como precursor de los ordenadores electrónicos por su máquina de jugar al ajedrez, Juan de la Cierva y Codorniu, cuyo autogiro constituye la única presencia española en el Museo de Ciencias de Londres, o D. Eduardo Torroja y Miret, todos ellos Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, que naturalmente forman parte del campo con el cual estoy más familiarizado.

Gratitud también por haber sido elegido académico exclusivamente por representantes de lo que era la antigua Facultad de Ciencias, lo cual es para mí un orgullo y refleja el cariño que me han profesado muchos de los aquí presentes a la hora de valorar mis méritos.

La elección del discurso no la he hecho sobre los temas a los que en este momento estoy dedicando más esfuerzos investigadores, como la aplicación del método de elementos finitos a la solución de diversos problemas de construcción, la solución de ecuaciones integrales por métodos numéricos para su aplicación al estudio de cimentaciones, etc., etc.

He elegido el tema del riesgo sísmico al cual dediqué grandes esfuerzos hace varios años, y al cual hemos retornado recientemente, porque me ha parecido un tema más ameno debido al interés que suscita en todos los ámbitos.

2. BREVE BOSQUEJO HISTÓRICO DE LA SISMOLOGÍA

El terror producido por un movimiento sísmico severo, al llegar sin previo aviso y destruir a veces una población en cuestión de segundos, ha estimulado la imaginación humana desde los tiempos más remotos, hasta el punto de quedar relacionado con las mitologías.

La explicación más frecuente era que la tierra estaba sostenida por un animal cuyas sacudidas eran la causa del fenómeno: un elefante para los indios, una araña para los japoneses, una tortuga para los pieles rojas. Un pueblo de Siberia hablaba de un dios que a veces caminaba en trineo bajo la tierra: las vibraciones se producían cuando los perros se detenían para sacudirse la nieve o para rascarse (Wartnaby, 1957).

La isla de Cos había sufrido muchos terremotos asociados, probablemente, con la actividad volcánica. Los griegos lo explicaban diciendo que el dios Neptuno había roto parte de la isla y la había arrojado sobre el gigante Polybotes, que había quedado sepultado debajo.

Los escandinavos hablaban de un rey maligno, Loki, atado al suelo de una caverna subterránea habitada por una serpiente: la agonía de la deidad bajo los efectos del veneno producía las sacudidas de la tierra.

Según los maoríes de Nueva Zelanda, Ruakumoko, uno de los hijos de la Madre Tierra, había quedado enterrado accidentalmente cuando su madre, que le estaba alimentando, se cayó. Desde entonces se había estado expresando, desde su encierro, mediante una serie de erupciones, sacudidas y gruñidos.

El primer intento conocido de dar una explicación racional al fenómeno fue debido al griego Anaxímenes de Mileto (c. 585-528 a. de C.). Otras hipótesis fueron esbozadas por Anaxágoras, Demócrito, Aristóteles y Séneca. Estas teorías, que fueron aceptadas durante siglos, están tan lejos de la realidad como las explicaciones mitológicas.

El terremoto de 1755 que destruyó Lisboa y sacudió a numerosas ciudades europeas, entre ellas Sevilla, cuyo caserío quedó muy seriamente dañado, volvió a despertar el interés por estos fenómenos.

Buffon (1707-1788) relacionó los terremotos que ocurren en las regiones volcánicas con esta actividad, cosa que puede ser cierta para seismos pequeños y próximos al volcán en cuestión.

Fue Michell, en este mismo siglo, el primero que asoció los terremotos a movimientos vibratorios ocasionados por la elasticidad de las rocas.

El primer sismoscopio fue construido por Chang Heng en el siglo II. Con él se podía apreciar la dirección del movimiento sísmico. En el siglo XVIII se emplea el primer sismógrafo, consistente en un péndulo que llevaba una punta en su extremo y que marcaba sobre una superficie de arena. A partir de este momento los sismógrafos no han cesado de desarrollarse (Wartnaby, 1957).

La palabra Sismología fue introducida en 1858 por Robert Mallet.

Milne (1850-1913) fue el primero que asoció los terremotos con los movimientos orogénicos.

Fue Reid, en 1910, quien expuso de modo completo el origen inmediato de los seismos importantes: los movimientos orogénicos de la corteza terrestre ocasionan una acumulación de energía elástica que puede, finalmente, producir la rotura. A partir de este momento se van produciendo transformaciones de energía elástica en energía cinética y viceversa. Como las cantidades de energía transformada son colosales es fácil explicar los tremendos daños ocasionados.

Hoy se sabe que el origen de los movimientos sísmicos «someros» importantes, que son los que suelen producir daños a las construcciones, hay que buscarlo en los procesos tectónicos (v. Bolt, 1970; Ambraseys y Hendron, 1970). Las tensiones tectónicas producen en los lados de una falla activa una concentración de energía elástica, sobre todo en las proximidades de una zona de mayor resistencia al corte.

Cuando las tensiones sobrepasan la resistencia de la roca, se produce la rotura de modo brusco. Esta rotura supone la liberación de la energía elástica acumulada en forma de movimientos vibratorios, que a su vez se propagan por medio de ondas.

Se sabe con certeza que se han llegado a producir movimientos diferenciales en la falla hasta de 8,8 m en horizontal y 13 m en vertical (Justo, 1974). Estos movimientos, naturalmente, pueden destruir a cualquier estructura situada en las proximidades de dicha falla.

El concepto de la tectónica de placas se origina merced a los trabajos de Morgan (1968), Le Pichon (1968), McKenzie (v. Lomnitz, 1974), y otros, y tiene como antecedente los estudios sobre la extensión del fondo de los océanos (sea-floor spreading) de Hess, Dietz, Wilson, Vine, Matthews, y otros desarrollados hacia 1960. A su vez, el origen remoto es la teoría de las traslaciones continentales, argumentada de modo intuitivo por Wegener en 1924 (v. Wegener, 1966).

Se supone que la corteza terrestre está dividida en seis placas principales (y más secundarias) semirrígidas cuya interacción en los bordes da lugar a las tensiones y deformaciones tectónicas origen de los terremotos. De estas seis placas nos interesan, por lo que se refiere a Andalucía Occidental, la placa Americana, la placa Euroasiática y la placa Africana.

Los terremotos pueden producir deslizamientos importantes en taludes, que pueden llegar a cambiar la topografía de las zonas afectadas, como sucedió por ejemplo en el terremoto de Alaska en 1964. Los daños en carreteras, viviendas y diques de ríos pueden ser catastróficos.

Especial importancia tiene el problema de la licuefacción, que consiste en un aumento de las presiones intersticiales del agua provocado por las vibraciones que puede llegar a convertir un terreno de arena fina en una suspensión sin resistencia alguna, tal como sucedió, por ejemplo en los terremotos de Alaska y Niigata de 1964.

Uno de los terremotos históricos más calamitosos, el terremoto de Tangshan, suburbio de Pekín, ocurrió en una época tan reciente como el 27 de julio de 1976. Su intensidad máxima fue XI MM y produjo el colapso de más del 90% de los edificios (v. Hao et al., 1994) y cientos de miles de víctimas.

3. VIBRACIONES DEL TERRENO DURANTE UN MOVIMIENTO SÍSMICO

La única medida cuantitativamente fiable de la vibración del terreno durante un seísmo es el registro de la aceleración obtenido por medio de acelerógrafos, cuya frecuencia natural sea mucho más alta que la de la perturbación (v. Justo, 1974). La instalación de este tipo de aparatos es relativamente reciente, hasta el punto de que los primeros registros corresponden al terremoto de Long Beach (California) de 1933. Estos aparatos sólo se disparan cuando la aceleración supera un umbral, que puede oscilar entre 0,001 y 0,01 g.

La figura 1 representa, en su parte superior, el diagrama de aceleraciones medido en el emplazamiento de la Presa de Pacoima, durante el terremoto de San Fernando (California) de 1971, y que en su día fue record de aceleraciones medidas (1,21 g aceleración resultante máxima). Debajo se muestran los diagramas de velocidades y desplazamientos obtenidos mediante integraciones sucesivas del diagrama de aceleraciones.

Si se conociera el diagrama de aceleraciones que hay que aplicar a la base de una estructura, la Dinámica de las Estructuras, que ha experimentado un desarrollo espectacular en los últimos tiempos, nos permitiría, mediante un cálculo probablemente visco-elasto-plástico, conocer la respuesta de dicha estructura, así como la de cada uno de sus miembros, y en particular sus daños o el posible colapso.

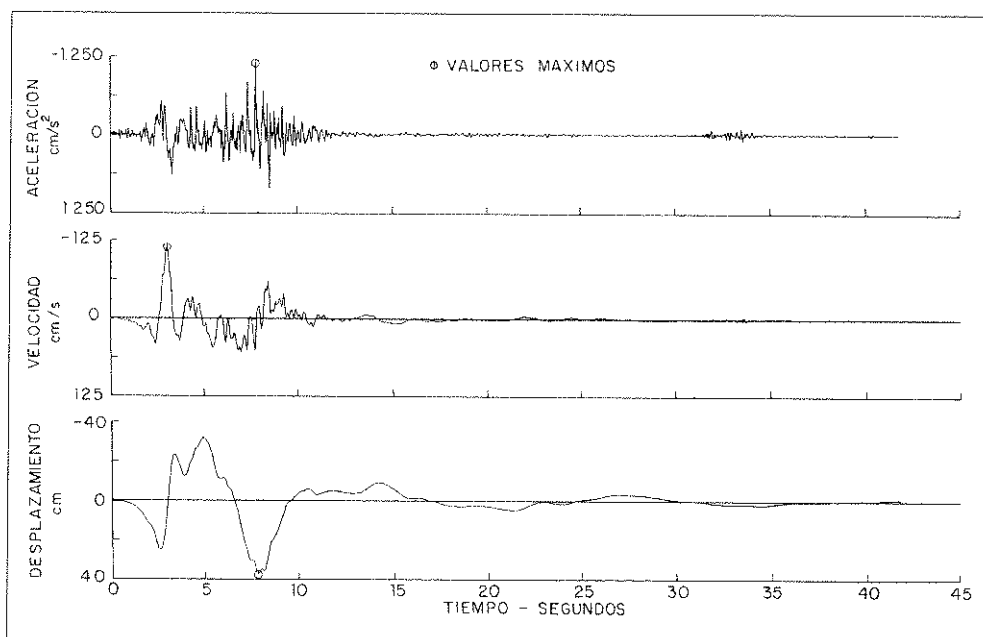


Fig. 1. Terremoto de San Fernando 9/2/71 (California), registro en la Presa de Pacoima. Componente S16E. $a_{\max} = -1148,1 \text{ cm/s}^2$; $v_{\max} = -113,2 \text{ cm/s}$; $d_{\max} = 37,7 \text{ cm}$.

Hay ya bastantes estaciones sísmicas, en alguna de las cuales existe un número notable de registros de aceleración, y se comprueba que todos los acelerogramas son distintos.

Un acelerograma es consecuencia de un proceso estocástico. Los acelerogramas son distintos, porque las condiciones en el volumen focal de cada uno de ellos lo son, así como las condiciones del terreno entre el foco y el punto de registro. A pesar de los esfuerzos por reproducir estas condiciones, estamos muy lejos de conseguirlo, e incluso de estimar donde se hallará el próximo foco, por lo cual se trata de un problema que necesariamente hay que tratar por medio de las leyes de la estadística.

En el cálculo sísmico de una estructura determinada, de lo que se trata es de calcularla para que soporte el acelerograma más dañino que habría que aplicar a la base de la estructura de modo que el riesgo de que los daños se superen durante el período de vida de dicha estructura no exceda de un cuantil de probabilidad pequeño.

Dada la imposibilidad de reproducir con exactitud nuestro acelerograma de proyecto procede estudiar con detalle dichos diagramas para conocer cuales son sus características importantes.

La respuesta de un sistema de un grado de libertad ante un movimiento sísmico viene dada por la ecuación diferencial de la figura 2. La frecuencia circular está relacionada con el periodo del sistema mediante la ecuación 3.

Ecuación diferencial:

$$\ddot{u} + 2\eta\omega\dot{u} + \omega^2u = -\ddot{u}_g \quad (1)$$

siendo:

u = desplazamiento relativo

η = razón de amortiguación

ω = frecuencia circular del sistema

Solución, integral de Duhamel:

$$u(t) = -\frac{1}{\omega_d} \int_0^t \ddot{u}_g(\tau) e^{-\eta\omega(t-\tau)} \sin[\omega_d(t-\tau)] d\tau \quad (2)$$

siendo:

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \quad (3)$$

T = periodo del sistema

$\omega_d = \omega\sqrt{1-\eta^2}$ = frecuencia circular natural amortiguada cuya solución viene dada por la integral de Duhamel incluida también en la misma figura.

Pseudoaceleración:

$$a = \frac{Ku}{M} = \omega^2u$$

siendo K y M rigidez y masa del sistema respectivamente.

Fig. 2. Respuesta de un sistema de un grado de libertad ante un acelerograma $\ddot{u}_g$

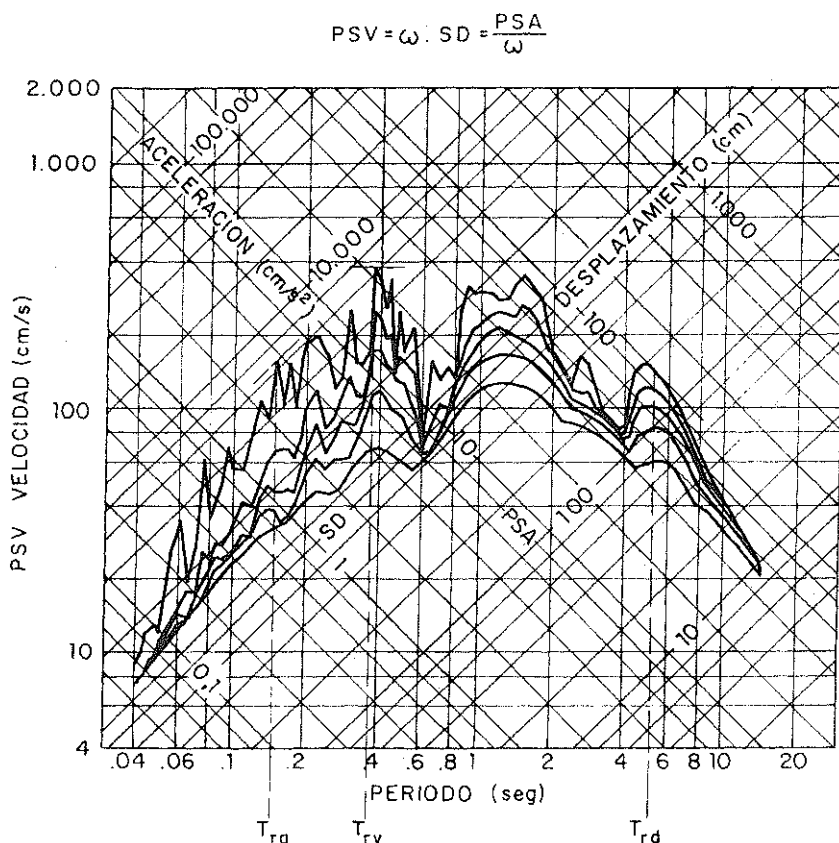


Fig. 3. Espectro tripartito de respuesta. Terremoto de San Fernando 9/2/71 (California), Registro en la Presa de Pacoima, Componente S16E. Razones de amortiguación 0, 2, 5, 10 y 20%.

La aceleración, cuya fuerza de inercia correspondiente aplicada estáticamente daría lugar a un desplazamiento relativo $u(t)$ se llama pseudo-aceleración, y vale $\omega^2 u$.

Si representamos en un diagrama el desplazamiento relativo máximo en función del período T o la frecuencia circular ω del sistema obtendremos el «espectro de desplazamientos» (SD), cuyas ordenadas corresponderían, en cada caso, a las máximas tensiones.

Por derivación de la integral de Duhamel obtenemos la velocidad relativa; derivando otra vez y sumando la aceleración del terreno obtenemos la aceleración absoluta. Sus máximos nos darían los correspondientes espectros, de velocidad relativa (SV) y aceleraciones (SA).

El espectro correspondiente a la pseudoaceleración (fig. 3) se llama espectro de pseudoaceleración (PSA).

Análogamente el espectro de pseudovelocidad (PSV) se define como:

$$PSV = \omega SD = \frac{PSA}{\omega} \quad (4)$$

Estos tres espectros se representan en el diagrama tripartito de la figura 3.

Cada uno de estos espectros nos da un máximo, cuya abcisa nos define el «período de resonancia» T_r para aceleraciones, velocidades y desplazamientos respectivamente, y los correspondientes valores de la frecuencia circular de resonancia ω_r .

Cuando más cerca esté el periodo del sistema al periodo de resonancia, mayor será la respuesta

Los picos que aparecen en la figura 3 no tienen excesiva importancia en un estudio elasto-plástico del sistema, habida cuenta, además, de que cualquier estructura tiene infinitos grados de libertad. Interesa encontrar una función que reproduzca los valores medios del espectro, y sugerimos ecuaciones del tipo señalado en la figura 4 para los espectros de pseudovelocidad (PSV), pseudoaceleración (PSA) y desplazamiento (SD). Designamos a estas funciones con los nombres de «función espectral» de velocidad, aceleración y desplazamiento respectivamente.

Estas funciones dependen de un parámetro c , que se halla, para cada espectro, con la condición de que la suma de los cuadrados de los errores sea mínima, y anulando las derivadas de las ecuaciones 5.1, 5.2 y 5.3 para las correspondientes frecuencias de resonancia.

Los tres diagramas de aceleración, velocidad y desplazamiento son importantes: las estructuras de período natural bajo se verían afectadas principalmente por la gama de frecuencias que aparece en el diagrama de aceleraciones, las de período medio por las del diagrama de velocidades y las de período alto por las del diagrama de desplazamiento.

Hay por último, un parámetro que tiene importancia cuando se realiza un cálculo plástico de una estructura y es la duración del movimiento sísmico, pues en cálculos visco-elásticos ya se tiene en cuenta en la relación espectral. La duración se define según Trifunac y Brady (1975), como el intervalo de tiempo durante el cual el terreno transmite a una gama completa de osciladores el 90% de la energía, quedando fuera un 5% al principio del proceso y otro 5% al final. La duración así definida puede oscilar entre 6 s para un registro en roca dura y 30 s para suelo blando.

Como ya se ha señalado anteriormente, un acelerograma es consecuencia de un proceso estocástico, y para calcular el acelerograma de proyecto hay que definirlo mediante una serie de parámetros. Algunos de éstos podrían ser los siguientes:

- Valores máximos de los diagrama de aceleraciones, velocidades o desplazamientos, tanto horizontales como verticales.
- Período de resonancia de aceleraciones, velocidades y desplazamientos en su caso.
- Parámetro c de la función espectral
- Duración en su caso.

$$PSV = \frac{d_{\max} \omega}{\sqrt{G^2(\omega, c) + f\omega^2 + g\omega^3 + h\omega}} \frac{1 + c \cdot \exp(-\omega/\omega_0)}{1 + c} \quad (5.1)$$

$d_{\max}$ = desplazamiento máximo

$$\omega_0 = 1s^{-1}$$

$$PSA = \omega PSV \quad (5.2)$$

$$SD = \frac{PSV}{\omega} \quad (5.3)$$

$$G(\omega, c) = 1 - \frac{F(\omega)}{1 + c}$$

$$F(\omega) = \frac{d_{\max}}{a_{\max}} \omega^2$$

$a_{\max}$ = aceleración de pico

$$f = f[\omega_{ra}, \omega_{rv}, \omega_{rd}, c, F(\omega_{ra}), F(\omega_{rv}), F(\omega_{rd})]$$

$$g = g[\omega_{ra}, \omega_{rv}, \omega_{rd}, c, F(\omega_{ra}), F(\omega_{rv}), F(\omega_{rd})]$$

$$h = h[\omega_{ra}, \omega_{rv}, \omega_{rd}, c, F(\omega_{ra}), F(\omega_{rv}), F(\omega_{rd})]$$

ω_{ra} , ω_{rv} y ω_{rd} son las frecuencias de resonancia de aceleración, velocidad y desplazamiento respectivamente.

$$\text{Para } \omega = 0 \quad \quad \quad PSV = PSA = 0 \quad \quad \quad SD = d_{\max}$$

$$\text{Si } \omega \rightarrow \infty \quad \quad \quad PSV = SD \rightarrow 0 \quad \quad \quad SA \rightarrow a_{\max}$$

Fig. 4. Funciones espectrales de velocidad, aceleración y desplazamiento.

En algunas zonas de la Tierra como los Estados de California y Washington, Japón, y tal vez, Nueva Zelanda, existe ya un número suficiente de acelerogramas como para intentar un estudio estadístico de cada uno, o al menos algunos, de estos parámetros directamente. Tendríamos así mapas de, por ejemplo, la aceleración de pico, para distintos períodos de retorno.

En el caso de España el número de registros es aún excesivamente pequeño (v. Carreño et al., 1991; LNEC, 1970), por lo cual un estudio de este tipo es impensable.

Por otro lado, nuestro país tiene una rica historia, que nos permite evaluar la Intensidad, según la escala de daños MSK, de numerosos terremotos del pasado, así como Observatorios y estudios tectónicos que nos dan un número importante de valores de la Magnitud, relacionada con la energía liberada por el movimiento sísmico, profundidad focal, tipo de falla, longitud y distancia epicéntrica, etc...

Procede pues relacionar estadísticamente los parámetros del registro con la Intensidad o los parámetros del foco.

Este ha sido el objetivo de dos tesis doctorales que hemos dirigido (Argüelles, 1982; Jaramillo, 1983).

En ellas se han procesado los datos de 2000 terremotos y 5000 registros, que fueron debidamente codificados en un fichero maestro al que se accedía mediante diversos programas de ordenador.

El terreno del lugar del registro se ha clasificado en 6 tipos según se indica en la tabla I.

La aceleración de pico crece con la Intensidad y, para una misma Intensidad, con la consistencia del terreno. Esto indica que para producir un mismo daño en un terreno de peor calidad se precisa una menor aceleración. La figura 5 muestra la probabilidad de sobrepasar cada aceleración de pico horizontal. Para cada tipo de suelo existe una curva diferente.

TABLA I
TIPOS DE SUELO

Tipos de suelo	Descripción
1	Roca (sin especificar)
2	Suelo duro o Pleistoceno
3	Suelo de consistencia media o aluviones
4	Fuerte espesor de suelo muy blando
5	Roca dura
6	Roca blanda

La escala de abscisas C depende de la Intensidad de Mercalli modificada según nos muestra la tabla II, lo que indica la influencia de la Intensidad.

TABLA II
COEFICIENTE C (FIG. 5)

MMI	C
$\text{III} \leq \text{I} < \text{IX}$	1
$\text{III} \leq \text{I} < \text{IV}$	0,35
$\text{IV} \leq \text{I} < \text{V}$	0,40
$\text{V} \leq \text{I} < \text{VI}$	0,67
$\text{VI} \leq \text{I} < \text{VII}$	1,07
$\text{VII} \leq \text{I} < \text{VIII}$	4,70
$\text{VIII} \leq \text{I} < \text{IX}$	7,98

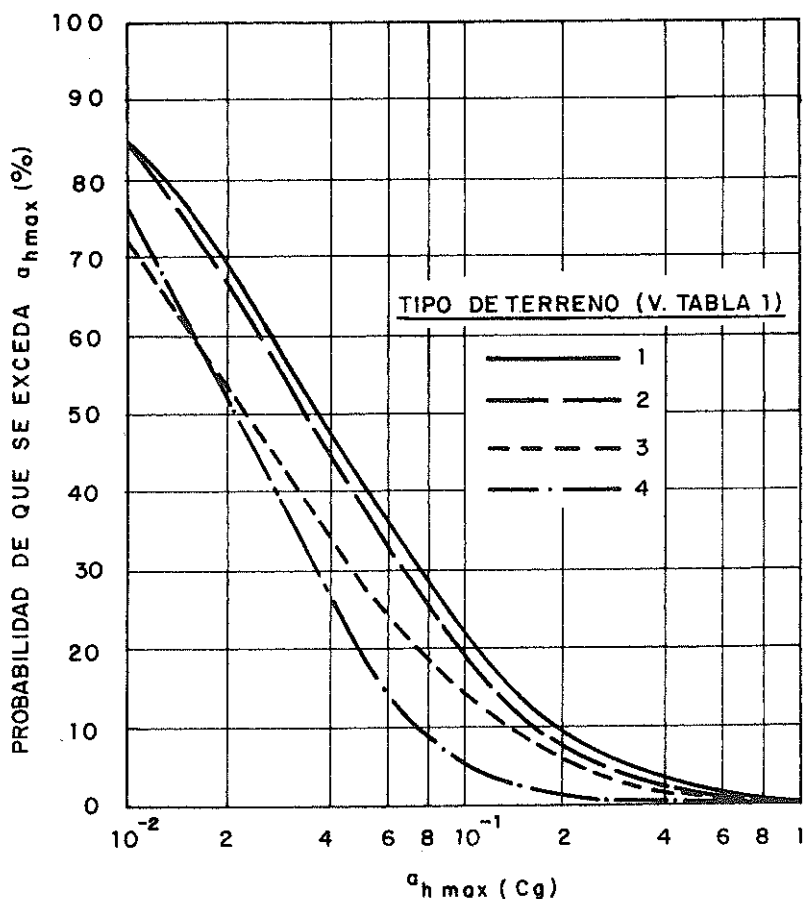


Fig. 5. Probabilidad de exceder cada aceleración de pico.

La regresión de la aceleración máxima en función de la Magnitud y la distancia a la falla se muestra en la figura 6.

La velocidad máxima parece depender sólo de la Intensidad, y no de la dureza del terreno, según indica la tabla III.

Velocidad y desplazamiento máximos están mucho mejor relacionados con la Intensidad, es decir con el daño, que la aceleración de pico.

Las regresiones de la velocidad y desplazamiento máximos en función de la Magnitud y la distancia a la falla se muestran en la figura 7.

Análogas estimaciones pueden hacerse para el movimiento vertical.

La figura 8 muestra la probabilidad de sobrepasar cada período de resonancia de aceleración horizontal. Existe una curva diferente para cada tipo de suelo. Se observa que el período de resonancia aumenta al disminuir la consistencia del terreno. Resultados similares a los nuestros fueron obtenidos por Seed e Idriss (1982).

Para todos los terrenos e Intensidades:

$$\log a_{hmax} = -1,90 - 0,41 \log (D+1) - 0,11[\log (D+1)]^2 + 0,27M \quad (6)$$

$$s = 0,403$$

Para I = VII

$$\log a_{hmax} = -0,23 - 0,50 \log (D+1) + 0,02 M \quad (7)$$

$$s = 0,245$$

Para I = VIII

$$\log a_{hmax} = -1,18 - 0,22 \log (D+1) + 0,14 M \quad (8)$$

$$s = 0,158$$

siendo:

a_{hmax} = velocidad de pico horizontal máxima (g)

D = distancia a la falla (km)

M = magnitud

Fig. 6. Estimación de la aceleración de pico en función de la Magnitud y la distancia a la falla (v. Jaramillo, 1983).

TABLA III
ESTIMACIÓN DE LA VELOCIDAD Y DESPLAZAMIENTO MÁXIMO

Intensidad	log v_{max} (cm/s)		log d_{max} (cm)	
	media	E.N.	media	E.N.
MM				
IV	log 2,4	0,33	log 1,3	0,30
V	log 3,3	0,25	log 1,7	0,24
VI	log 7,0	0,33	log 3,2	0,29
VII	log 18,6	0,17	log 9,4	0,27

E.N. = error normal.

$$\log v_{hmax} \text{ (cm/s)} = -0,70 - 0,66 \log (D+1) + 0,44 M \quad (9)$$

$$s = 0,329$$

$$\log d_{hmax} \text{ (cm)} = -1,46 - 0,44 \log (D+1) + 0,46 M \quad (10)$$

$$s = 0,382$$

Fig. 7. Estimación de velocidad (v_{hmax}) y desplazamiento (d_{hmax}) horizontales máximos en función de Magnitud y distancia a la falla.

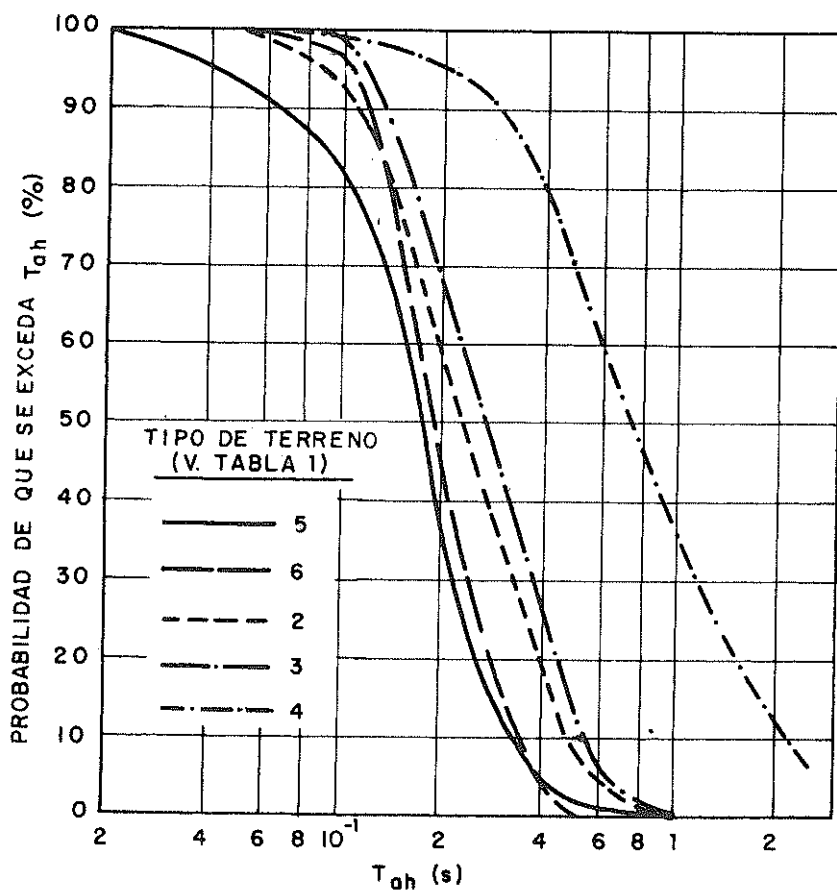


Fig. 8. Probabilidad de exceder cada período de resonancia de aceleración normal.

La figura 9 nos muestra la probabilidad de sobrepasar cada duración de aceleración horizontal.

Existe una curva diferente para cada tipo de suelo. Al igual que ocurre con el período de resonancia, la duración de la aceleración horizontal aumenta al disminuir la consistencia del terreno.

La figura 10 muestra la probabilidad de sobrepasar cada período de resonancia de velocidad horizontal. Este período de resonancia aumenta también al disminuir la consistencia del terreno y al aumentar el coeficiente de amortiguación (Jaramillo, 1983).

Podemos observar que el período de resonancia de velocidades es mucho mayor que el de las aceleraciones (como media 4,5 veces mayor).

El único acelerograma importante que tenemos en Andalucía Occidental corresponde al movimiento sísmico de Ayamonte del 20/12/89, registrado en Cartaya. Hemos comparado en la tabla IV la mejor estimación de los parámetros del terremoto

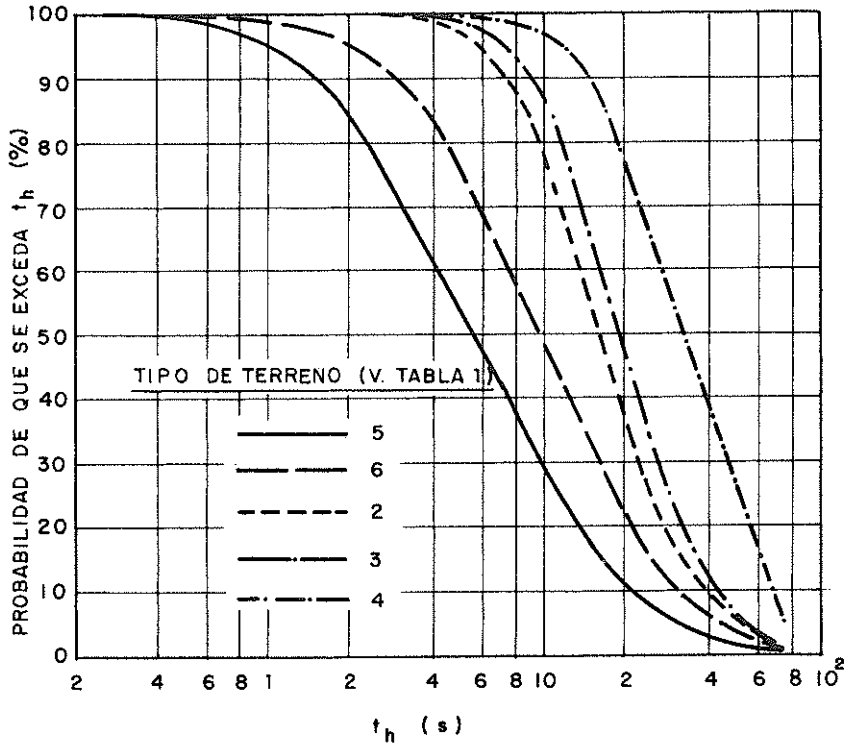


Fig. 9. Probabilidad de exceder cada duración de la aceleración horizontal.

de acuerdo con nuestro estudio y los valores medidos o calculados a partir de éstos. Los datos del terremoto se incluyen en dicha tabla.

La estimación es buena para la aceleración, aceptable para la velocidad y mala para el desplazamiento. Téngase presente que en la integración numérica de la aceleración existen problemas que no tenemos la seguridad de que hayan sido resueltos debidamente en este caso por parte de quienes han procesado el diagrama de aceleraciones.

En la tabla VI hemos hecho una comparación semejante para el registro en Lisboa del terremoto del 28/2/69, que se sintió en Sevilla con Intensidad VI. Las características del movimiento sísmico se indican en la cabecera de la tabla.

En los registros de Cartaya y Lisboa nuestras estimaciones son mucho mejores que las obtenidas mediante correlaciones universales bien conocidas como la Esteve y Rosenblueth (v. LNEC, 1970).

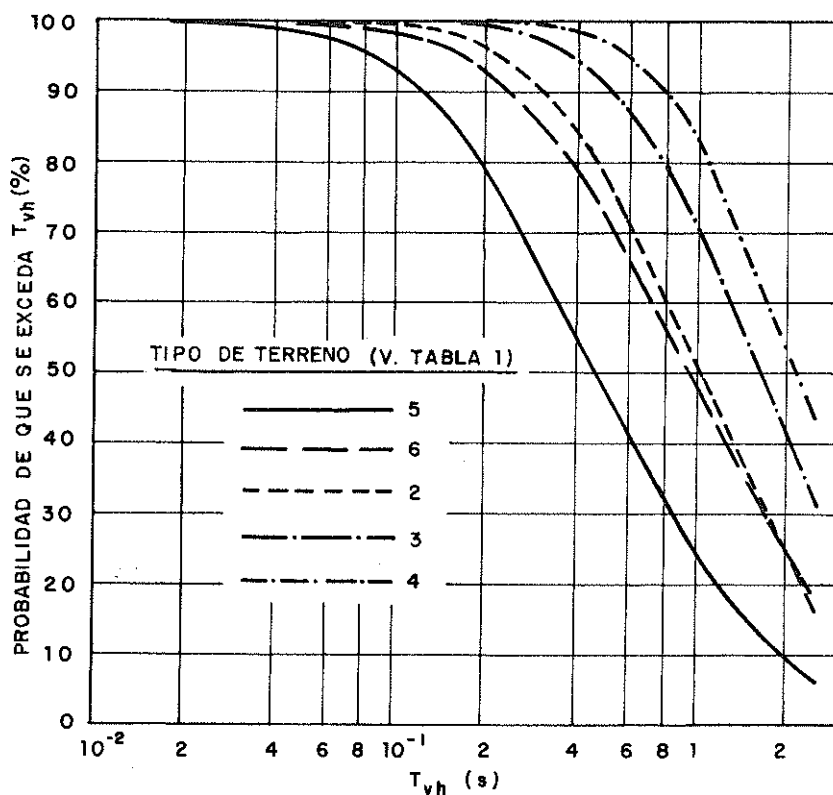


Fig. 10. Probabilidad de exceder cada período de resonancia de velocidad horizontal.

TABLA IV
MOVIMIENTO SÍSMICO DE AYAMONTE DEL 20/12/89 REGISTRADO EN CARTAYA
M = 4,8; h = 23 km; D = 19 km; I = V; Terreno tipo 2

Comparación de parámetros medidos y estimados							
	a_{hmax}	v_{max}	d_{max}	T_{rvh}	PSV/ v_{max}		
	(g)	(cm/s)	(cm)	(s)	$\eta=0$	$\eta=5\%$	$\eta=10\%$
Medido	0,06	2,6	0,2	0,44	8,4	4,0	2,8
Estimado	0,05 ⁽¹⁾	3,6 ⁽²⁾	1,5 ⁽³⁾	1,0	3,1	1,3	1,0
		3,3 ⁽⁴⁾	1,7 ⁽⁴⁾				

(1) ecuación 6, (2) ecuación 9, (3) ecuación 10, (4) Tabla III.

TABLA V
COMPARACIÓN ENTRE PARÁMETROS MEDIDOS Y ESTIMADOS
EN EL TERREMOTO DEL 24/06/84
m=5

Estación		a_{hmax} (g)		V_{max} (cm/s)	
		medido	estimado	medido	estimado
Alhama	H	0,016	0,041 ⁽¹⁾	0,31	3,4 ⁽²⁾
	V	0,036		0,70	
Beznar	H	0,020	0,052 ⁽¹⁾	0,78	4,2 ⁽²⁾
	V	0,30		1,34	
Sta. Fe	H	0,036	0,033 ⁽¹⁾	1,72	2,8 ⁽²⁾
	V	0,024		0,56	

H = horizontal, V = vertical, (1) ecuación 9, (2) ecuación 10.

TABLA VI
TERREMOTO DEL 28/02/69 REGISTRADO EN LISBOA
M = 7,9 h = 30 km. I = VI-VII D = 350 km.
COMPARACIÓN DE PARÁMETROS MEDIDOS Y ESTIMADOS

	a_{hmax}	a_{vmax}	V_{hmax}	d_{hmax}	T_{hmax}	T_{hmax}	PSA/ a_{max}			
	(g)	(g)	(cm/s)	(cm)	(s)	(s)	$\eta=0$	$\eta=2\%$	$\eta=5\%$	$\eta=10\%$
Medido	0,031	0,015	21,4	1,64	0,36	1,25	5,3	3,8	2,3	1,6
Estimado	0,030 ⁽¹⁾	0,012 ⁽²⁾	12,5 ⁽³⁾	5,5 ⁽⁴⁾			11,0	4,9	3,3	2,4

(1) ecuación 6, (2) Jaramillo 1983, (3) ecuación 9, (4) ecuación 10.

4. TIPOS DE CÁLCULO SÍSMICO

Existen fundamentalmente dos grandes grupos de cálculos sísmicos: deterministas y probabilistas.

El ejemplo más claro de un cálculo determinista es el preconizado por la Comisión de Energía Atómica de Estados Unidos para el proyecto de centrales nucleares en la determinación del denominado Safe Shutdown Earthquake (SSE), que es el terremoto más severo que se puede concebir que afecte al sitio durante la vida de la planta nuclear (v. D'Appolonia, 1974). El procedimiento general puede resumirse en los siguientes pasos:

1. Un estudio geológico y tectónico en un radio de 320 km del emplazamiento considerado, con particular atención a las fallas cartografiadas y a las zonas sismogénicas.
2. Un estudio de Sismicidad Histórica, localizando los epicentros de los grandes terremotos, y dibujándolos en un mapa con asignación de Intensidades.
3. Relacionar estos epicentros con las fallas o zonas sismogénicas del punto nº 1.
4. Postular un grupo de SSE, seleccionando los terremotos más severos a lo largo de cada falla o dentro de cada zona sismogénica más próximos al emplazamiento.
5. Analizando los mapas de isosistas de la región, desarrollar leyes de atenuación de la Intensidad desde el foco hasta el emplazamiento.
6. A partir de los puntos 4 y 5 determinar la máxima intensidad en el emplazamiento, que será el SSE de dicho lugar.
7. Estimar la aceleración de pico que corresponde a este SSE según las leyes de atenuación que hemos visto anteriormente.
8. Establecer espectros de respuesta suavizados (v. Newmark y Hall, 1982) para hallar la respuesta que corresponde a esta aceleración de pico.

La determinación del «terremoto más severo que se puede concebir» puede depender de la antigüedad de los catálogos sísmicos de la región. En cualquier caso, este tipo de cálculo, que podría ser adecuado para la determinación del SSE, es menos racional que los métodos probabilistas que vamos a ver a continuación para determinar el seísmo de proyecto.

5. RIESGO SÍSMICO

Cualquier actividad humana comporta un riesgo. Por el mero hecho de salir a la calle tenemos un riesgo no despreciable de que nos caiga un objeto encima, de sufrir un atraco o un atropello. La probabilidad de morir por accidente es del 3,4% (Instituto de Estadística de Andalucía, 1993).

El riesgo estructural se puede definir como la probabilidad de que una estructura sufra algún tipo de daño (por ejemplo que se exceda el límite elástico en alguno de sus miembros) durante el periodo de vida estimado para ella.

Se puede disminuir el riesgo invirtiendo más dinero en la estructura del edificio, pero, dado que los recursos de un país son limitados, esto llevaría a tener menos medios para Sanidad, Medio Ambiente, etc. La solución óptima es la que minimiza el coste probable del edificio, definido como el coste inicial más la probabilidad de que sufra daños multiplicada por la cuantía de los daños, incluyendo indemnizaciones.

Por lo que respecta al riesgo producido por seísmos, dicho riesgo no depende sólo de la posibilidad de que se presente un terremoto excepcional, sino del comportamiento de la estructura (v. Lee, 1980).

Sin embargo el riesgo estructural depende en gran parte del riesgo sísmico al cual vamos a dedicarnos preferentemente.

Definimos el riesgo sísmico como la probabilidad de que se exceda un determinado parámetro (aceleración de pico, velocidad o desplazamiento máximos, respuesta, etc.) durante el periodo de vida de una estructura.

En la cuantificación del riesgo sísmico interviene un concepto importante que es el «periodo de vida» estimado para la estructura, que suele ser de 50 años para edificios de habitación (v. Youngs y Coppersmith, 1985; ATC, 1978), pero mucho mayor (hasta 500 años) para estructuras importantes de Ingeniería.

En cuanto al riesgo sísmico, el mapa de aceleraciones de Algermissen y Perkins para Estados Unidos (para un periodo de 50 años) corresponde a un riesgo sísmico del 10% (ATC, 1978). Sin embargo, en otros casos se consideran riesgos tan pequeños como 10^{-2} a 10^{-4} (v. Youngs y Coppersmith, 1985; Bender y Campbell, 1989).

Para realizar un estudio de riesgo sísmico vamos a distinguir dos casos.

Consideremos en primer lugar el caso de una ciudad como Sevilla, de dilatada historia, en la que existen descripciones de terremotos que se remontan hasta tiempos remotos, a los cuales, mediante un estudio detallado de Sismicidad Histórica podemos llegar a asignar un grado de Intensidad. Esto nos permite realizar un estudio de riesgo sísmico basado principalmente en las características del terreno en el emplazamiento de la estructura cuyo riesgo sísmico estamos estudiando, y en la Intensidad, si bien se pueden introducir también datos, en general mucho más recientes, de Magnitud y distancia epicéntrica.

En general no se darán las circunstancias anteriores, y habrá que proceder a un estudio que tiene como base un análisis de los focos sísmicos y de las leyes de atenuación de la aceleración de pico, velocidad o desplazamiento máximos, que hemos expuesto con anterioridad hasta el lugar donde se encuentra nuestra estructura (v. Martín, 1984). Este tipo de estudios fue iniciado por Cornell (1968).

Conocido el periodo natural de la estructura, se debe de comenzar por estimar los periodos de resonancia de aceleración, velocidad y desplazamiento, que dependen fundamentalmente de las características del terreno en el emplazamiento. Según la proximidad de los periodos natural y de resonancia se tomará la decisión de realizar el estudio en aceleraciones, velocidades o desplazamientos.

6. ZONAS SISMOGENÉTICAS

Denominamos zonas sismogenéticas a aquéllas donde se originan terremotos y que poseen además características sísmicas y tectónicas homogéneas (pueden ser lineales, caso de una falla importante). Esto quiere decir que el proceso de generación de sismos es, en ellas, espacial y temporalmente homogéneo. Desde el punto de vista tectónico pueden estar formadas por una o varias estructuras tectónicas.

Consecuentemente la determinación de su geometría deberá basarse en datos tectónicos y sísmicos. Bender (1986) considera límites estadísticamente variables entre zonas sismogenéticas.

La figura 11 muestra el mapa provisional de zonas sismogénicas para el estudio sísmico de Andalucía Occidental establecido por Salwa en una tesis doctoral que está llevando a cabo bajo mi dirección.

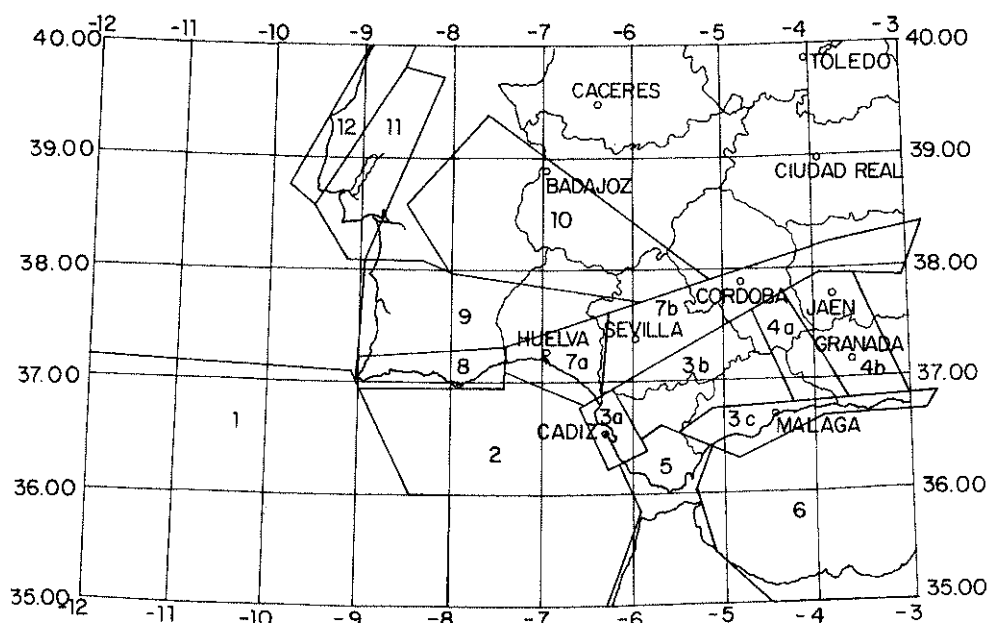


Fig. 11. Zonas sismogénicas que pueden afectar a Andalucía Occidental.

7. PROCESOS DE POISSON

Cada terremoto de Intensidad $\geq I$ que afecta a una ciudad o de Magnitud ZM que se genera en una zona sismotectónica se supone que es un «acontecimiento» en un proceso de Poisson.

Ello supone las siguientes hipótesis:

- Independencia. Los seismos ocurren aleatoriamente, siendo espacial y temporalmente independientes.
- Ordenación. Se puede dividir el tiempo t en intervalos iguales, Δt , lo suficientemente pequeños de modo que la probabilidad de que ocurran dos o más sucesos en este intervalo es nula.
- Estacionariedad. La probabilidad de ocurrencia de un acontecimiento es la misma para cualquier intervalo elemental a lo largo del eje de tiempos.

De acuerdo con las teorías físicas sobre el origen de los terremotos, la aparición de un seísmo tiene que estar ligada a la historia sísmica anterior, y nuestra aceptación de las hipótesis anteriores sólo refleja nuestra incapacidad para encontrar cual es dicha dependencia (v. también Bender, 1984 b; Cornell, 1968).

Por otro lado, Gardner y Knopoff (1974) sostienen que la secuencia de seísmos en el sur de California entre 1932 y 1971 es poissoniana, si se eliminan del catálogo adecuadamente las réplicas.

McGuire y Barnhard (1981) han estudiado el catálogo de terremotos chino de 1350 a 1949, y han descubierto, en periodos de 50 años, diferencias de actividad sísmica que corresponden a un factor de 10. Por el contrario, la velocidad de relajación de deformación sísmica en el centro y este de Estados Unidos ha sido constante en los últimos 180 años, y el registro geológico de terremotos en el sur de la falla de San Andrés indica que no hay tendencia temporal en los últimos 15 siglos.

Vemos, pues, que la identificación de los terremotos con acontecimientos de un proceso de Poisson está sujeta a debate.

La figura 12 define las ecuaciones fundamentales en un proceso de Poisson:

Probabilidad de que ocurran x acontecimientos en el tiempo t :

$$P(x,t) = \frac{(\lambda t)^x e^{-\lambda t}}{x!} \quad (11)$$

Probabilidad de que no ocurra ningún acontecimiento en el tiempo t ($x = 0$):

$$P(0,t) = e^{-\lambda t} \quad (12)$$

Probabilidad de que se produzca al menos un acontecimiento en el tiempo t :

$$P(x \geq 1, t) = 1 - e^{-\lambda t} \quad (13)$$

Densidad de probabilidad de los intervalos de tiempo entre acontecimientos:

$$f(t) = \lambda e^{-\lambda t} \quad (14)$$

Probabilidad de que se produzca al menos un acontecimiento durante el periodo de retorno:

$$P(x \geq 1, 1/\lambda) = 1 - e^{-1} = 63,2\% \quad (15)$$

Fig. 12. Procesos de Poisson.

La ecuación 13 se va a utilizar para calcular el riesgo sísmico en los casos que vamos a ver a continuación. Vemos que el parámetro λ nos define totalmente un proceso de Poisson.

La probabilidad de que se produzca un acontecimiento en el intervalo Δt , cuando $\Delta t \rightarrow 0$ es $\lambda \Delta t$ siendo λ el número medio de acontecimientos por unidad de tiempo, pues la esperanza matemática del número de seísmos en el tiempo t es, efectivamente, λt .

El valor medio de los intervalos de tiempo entre acontecimientos se llama «período de retorno» (v. Gumbel, 1958), y vale $1/\lambda$.

Si tomamos como unidad de tiempo el año, el período de retorno es, pues, el número medio de años que transcurrirán hasta el primer acontecimiento, y su definición es independiente de que se trate de procesos de Poisson o de otro tipo.

8. SISMICIDAD HISTÓRICA

La Sismicidad Histórica tiene por objetivo estudiar todos los documentos que hacen referencia a terremotos de una ciudad o región y, a partir de ellos, discernir la realidad del error o la exageración.

La tarea no es fácil, pues el pánico producido por un terremoto incita a la hipérbole. Así por ejemplo, el cronista Ibn Abi Zar, refiriéndose al terremoto del año 1079, que destruyó el minarete de la Mezquita Mayor de Sevilla, señala que las sacudidas se sucedieron noche y día sin interrupción desde el 1^{er} de Rabí (fecha exacta del sismo en Sevilla) hasta el fin de Chumada II siguiente. Ningún terremoto registrado ha tenido una duración muy superior a un minuto, si bien es cierto que pueden existir réplicas.

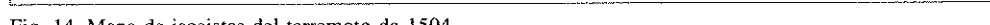
Hemos procedido a estudiar con detalle todos los documentos a los que hemos podido acceder referentes a terremotos sentidos en Andalucía Occidental (Gentil, 1989; Justo, 1986). Con estos datos hemos establecido un catálogo de seismos en esta zona.

Esto nos ha llevado a evaluar su Intensidad en las escalas de Mercalli Modificada o MSK, y en algunos casos a establecer planos de isosistas (Justo y Gentil, 1985 y 1990), lo cual hemos hecho para tres importantísimos terremotos: el de 1356, que produjo la caída de las bolas que coronaban la Giralda, y cuyo plano de isosistas se muestra en la figura 13, el terremoto de Carmona de 1504, en la figura 14, y el de Málaga de 1680 en la 15.

De este modo hemos podido establecer gráficos como el de la figura 16 para Sevilla capital, en los que representamos en abscisas fechas hacia atrás y en ordenadas el número de seismos de Intensidad $\geq I$, siendo I, IV, V, VI, VII y VIII respectivamente.

En un gráfico como el de la figura 16 se define lo que se conoce con el nombre de «fecha de recuerdo» para la Intensidad I, que es la fecha hasta la cual podemos suponer que tenemos catalogados todos los seismos de Intensidad $I \geq I$. Para fechas anteriores se ha perdido el recuerdo de parte de ellos. La fecha de recuerdo para $I = VII$ es el año 1079, en el cual se produce en Sevilla un terremoto de Intensidad VIII que destruyó la mezquita mayor, de la que todavía hay restos englobados en la Iglesia del Salvador.

La fecha final del estudio menos la fecha de recuerdo dividido por el número de seismos de intensidad $\geq I$ catalogados en dicho período nos dará la mejor estimación del período de retorno para dicha intensidad.



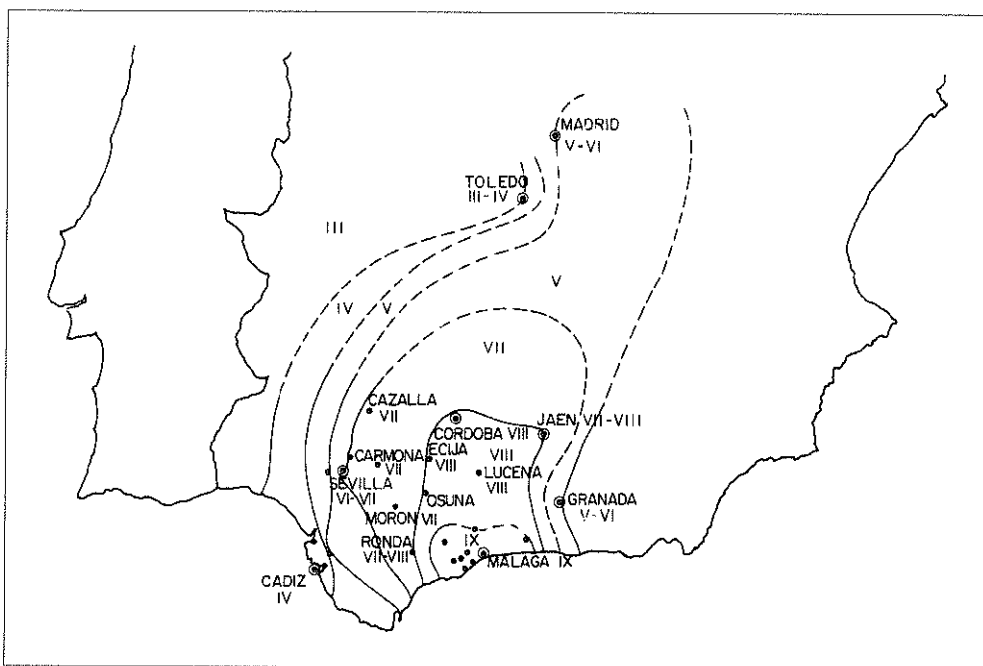


Fig. 15. Mapa de isosistas del terremoto de 1680.

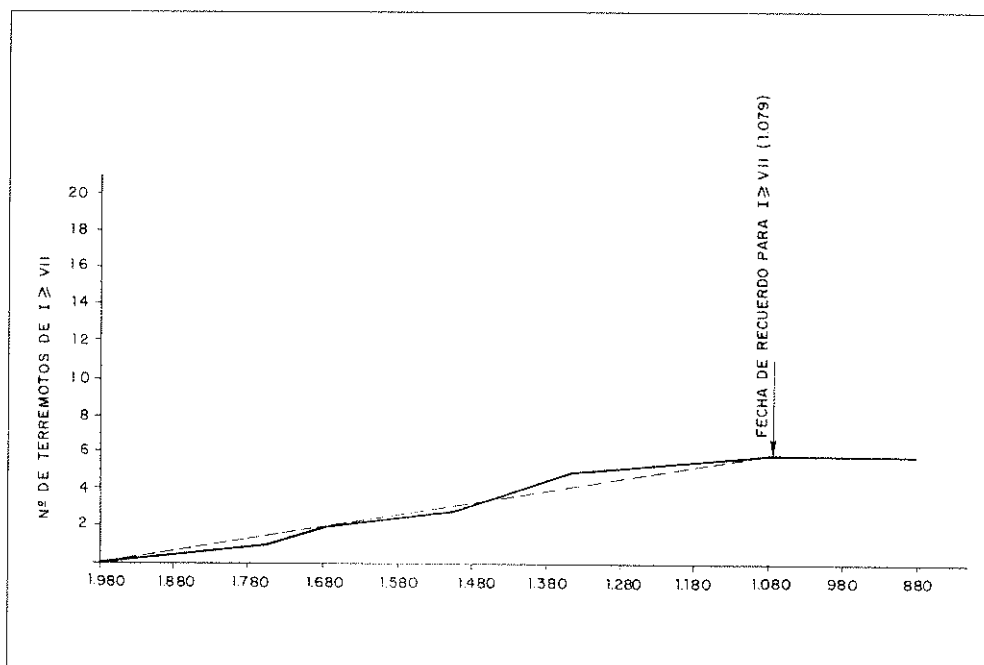


Fig. 16. Número de terremotos de I ≥ VII registrados a lo largo del tiempo.

9. EL RIESGO SÍSMICO DE SEVILLA

De un estudio de riesgo sísmico realizado por nosotros para Sevilla (v. Gentil, 1989) deducimos la relación entre el número de seismos de Intensidad $\geq I$ e I que se indica en la figura 17, y que tiene la forma de la relación de Gutenberg y Richter para Magnitudes, que estudiaremos más adelante.

Las funciones de distribución acumulada y de densidad de probabilidad para I se indican también en dicha figura, suponiendo un umbral inferior para $I = IV$ y un tope superior para $I = VIII$ que hemos supuesto que es la máxima Intensidad que puede ocurrir en Sevilla.

Por otro lado, en un proceso de Poisson λ es el inverso del período de retorno, que para $I \geq IV$ es de 6 años, luego λ_{IV} es 1/6 por año.

Según las ecuaciones de la figura 17 la mejor estimación del periodo de retorno para Intensidad $\geq VII$ sería de 227 años, y para Intensidad $\geq VIII$ de 562 años. Dado que el último terremoto de Intensidad $\geq VII$ ocurrió en Sevilla en 1755 (el terremoto de Lisboa que tuvo Intensidad VIII), quiere decir que el próximo terremoto de Intensidad VII podría no andar lejano. Un terremoto de estas características produciría importantes daños.

$$\ln \frac{N(I)}{N(IV)} = -0,906(I-4) \quad (16)$$

siendo:

$N(I)$ = número medio anual de seismos de Intensidad $\geq I$

$N(IV) = 0,0667$ por año = λ_{IV}

Función de distribución acumulada:

$$F(I) = 1 - e^{-0,906(I-4)} \quad (17)$$

Función de densidad de probabilidad:

$$f(I) = 0,906 e^{-0,906(I-4)} \quad (18)$$

Fig. 17. Funciones de distribución acumulada, $F(I)$ y de densidad de probabilidad $f(I)$ de la variable estocástica I en Sevilla.

La probabilidad de que en el intervalo dt se produzca un seismo de aceleración de pico $\geq a_i$ se indica en la figura 18. Se desprecia la contribución de los seismos de Intensidad < 4 , pues es superevidente que no pueden producir daños.

La probabilidad p se determina según se indica en el apartado de Vibraciones del Terreno que hemos visto con anterioridad.

Los valores de λ para distintos valores de a_i se incluyen en la tabla VII.

El riesgo sísmico, es decir la probabilidad de que $a \geq a_i$ en t años se determina considerando que es un proceso de Poisson, y se recoge también en la tabla VII.

$$dP(a \geq a_1) = \lambda_{IV} dt \int_4^8 p(a \geq a_1/I) f(I) dI = \lambda dt \quad (19)$$

siendo:

$p(a \geq a_1/I)$ = probabilidad de que $a \geq a_1$, condicionada a que la Intensidad sea I

λ = constante de Poisson para seismos de $a \geq a_1$

Fig. 18. Probabilidad de que en el intervalo dt se produzca un seismo de aceleración $\geq a_1$.

TABLA VII
PROBABILIDAD DE QUE SE EXCEDA UNA ACELERACIÓN A_1 EN SEVILLA

a_1 (g)	I	Probabilidad (%)		
		$t=50$ años	$t=200$ años	$t=500$ años
0,01	0,0415	87,44	99,98	100,00
0,02	0,0280	75,34	99,63	100,00
0,05	0,0133	48,57	93,01	99,87
0,1	0,00693	29,28	74,99	96,87
0,2	0,00245	11,53	38,74	70,02
0,5	0,000331	1,64	6,41	15,25
1,0	0,000079	0,39	1,97	3,87

10. DISTRIBUCIÓN DE LAS MAGNITUDES EN UNA ZONA SISMOGENÉTICA

Ishimoto e Iida (1939) encontraron que el número de seismos en una región decrece exponencialmente con su Magnitud. Es la injustamente denominada relación de Gutenberg y Richter, que fue encontrada, probablemente de forma independiente por estos autores en 1944 (Gutenberg y Richter, 1944), y que se indica en la ecuación 20 de la figura 19.

En esta figura se incluyen las ecuaciones correspondientes a la distribución de las magnitudes en cada zona sismogenética.

Lomnitz (1974) razona que, en realidad, una distribución normal sería más adecuada, pero por razones históricas, y debido a la falta de datos que cubran toda la gama de Magnitudes, se sigue utilizando una relación exponencial.

Si se consideran sólo los terremotos de $M \geq M_0$ tenemos las ecuaciones 23, 24 y 25. La relación de Gutenberg y Richter tiene un comportamiento insatisfactorio en la zona de Magnitudes altas (v. Lomnitz-Adler y Lomnitz, 1979). Para paliar esto se

$$\log N(M) = a - bM \quad (20)$$

siendo:

$N(M)$ = número medio anual de seismos de Magnitud $\geq M$

a y b constantes

$a = \log_{10} N(0)$

Función de distribución acumulada para M :

$$F(M) = 1 - e^{-\beta M} \quad (21)$$

$$\beta = b \ln 10$$

Función de densidad:

$$f(M) = \beta e^{-\beta M} \quad (22)$$

Valor medio:

$$M = 1/b$$

Para $M \geq M_0$:

Función de densidad:

$$f(M) = b e^{-b(M-M_0)} \quad (23)$$

Valor medio:

$$M = M_0 + b^{-1} \quad (24)$$

Número medio anual de seismos de Magnitud $\geq M_0$:

$$N(M_0) = 10^{a-bM_0} = N(0) e^{-\beta M_0} \quad (25)$$

Si $M_0 \leq M \leq M_1$:

Función de densidad:

$$f(M) = \frac{\beta e^{-\beta(M-M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_1-M_0)}} \quad (26)$$

Función de distribución acumulada:

$$F(M) = \frac{1 - e^{-\beta(M-M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_1-M_0)}} \quad (27)$$

Número de seismos:

$$\frac{N(M)}{N(M_0)} = 1 - F(M) \quad (28)$$

Fig. 19. Ocurrencia poissoniana de la Magnitud.

propone el truncamiento de las Magnitudes en un valor máximo M_1 , que se supone que no se puede sobrepasar en cada zona sismogénica. En tal caso tenemos las ecuaciones 26, 27 y 28. La dificultad está en encontrar el valor adecuado de la Magnitud límite.

Lomnitz-Adler y Lomnitz (1979) proponen la relación que se adapta mejor que la de Gutenberg-Richter al catálogo de terremotos chino, que cubre un período de 2753 años.

Además esta relación y la de Gutenberg-Richter casi coinciden para Magnitudes bajas.

11. EL RIESGO SÍSMICO EN UN EMPLAZAMIENTO CON INSUFICIENTE HISTORIA SÍSMICA

Supongamos, de nuevo, que realizamos el estudio en aceleraciones, recurriendo a la ley de atenuación de la aceleración de pico en función de la Magnitud y la distancia a la falla.

Se trata de una ecuación del tipo de la ecuación 29 (figura 20).

Sea $\log a_e$ una estimación del logaritmo de la aceleración de pico para valores conocidos de las variables D y M. Su error normal viene dado por la ecuación 30.

Estimación de a en función de Magnitud y distancia:

$$\log a = b_0 + b_1 x_1 + b_2 x_2 + b_3 x_3 \quad (29)$$

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-4} (C_{yy} - \sum b_i C_{yi})}$$

siendo:

$$C_{yy} = \sum (y - \bar{y})^2 \quad C_{ij} = \sum (x_i - \bar{x}_i)(x_j - \bar{x}_j)$$

$$C_{yi} = \sum (y - \bar{y})(x_i - \bar{x}_i) \quad [C^{ij}] = [C_{ij}]^{-1}$$

$$E.N. = s \sqrt{\frac{1}{n} + \sum C^{ii} (x_i - \bar{x}_i)^2 + 2 \sum_{i=j} C^{ij} (x_i - \bar{x}_i)(x_j - \bar{x}_j)} \quad (30)$$

$$dP(a \geq a_1) = \sum \lambda_i dt \int_D \int_{M_0}^M p(a \geq a_1/D, M) f(M) f(D) dM dD = \lambda dt \quad (31)$$

La Σ corresponde a las distintas zonas sismogénicas.

Fig. 20. Probabilidad de que en el intervalo dt se produzca un seismo de aceleración $\geq a_1$. Estudio en Magnitudes.

La consideración de este error que no hizo Cornell (1968), es fundamental para un adecuado estudio de riesgo sísmico (v. Bender y Campbell, 1989; Bender, 1984; Cornell, 1971).

La probabilidad $p(a \geq a_i/D, M)$ de que $\log a \geq \log a_i$ conocidos D y M depende del número de grados de libertad y de $\frac{\log a_i - \log a_e}{E.N.}$, a través de las tablas de Student.

Se supone que la llegada de un seísmo al emplazamiento corresponde a un proceso de Poisson para el conjunto de las zonas sismogénicas que afectan al emplazamiento.

La probabilidad de que en el intervalo dt se produzca un seísmo de aceleración de pico $\geq a_i$ viene dada por la ecuación 31, donde la Σ corresponde a las distintas zonas sismogénicas.

La constante λ_i es el número medio anual de seísmos de Magnitudes comprendidas entre M_0 y M_1 para cada zona sismogénica que hemos visto en la figura anterior, y l es la constante de Poisson para la llegada de seísmos de aceleración de pico $\geq a_i$ al emplazamiento, procedentes de cualquier zona sismogénica.

El riesgo sísmico o probabilidad de que $a \geq a_i$ en t años se determina de nuevo suponiendo que se trata de un proceso de Poisson.

12. EL ACELEROGRAMA DE DISEÑO

Hasta ahora hemos asociado riesgo sísmico con una aceleración de pico alta, si el estudio se hace en aceleraciones por tener el primer modo de vibración de nuestra estructura un período bajo, o con velocidad o desplazamiento máximos si dicho período es más elevado.

Hay, sin embargo, otros criterios también de gran importancia, como son la proximidad del período de resonancia del espectro al fundamental de la estructura, el valor de la relación espectral máxima o la forma del espectro, aspectos tratados, todos ellos, cuando hemos hablado de las vibraciones del terreno.

Un criterio sencillo, y pensamos que más racional, sería admitir como parámetro para evaluar el riesgo el valor de la respuesta, R_s , para el período fundamental de la estructura T_1 (v. también Bender y Campbell, 1989). La respuesta vendría materializada por el valor de la función espectral que presentamos al hablar de las vibraciones del terreno.

Los parámetros estadísticos de la variable estocástica $R_s(T_1)$ se determinan en el Apéndice nº 3 de la Memoria.

La probabilidad de que se produzca un seísmo de respuesta $\geq R_{st}$ en el tiempo t de vida supuesto para la estructura se obtendría nuevamente suponiendo que se trata de un proceso de Poisson.

De nuestro fichero de 5000 registros serían en principio válidos todos aquellos que cumplan la condición:

$$R_s \geq R_{s1} \quad (33)$$

siendo R_{s1} la respuesta que corresponde al riesgo sísmico exigido por la norma.

Habría que seleccionar, en principio, un cierto número de acelerogramas cuyo valor de R_s estuviera más próximo a R_{s1} . Modificando ligeramente la escala de aceleraciones conseguiríamos que fuese $R_s = R_{s1}$.

El método propuesto se basa, pues, en acelerogramas reales en lugar de hacerlo con acelerogramas simulados (v. Martín y Blázquez, 1985).

13. ESTADÍSTICA DE EXTREMOS

En Ingeniería Sísmica es más importante conocer la distribución de los valores máximos y de una variable aleatoria x (por ejemplo Intensidad o Magnitud) que la distribución detallada de dicha variable.

Por supuesto lo segundo entraña lo primero, pero a veces es engorroso estudiar toda la gama de valores de una variable, e incluso es posible que no se disponga de datos para ello.

La estadística de extremos se ocupa de la distribución de estos máximos (o mínimos), y ha sido desarrollada por Gumbel (1958) entre otros, aunque el problema se lo planteó ya Nicolás Bernoulli en 1709.

Dividimos la escala de tiempo en intervalos iguales (generalmente un año) y consideramos el máximo, y, dentro de cada año. Se trata de un proceso de puntos regular dentro del proceso estocástico general, de variable x .

Si la variable y sigue la distribución de Gumbel tipo I, las ecuaciones estadísticas correspondientes se incluyen en la figura 21 (v. Lomnitz, 1974; Martín, 1984).

Ello se basa, entre otras cosas, en que la función de distribución acumulada de Gumbel depende sólo de la cola (valores grandes) de la distribución de x . La distribución de Gumbel tipo I es válida para los valores extremos derivados de las distribuciones normal, exponencial (Lomnitz, 1974) y logarítmico-normal (Martín, 1984).

El riesgo sísmico para el período de vida de la estructura, tiene como expresión la ecuación 39.

Los estudios de riesgo sísmico indicados en este discurso con anterioridad podrían repetirse siguiendo las directrices de la estadística de extremos. La función de densidad de las Intensidades y Magnitudes es del tipo I de Gumbel, pero la aceleración anual parece seguir más bien una distribución de Gumbel tipo II (v. Cornell, 1968), que se muestra en la figura 22.

Función de distribución acumulada:

$$G(y) = \exp(-\alpha e^{-\beta y}) \quad y \geq 0 \quad (34)$$

Intervalo de n años:

$$y_1 \leq y_2 \leq \dots \leq y_n$$

Estimación de $G(y)$:

$$G(y_j) = \frac{j}{n+1} \quad (35)$$

$$\ln [-\ln G(y)] = \ln \alpha - \beta y \quad (36)$$

Función de densidad:

$$g(y) = \alpha \beta \exp [-(\alpha e^{-\beta y} + \beta y)] \quad (37)$$

Probabilidad de que la variable aleatoria no supere el valor y en t años:

$$G(y,t) = \exp(-\alpha t e^{-\beta y}) \quad (38)$$

Probabilidad de que en t años haya al menos un valor de valor $y \geq y_1$:

$$P(y \geq y_1, t) = 1 - \exp(-\alpha t e^{-\beta y_1}) \quad (39)$$

Valor de y cuya probabilidad de ser excedido en t años es P :

$$y_1(t) = \beta^{-1} \ln \frac{-\alpha t}{\ln[1 - P(y \geq y_1, t)]} \quad (40)$$

Probabilidad de que el terremoto anual sea $\geq y_1$:

$$P(y \geq y_1, 1) = 1 - \exp(-\alpha e^{-\beta y_1}) \quad (41)$$

Período de retorno (v. Gumbel, 1958):

$$T = \frac{1}{P(y \geq y_1, 1)} \quad (42)$$

Si α es pequeño (v. Cornell, 1968):

$$T \cong \alpha e^{\beta y_1} \quad (43)$$

Fig. 21. Distribución de Gumbel tipo I.

Función de distribución acumulada:

$$G_2(y) = \exp(-\alpha y^{-\beta}) \quad (41)$$

Función de densidad:

$$g_2(y) = \alpha \beta y^{-(\beta+1)} \exp(-\alpha y^{-\beta}) \quad (42)$$

Probabilidad de que la variable aleatoria y supere el valor y_1 en t años:

$$P(y \geq y_1, t) = 1 - \exp(-\alpha t y^{-\beta}) \quad (43)$$

$$P(y \geq y_1, 1) = 1 - \exp(-\alpha y^{-\beta}) \quad (44)$$

Período de retorno:

$$T = \frac{1}{P(y \geq y_1, 1)}$$

Si α es pequeño:

$$T \cong \alpha y^\beta \quad (45)$$

Valor y cuya probabilidad de ser excedido en t años es P :

$$y_1(t) = \left[-\frac{\alpha t}{\ln[1 - P(y \geq y_1, t)]} \right]^{1/\beta} \quad (46)$$

Fig. 22. Distribución de Gumbel tipo II.

14. CONCLUSIONES

La sismicidad de una región es un proceso estocástico de puntos que se puede estudiar suponiendo que se trata de un proceso de Poisson o recurriendo a la estadística de extremos.

Dada nuestra escasez de acelerogramas nos vemos obligados a acudir a regresiones estadísticas que nos relacionan los parámetros fundamentales de estos diagramas con los parámetros sísmicos que aparecen en los catálogos (Intensidad, Magnitud, distancia a la falla, etc.) y con el tipo de terreno en el emplazamiento.

Para la elaboración y depuración de estos catálogos tenemos que recurrir a los métodos de la Sismicidad Histórica.

El riesgo sísmico es la probabilidad de que en el tiempo t de vida supuesto para la estructura se supere algún parámetro del acelerograma de diseño relacionado con el daño (aceleración de pico, velocidad máxima, desplazamiento máximo o, preferiblemente, respuesta del modo fundamental de la estructura).

Hemos incluido en este discurso alguno de los estudios que hemos realizado, relacionados con el riesgo sísmico de Andalucía Occidental.

15. BIBLIOGRAFÍA

- ATC, 1978. «Tentative provisions for the development of seismic regulations for buildings». National Bureau of Standards Pub. 510, Washington.
- Ambraseys, N.N., y Hendron, A.J., 1970. «Comportamiento dinámico de los macizos rocosos». *Mecánica de Rocas en la Ingeniería Práctica*. Blume, Madrid, 193-222.
- Argüelles, A., 1982. «Método Probabilístico e Integrado de Estimación de las Acciones sísmicas. 1ª Parte: Determinación de los Parámetros». Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid.
- Bender, B., 1984a. «Incorporating acceleration variability into seismic hazard analysis». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74:4:1451-1462.
- Bender, B., 1984b. «A two-state Poisson model for seismic hazard estimation». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74:4:1463-1468.
- Bender, B., 1986. «Modeling source zone boundary uncertainty in seismic hazard analysis». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76:2:329-341.
- Bender, B., y Campbell, W., 1989. «A note on the selection of minimum magnitude for use in seismic hazard analysis». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79:1:199-204.
- Bolt, B.A., 1970. «Elastic waves in the vicinity of the earthquake source». *Earthquake Engineering*. Coordinador R.L. Wiegel. Prentice-Hall, N.J., 1-20.
- Carreño, E., Rueda, J., López Casado, C., Galán, J., y Peláez, J.A., 1991. «Spanish national strong motion network. Recording of the Huelva earthquake of 20 December, 1989». *Pageoph*, 136:4:395-404.
- Casteleiro, M., 1985. «Teoría de la Probabilidad». 'Geoestadística'. CEDEX, Madrid.
- Cornell, C. A., 1968. «Engineering seismic risk analysis». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58:5:1583-1606.
- Cornell, C. A., 1971. «Probabilistic analysis of damage to structures under seismic loads». 'Dynamic Waves in Civil Engineering'. Wiley-Interscience, Londres.
- D'Appolonia, 1974. «Preliminary seismo-tectonic evaluation of the proposed Tarifa nuclear power plant site». E. D'Appolonia Consulting Eng. Inc.
- Gardner, J.K., y Knopoff, L., 1974. «Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64:5:1363-1367.
- Gentil, P., 1989. «El Riesgo Sísmico de Sevilla». Servicio de Publicaciones, Universidad de Sevilla.
- Gumbel, E.J., 1958. «Statistics of Extremes». Columbia University Press, N.Y.
- Gutenberg, B., and Richter, C.F., 1944. «Frequency of earthquakes in California». *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34:185-188.
- Hao, X-D., Seo, K., y Samano, T., 1994. «Low damage anomaly of the 1976 Tangshan earthquake: an analysis based on the explosion ground motions». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84:4:1018-1027.
- Ishimoto, M., e Iida, K., 1939. «Observation sur les séismes enregistrés para le microsismographe construit dernièrement. (1)». *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 17:443-478.
- Jaramillo, A., 1983. «Método Probabilístico e Integrado de Estimación de las Acciones Sísmicas». Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla.
- Justo, J.L., 1974. «Cimentaciones y Obras de Tierra en Zonas Sísmicas». Fundación Juan March, Madrid.
- Justo, J.L., 1986. «Estudio de Sismicidad Histórica sobre terremotos que hayan podido afectar a la Finca el Cabril». Intecsa-D'Appolonia, Madrid.
- Justo, J.L. y Gentil, P., 1985. «Mapa de isosistas del terremoto de Málaga de 1680». *Rev. Geofísica*, 41:1:65-70.
- Justo, J.L. y Gentil, P., 1990. «El terremoto peninsular del 24 de agosto de 1356». *Ing. Civil*, 74:24-30.
- Justo, J.L., Lorente de No, R., y Arquelles, A., 1978. «A probabilistic estimate of ground motion». 6th Europ.Conf. Earthq. Eng., Dubrovnik, 1:167-174.
- Justo, J.L., Jaramillo, A., y García Barquín, R., 1990. «La influencia de las condiciones del terreno en el acelerograma de diseño y la respuesta de las estructuras». *Bol. Soc. Esp. Mec. Suelo*, 100:11-16.
- LNec, 1970. «Análise do acelerograma do sismo de 28/2/69 registrado no macrosismógrafo da ponte sobre o Tajo em Lisboa». Lisboa, Relatório, LNec 37/5/3750.
- Le Pichon, X., 1968. «Sea-floor spreading and continental drift». *J. Geophys. Res.*, 73:3661-3697.

- Lee, J.-M., 1980. «Applications of Risk Analysis in Earthquake-resistant Design». Ph. D. Thesis, Univ. Berkeley.
- Lomnitz, C., 1974. «Global Tectonics and Earthquake Risk». Elsevier, Amsterdam.
- Lomnitz-Adler, J., y Lomnitz, C., 1979. «A modified form of the Gutenberg-Richter Magnitude-frequency relation». Bull. Seism. Soc. Am., 69:4:1209-1214.
- Newmark, N.M., y Hall, W.J., 1982. «Earthquake Spectra and Design». Earthq. Eng. Res. Inst., Berkeley.
- Main, I.G., y Burton, P.W., 1984. «Information theory and the earthquake frequency-magnitude distribution». Bull. Seism. Soc. Am., 74:4:1409-1426.
- McGuire, R.K., and Barnhard, T.P., 1981. «Effects of temporal variations in seismicity on seismic hazard». Bull. Seism. Soc. Am., 71:1:321-334.
- Martín, A.J., 1984. «Riesgo Sísmico en la Península Ibérica». Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid.
- Martín, A.J., y Blázquez, R., 1985. «Definición de las acciones sísmicas en el cálculo sismorresistente. Problemas dinámicos». 'Geoestadística'. CEDEX, Madrid.
- Morgan, W.J., 1968. «Rises, trenches, great faults, and crustal blocks». J. Geophys. Res., 73:1959-1982.
- Seed, H.B., and Idriss, I.M., 1982. «Ground motions and soil liquefaction during earthquakes». 134pp. Earthq. Eng. Res. Inst., Cal.
- Trifunac, M.D., y Brady, A.G., 1975. «On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion». Bull. Seism. Soc. Am., 65:139.
- Wartnaby, J., 1957. «Seismology». Science Museum, Londres.
- Wegener, A., 1966. «The Origin of Continents and Oceans». Dover Pub. Inc., N.Y. Reprint of translation of 'Die Entstehung der Kontinente und Ozeane' (1924).
- Youngs, P.R., y Coppersmith, K.J., 1985. «Implications of fault slip rates and earthquake recurrence modelo to probabilistic seismic hazard estimates». Bull. Sism. Soc. Am., 74:4:939-964.

APENDICE 1

Obtención de los parámetros f , g y h de la ecuación 5.1.

Los parámetros f , g y h de la ecuación 5.1 se hallan para cada espectro con la condición de que los espectros de pseudoaceleración, pseudovelocidad o desplazamiento tengan un máximo para ω_{ra} , ω_{rv} y ω_{rd} respectivamente, es decir anulando las derivadas de las ecuaciones 5.1, 5.2 y 5.3 (fig. 4) para ω_{ra} , ω_{rv} y ω_{rd} .

$$\begin{Bmatrix} f \\ g \\ h \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} A_1 & B_1 & C_1 \\ A_2 & B_2 & C_2 \\ A_3 & B_3 & C_3 \end{bmatrix}^{-1} \begin{Bmatrix} D_1 \\ D_2 \\ D_3 \end{Bmatrix} \quad (\text{Ap. 1.1})$$

De forma abreviada sería:

$$\{f\} = [M] \{D\} \quad (\text{Ap. 1.1 bis})$$

siendo:

$$A_1 = -\omega_{ra}^2 \left[1 + H(\omega_{ra}, c) \left(1 - \frac{\omega_{ra}}{\omega_o} \right) \right] \quad (\text{Ap. 1.2})$$

$$B_1 = \frac{1}{2} \omega_{ra}^3 [1 + H(\omega_{ra}, c)(1 - 2 \frac{\omega_{ra}}{\omega_o})] \quad (\text{Ap. 1.3})$$

$$C_1 = \frac{3}{2} \omega_{ra} [1 + H(\omega_{ra}, c)(1 - \frac{2}{3} \frac{\omega_{ra}}{\omega_o})] \quad (\text{Ap. 1.4})$$

$$A_2 = \frac{\omega_{rv}^3}{\omega_o} H(\omega_{rv}, c) \quad (\text{Ap. 1.5})$$

$$B_2 = \frac{1}{2} \omega_{rv}^3 [1 + H(\omega_{rv}, c)(1 - 2 \frac{\omega_{rv}}{\omega_o})] \quad (\text{Ap. 1.6})$$

$$C_2 = \frac{1}{2} \omega_{rv}^3 [1 + H(\omega_{rv}, c)(1 - 2 \frac{\omega_{rv}}{\omega_o})] \quad (\text{Ap. 1.7})$$

$$A_3 = \omega_{rd} [1 + H(\omega_{rd}, c)(1 + \frac{\omega_{rd}}{\omega_o})] \quad (\text{Ap. 1.8})$$

$$B_3 = \frac{3}{2} \omega_{rd}^2 [1 + H(\omega_{rd}, c)(1 + \frac{2}{3} \frac{\omega_{rd}}{\omega_o})] \quad (\text{Ap. 1.9})$$

$$C_3 = \frac{1}{2} [1 + H(\omega_{rd}, c)(1 + 2 \frac{\omega_{rd}}{\omega_o})] \quad (\text{Ap. 1.10})$$

$$D_1 = G(\omega_{ra}, c)[2 + H(\omega_{ra}, c)[2 - \frac{\omega_{ra}}{\omega_o} G(\omega_{ra}, c)]] \quad (\text{Ap. 1.11})$$

$$D_2 = -G(\omega_{rv}, c)[[2 - G(\omega_{rv}, c)][1 + H(\omega_{rv}, c)] - H(\omega_{rv}, c) \frac{\omega_{rv}}{\omega_o}] \quad (\text{Ap. 1.12})$$

$$D_3 = \frac{-H(\omega_{rd}, c)G(\omega_{rd}, c)}{\omega_o} + \frac{[1 - G(\omega_{rd}, c)]}{\omega_{rd}} [G(\omega_{rd}, c) + H(\omega_{rd})] \quad (\text{Ap. 1.13})$$

siendo:

$$H(\omega, c) = c \cdot e^{-\frac{\omega}{\omega_o}} \quad (\text{Ap. 1.14})$$

F y G son las funciones especificadas en la figura 4.

$$f\omega^2 + g\omega^3 + h\omega = \{f\}^T \begin{Bmatrix} \omega^2 \\ \omega^3 \\ \omega \end{Bmatrix} \quad (\text{Ap. 1.15})$$

Llamando:

$$\{\Omega\} = \begin{Bmatrix} \omega^2 \\ \omega^3 \\ \omega \end{Bmatrix}$$

será:

$$f\omega^2 + g\omega^3 + h\omega = \{f\}^T \{\Omega\}$$

$$\text{PSV} = \frac{d_{\max} \omega}{\sqrt{G^2(\omega, c) + \{f\}^T \{\Omega\}}} \frac{1+H(\omega, c)}{1+c} \quad (\text{Ap. 1.16})$$

APÉNDICE 2

Espectro de respuesta prescindiendo de la frecuencia circular de resonancia de desplazamientos.

Anulamos la constante g, pues al tener una ecuación menos podemos eliminar una incógnita.

La ecuación 5.1 se convierte en:

$$\text{PSV} = \frac{d_{\max} \omega}{\sqrt{G^2(\omega, c) + f\omega^2 + h\omega}} \frac{1+c \cdot \exp(-\omega/\omega_0)}{1+c} \quad (\text{Ap. 2.1})$$

$$f = f[\omega_{ra}, \omega_{rv}, c, F(\omega_{ra}), F(\omega_{rv})] \quad (\text{Ap. 2.2})$$

$$h = h[\omega_{ra}, \omega_{rv}, c, F(\omega_{ra}), F(\omega_{rv})] \quad (\text{Ap. 2.3})$$

$$\text{PSV} = \frac{d_{\max} \omega}{\sqrt{G^2(\omega, c) + \{f\}^T \{\Omega\}}} \frac{1+H(\omega, c)}{1+c} \quad (\text{Ap. 2.4})$$

$$\{\Omega\} = \begin{Bmatrix} \omega^2 \\ \omega \end{Bmatrix} \quad (\text{Ap. 2.5})$$

$$\{f\} = \begin{Bmatrix} f \\ h \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} A_1 & C_1^{-1} & D_1 \\ A_2 & C_2 & D_2 \end{Bmatrix} \quad (\text{Ap. 2.6})$$

$$\{f\} = [M] \{D\} \quad (\text{Ap. 2.7})$$

$$A_1 = -\omega_{ra}^2 [1+H(\omega_{ra},c) (1 - \frac{\omega_{ra}}{\omega_o})] \quad (\text{Ap. 2.8})$$

$$C_1 = \frac{3}{2}\omega_{ra} [1+H(\omega_{ra},c) (1 - \frac{2}{3} \frac{\omega_{ra}}{\omega_o})] \quad (\text{Ap. 2.9})$$

$$A_2 = \frac{\omega_{rv}^3}{\omega_o} H(\omega_{rv},c) \quad (\text{Ap. 2.10})$$

$$C_2 = \frac{1}{2}\omega_{rv} [1+H(\omega_{rv},c) (1 - 2 \frac{\omega_{rv}}{\omega_o})] \quad (\text{Ap. 2.11})$$

$$D_1 = G(\omega_{ra},c)[2+H(\omega_{ra},c)][2 - \frac{\omega_{ra}}{\omega_o}G(\omega_{ra},c)] \quad (\text{Ap. 2.12})$$

$$D_2 = G(\omega_{rv},c)[[2-G(\omega_{rv},c)][1+H(\omega_{rv},c) - H(\omega_{rv},c)] \frac{\omega_{rv}}{\omega_o}] \quad (\text{Ap. 2.13})$$

APÉNDICE 3

Probabilidad de que se produzca en el intervalo dt un seismo de respuesta $\geq R_s$, para el período del primer modo de vibración de la estructura.

Sea ω_1 la frecuencia circular del primer modo de la estructura.

En aceleraciones tenemos (v. ecuaciones 5.2 y Ap. 1.16):

$$R_{sa} = PSA = \frac{d_{max} \cdot \omega_1^2}{\sqrt{G^2(\omega_1,c) + \{f\}^T\{\Omega(\omega_1)\}}} \frac{1+H(\omega_1,c)}{1+c} \quad (\text{Ap. 3.1})$$

$$\log R_{sa} = \log d_{max} + 2 \log \omega_1 + \log I(\omega_{ra}, \omega_{rv}, \omega_{rd}, c, \omega_1) \quad (\text{Ap. 3.2})$$

siendo:

$$I = \frac{1+H(\omega_1,c)}{\sqrt{G^2 + \{f\}^T\{\Omega\}(1+c)}} \quad (\text{Ap. 3.3})$$

Para cada registro, la función estocástica $\log I$ toma un valor. Restringimos nuestro estudio al tipo de terreno (v. tabla I) y razón de amortiguación de la estructura. Para el universo de los registros de nuestro tipo de terreno y grado de amortiguación de la estructura, $\log I$ es una variable aleatoria, independiente de $\log d_{max}$, cuya distribución suponemos normal, y cuya media y varianza hallamos a partir de un fichero de seismos.

Esperanza matemática de $\log R_{sa}$:

$$E(\log R_{sa}) = E(\log d_{\max}) + 2 \log \omega_1 + E(\log I) \quad (\text{Ap. 3.4})$$

Varianza de $\log R_{sa}$:

$$\text{Var}(\log R_{sa}) = \text{Var}(\log d_{\max}) + \text{Var}(\log I) \quad (\text{Ap. 3.5})$$

En un proceso de Poisson, la probabilidad de que en un intervalo dt se produzca un seísmo que tenga en nuestro emplazamiento un desplazamiento máximo $\geq d_i$ es λdt .

Ecuaciones semejantes a las 19 y 31, pero sustituyendo aceleración por desplazamiento nos dan la relación entre d_i y λ , que es la probabilidad por año (y no la probabilidad en un año), que se supone logarítmico normal, y de la cual sacaremos $E(\log d_{\max})$ y $\text{Var}(\log d_{\max})$.

Una vez conocidos la esperanza matemática y la varianza de $\log R_{sa}$ es inmediato hallar la probabilidad de que sea $R_{sa} \geq R_{sa1}$ mediante la ecuación:

$$P(R_{sa} \geq R_{sa1}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{u_1}^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2}} du \quad (\text{Ap. 3.6})$$

siendo:

$$u = \frac{\log R_{sa} - E(\log R_{sa})}{\sigma} \quad (\text{Ap. 3.7})$$

σ = desviación típica de los R_{sa} .

Si el estudio se realiza en velocidades o desplazamientos, la única diferencia es que en las ecuaciones Ap. 3.2 y Ap. 3.4, $2 \log \omega_1$ debe sustituirse por $\log \omega_1$ ó $-\log \omega_1$ respectivamente.

Si para hallar la función espectral se prescinde de la frecuencia circular de resonancia de desplazamientos, por las razones indicadas en el apartado 3, habría que anular g en la función I , y hallar f y h según el Apéndice nº 2.

APÉNDICE 4. DISTRIBUCIÓN DE GUMBEL TIPO I (v. fig. 21)

Supongamos una zona sismogénica definida por una distribución de la Magnitud según la ecuación 21.

Si $\alpha = 10^a$ es el número medio de terremotos por año de Magnitud ≥ 0 , entonces y , la máxima Magnitud anual, tendrá la distribución de la ecuación 34 (v. Cornell, 1968).

Si tenemos una muestra de n años consecutivos, los valores de y se ordenan por valores crecientes (fig. 21). Una estimación de $G(y_j)$ viene dada por la ecuación 35.

De la ecuación 34 obtenemos la 36.

Los parámetros α y β se obtienen hallando la recta de regresión de la ecuación 36.

La ecuación 34 nos da la probabilidad de que el máximo terremoto anual sea $\leq y$. La probabilidad de que esto suceda en t años indicada por la ecuación 38.

DISCURSO PRONUNCIADO POR EL ILMO. SR. D. MANUEL ZAMORA CARRANZA

*Académico Numerario,
en contestación al leído por el
Ilmo. Sr. D. JOSÉ LUIS DE JUSTO ALPAÑÉS,
en el Acto de su recepción como Académico Numerario
celebrado el día 13 de Febrero de 1996*

Excmo. Sr. Presidente de la Real Academia Sevillana de Ciencias.
Dignísimas representaciones.
Excmos. e Ilmos. Sres. Académicos.
Señoras y Señores.

Quiero que mis primeras palabras sean de reconocimiento al Excmo. Sr. Presidente de esta Real Academia Sevillana de Ciencias por haberme confiado el noble encargo de responder al fundamentado discurso de ingreso del Profesor Don José Luis de Justo Alpañés. Ello me permite, según la tradición de estos solemnes actos, proceder a la grata labor de glosar la labor científica del Profesor de Justo, la cual merece mi más alta consideración. Pero en este caso, además, me ofrece la oportunidad de expresarle la ilusionada confianza que nuestra Corporación ha depositado en los miembros de las nuevas Secciones, de los que espera que contribuyan decisivamente a extender las actividades de la Academia a todos los campos que corresponden. En esta respuesta que intento hacer breve y objetiva, espero mantener el elevado nivel científico que ha establecido el nuevo académico y, como él, contar con la benevolencia de tan distinguido auditorio para salvar la distancia que separa nuestras especialidades científicas.

El día cinco de Diciembre de mil ochocientos noventa y siete, D. Santiago Ramón y Cajal leyó su discurso de ingreso en la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales donde, entre otras muchas cosas, expuso lo siguiente:

Representando la Ciencia y la Filosofía las categorías más elevadas de la actividad mental y los dinamómetros de la energía espiritual de los hombres, compréndese bien el noble orgullo con que las naciones civilizadas ostentan sus filósofos, sus matemáticos, sus físicos y naturalistas, sus inventores, todos cuantos, en fin, supieron enaltecer el nombre sagrado de la patria.

Fuerza es confesar que los españoles tenemos mayor necesidad de cultivar dicha pasión a causa del desdén con que, por motivos que no hacen al caso, hemos mirado durante siglos cuanto se refiere a la investigación científica y a sus fecundas aplicaciones a la vida.

Quien haya seguido la evolución y el comportamiento de los científicos sevillanos en los últimos decenios habrá comprobado que el desdén que nos reprochaba D. Santiago se ha convertido para muchos en un compromiso de vida y que el dinamómetro que mide la energía espiritual de gran parte de ellos está tenso, patrióticamente tenso como le gustaba decir a nuestro premio Nobel. Pues bien, hoy tenemos una nueva prueba de cómo ha cambiado nuestra actitud ante la Ciencia en el último siglo, puesto que acogemos en el seno de esta Real Academia Sevillana de Ciencias el conocimiento, la laboriosidad, el bien hacer y el criterio, siempre sabio y prudente, del Profesor D. José Luis de Justo Alpañés, leal compañero de Cátedra y entrañable amigo. Vaya, pues, por delante mi más efusiva felicitación al nuevo académico, con cuya inestimable ayuda podremos contar a partir de hoy.

Por las ideas expresadas antes, no quiero que esta felicitación se reduzca a una expresión sincera de estima personal ni a un elogio profesional perfectamente justificado, sino que constituya un canto a nuestro despertar científico de manos de nobles maestros que, a veces, han quedado olvidados en la vorágine del desarrollismo. Y en justa correspondencia a la excelsa labor que llevaron a cabo, deberemos acudir a todos los recursos posibles para salvar nuestras Instituciones de la mediocridad, de la uniformidad y de la manipulación a que se ven, sometidas, a veces, y, para ello, habremos de fecundar la memoria y recuperar aquella entereza que en la juventud nos llevó a dedicarnos al campo, entonces distante y extraño, del estudio y de la investigación científica. Con este fin, pasemos una fugaz mirada por el historial profesional del nuevo académico.

El Profesor D. José Luis de Justo Alpañés se formó científicamente en la Universidad Politécnica de Madrid y en el «Imperial College» de Londres y desde 1971 es el Director del Departamento de Mecánica de los Medios Continuos, Teoría de Estructuras e Ingeniería del Terreno de la Escuela Técnica Superior de Arquitectura de la Universidad de Sevilla. Su labor se ha extendido por tres campos bien definidos:

El primero es el pedagógico, al que ha dedicado gran parte de su actividad a lo largo de los veinticinco años que cumple ahora ocupando su Cátedra. Resultado de esta labor es la publicación de siete libros y la dirección de siete tesis doctorales.

El segundo corresponde a la investigación científica que constituye, con toda seguridad, el tema central de su vida profesional. Cuenta con cuarenta y seis artículos de revistas científicas, veintisiete capítulos en libros avanzados, la participación en veinticuatro congresos en los que impartió ocho conferencias y la dirección de once proyectos de investigación subvencionados. Durante cuatro años fue Vicerrector de Investigación de la Universidad de Sevilla en los que potenció su infraestructura investigadora, con especial atención al entonces naciente Centro de Cálculo.

El tercero y último de sus campos de actividad es la profesional, como asesor de grandes obras de ingeniería. En su haber cuenta con la redacción de cuarenta y cinco informes técnicos sobre otras tantas obras de gran envergadura. Forma parte de las juntas directivas de la Sociedad Española de la Arcilla y de la Asociación Española de Ingeniería Sísmica, y es miembro de Aenor y de las sociedades sismológicas americana y neozelandesa.

Pero esta descripción cuantitativa de la labor del profesor de Justo Alpañés resultaría fría y estática si no le añadimos su dimensión humana; pues siempre fue curioso, interesado y comprometido con el mundo que le rodeó y con los acontecimientos que le tocó vivir. Apasionado por otras actividades ajenas al mundo científico, en particular por el deporte, por la música y por la danza, permítanme que me detenga especialmente en un aspecto que considero clarificador de su manera de ser y que muestra su actitud ante la adversidad.

En el lento y penoso proceso estatutario de la Universidad de Sevilla, el Profesor de Justo, junto a un grupo de compañeros de Cátedra, intentó frenar el impulso que la nueva Ley de Reforma Universitaria imprimió a ese terrible péndulo que parece gobernar inexorablemente la historia española y que nos lleva alternativamente de un extremo al opuesto, presentándonos ante el resto del mundo como personas ásperas e intransigentes. En todo ese proceso estatutario, el Doctor de Justo reflexionó sobre la situación planteada y sobre sus consecuencias, negoció acercamientos de posturas muy alejadas, escribió razonados artículos periodísticos y, junto con sus compañeros, estuvo a punto de conseguir un equilibrio razonable para nuestra «Alma Mater», en el que se conjugaba la ciencia, el mérito, la libertad y la calidad de la enseñanza y la transcendencia de la investigación, con las necesidades sociales del entorno. Pero la pusilanimidad, las ambiciones personales y la cerrazón dieron al traste con un intento que fue émulo de aquel otro que protagonizó Olavide. A pesar de todo lo cual, el Profesor de Justo sigue hoy tratando de mejorar nuestra primera Institución académica desde el Consejo Social y desde la Junta de Gobierno a las que pertenece, e intenta hacerlo con la constancia y la generosidad que le caracterizan.

Pasemos ahora a la disertación con que nos ha ilustrado nuestro nuevo compañero en las labores de esta Academia. La brillante exposición acerca del riesgo sísmico que nos ha ofrecido el profesor D. José Luis de Justo Alpañés está basada, en gran medida, en sus propias contribuciones a tan importante problema y, aunque no es mi intención parafrasear ni criticar el puntilloso trabajo del recipiendario, he de reconocer que su contenido me ha resultado especial y variadamente sugerente, por lo que no me resisto a desarrollar, al menos, un par de las insinuaciones contenidas en su discurso. La primera se refiere a las actitudes sociales que un gran terremoto puede provocar en nuestra ciudad y, la segunda, a la visión que un físico tiene en la actualidad de un seísmo.

Como el propio conferenciante ha puesto de manifiesto, el origen más frecuente e importante de los movimientos sísmicos se encuentra recogido en la *tectónica de placas*. Según esa teoría, la corteza terrestre está formada por grandes fragmentos sólidos y semirígidos, que se denominan placas y que interaccionan mecánicamente

entre sí a través del contacto de sus bordes, de forma que el origen de los terremotos se encuentra en las fracturas que sufren los irregulares contornos estas placas. Así, dentro del mundo habitado, las zonas de mayor actividad sísmica son dos: La primera se encuentra en los bordes de la placa del Océano Pacífico, es decir, se extiende por toda la costa occidental de América, las islas Aleutianas y la cadena de islas volcánicas que jalonan el límite oriental de Asia, hasta las islas Filipinas. La segunda corresponde al borde sur de la placa eurasiática, que se extiende desde el estrecho de Gibraltar hasta más allá de la cordillera del Himalaya, donde se abre hacia Mongolia y hacia Malasia.

Los fenómenos sísmicos contienen una doble aleatoriedad, la espacial y la temporal, ya que su presencia se detecta en un lugar y en un momento dados. Es por ello, por lo que, generalmente, la atención del estudio se centra en una sola región geográfica, con lo que el riesgo sísmico local resulta ser función exclusiva del tiempo. Por ello, el conocimiento de la evolución histórica de los procesos sísmicos de un lugar supone la base de cualquier análisis objetivo del riesgo sísmico que soporta esa zona. El profesor de Justo se ha interesado vivamente por la historia sísmica de nuestra ciudad que, al estar situada en la frontera de las placas eurasiática y africana tiene una prolongada tradición de terremotos. Ello nos va permitir, como referencia, estudiar el impacto humano que tuvo en Sevilla el llamado terremoto de Lisboa, que recibe ese nombre tanto por la proximidad del epicentro, como por haber destruido la hermosa capital de Portugal, produciendo cerca de cuarenta mil víctimas. Este terrible terremoto se originó a las diez de la mañana del día uno de Noviembre, día de Todos los Santos, de mil setecientos cincuenta y cinco y de él se posee una extensa documentación de la que extraigo, por su expresividad, el relato del canónigo Dr. D. Francisco Joseph de Olazaval y Olayzola que, en 1.756, escribió:

A la hora expuesta, se empezó à sentir lentamente, percibiendose ruido de la parte de el Poniente; y se fuè graduando, hasta que los vayvenes de el templo, induxeron confusiòn, y espanto. Se estaban entonando los Kyries de la Missa, con la ruidosa harmonía de las Vozes, suspendieron todos los Acentos, sobstituyendo en su lugar desmayadas voces que articulaban: Misericordia: Piedad: Confesión. Unos quedaban pasmados, sin acción. Otros caían, ò sorprendidos del assombro, ò porque la Tierra les faltaba con su violenta inquietud. Salieron del templo muchos, atropellandose en las Puertas, por querer algunos refugiarse en los quicios; causa, por que en el tropèl pereciò un Pàrvulo.

En la Iglesia sonaba estruendo tan terrible, que remedaba el de Cañones de batir; y consistiò, en que se desplomò sobre las Bobedas del Crucero, el Barabdaje de Piedra, que adornaba su exterior, y cuatro elevados Pyramides. Otros cayeron sobre los Arcos de las demàs Naves, ocasionandose, sin duda de esto, que el interior de el Templo lo ocupasse una densa Niebla, cayendo varios fragmentos de Piedras à el Pavimento, y un Lazo, ò Flor, de las que adornan lo interior de el Crucero. No ocurriò mas desgracia que la expuesta, y la de otro Pàrvulo, en quien hizo igual estrago, en Gradas, un Ladrillo, que arrojó la Pared de alguna Casa.

Más adelante, nuestro autor establece la duración del seísmo *que no debe disminuir de ocho à diez minutos*, valoración exagerada debida posiblemente a que se midió con el péndulo trémulo del temor, y nos informa de los actos con que se dieron gracias por no haber ocurrido mayores desgracias que las acaecidas. Por ello, se dispuso que *se erigiesse un Altar Portatil, cerca de las Cadenas de la Casa de la Lonja, fuera de ellas, à el medio de el Testero de la Plaza*, altar que fue más tarde sustituido por otro definitivo de piedra y que constituye hoy el recatado monumento que da nombre a la plaza existente entre el Alcázar y la Catedral. Para finalizar, el canónigo añade: *tomò el Señor Chantre Capa Pluvial, entonò el Te Deum, y se dispuso Procesion en dicha Plaza, à que concurrió el Pueblo, que allí estaba con lagrymas y voces, siendo ternissimo el Acto*. Con lo que queda recogido el profundo sentido monumental y procesional que existía en la Sevilla de entonces y que continua todavía vivo y pujante entre nosotros.

Si la primera sugerencia que me produjo el discurso del Profesor de Justo fue esencialmente social e histórica, no sucede lo mismo con la segunda. Al enfrentarme a ella he sentido con fuerza esa extraña sensación, tan frecuente en la ciencia, de tener por próximo y familiar un determinado tema que, en principio, debería estar situado muy lejos de la materia que se practica y ser extraño a ella. Pero los mecanismos racionales y las técnicas matemáticas de que disponemos son tan limitados que, sin pretenderlo, terminamos confluyendo tanto en los tratamientos como en las interpretaciones. Pues bien, dejando al margen las técnicas de medida y los tratamientos fisico-matemáticos que ha empleado el doctor de Justo en sus estudios, me resultó especialmente sugestiva la primera de sus conclusiones:

La sismicidad de una región es un proceso estocástico...

A partir de la cual voy a tratar de hilvanar algunas ideas utilizando dos de los grandes procedimientos del pensamiento científico: La extrapolación y la analogía. De manera que mis afirmaciones sólo deben aceptarse como comentarios voluntariosos al documentado esfuerzo del doctor de Justo.

En general, se define un proceso estocástico como aquel proceso temporal que se desarrolla en el mundo real y que está gobernado, al menos parcialmente, por un mecanismo aleatorio. La descripción matemática de tal proceso requiere conocer la secuencia temporal de las magnitudes representativas que, en el caso de un seísmo, son las lecturas de las aceleraciones o de los desplazamientos que se producen, junto con la probabilidad de que aparezca una secuencia concreta de valores. Pero desde un punto de vista puramente físico, la visión que se obtiene de la sismicidad local –tanto por la apariencia de sus diagramas de aceleración, de velocidad y de desplazamiento, como por la consideración de proceso estocástico que merece a los especialistas– es que los terremotos no son más que fluctuaciones de las capas corticales de nuestro planeta. De manera que la sismicidad local puede considerarse un ejemplo especialmente brillante de lo que llamaremos una fluctuación mecánica y que a continuación trataremos de aclarar.

En 1827, el escocés Robert Brown, a la sazón director del departamento de botánica del Museo británico, descubrió el efecto que lleva su nombre: *El movimiento*

browniano. Cuando se contempla bajo el microscopio una suspensión de partículas de polen cuyos diámetros son inferiores a una micra, se aprecia que las partículas sufren continuamente movimientos violentos y desordenados. A pesar de la detallada descripción experimental que hizo Brown del fenómeno, éste no tuvo una explicación teórica coherente hasta el año 1905, en que Albert Einstein, desarrollando algunas ideas de Boltzmann, introdujo en la física el concepto de fluctuación, es decir, *la posibilidad de que un sistema termodinámico en equilibrio experimente desviaciones espontáneas del mismo*.

Las desviaciones consideradas por Einstein son siempre locales y transitorias y le confiere al equilibrio una dinámica interna que no quedaba recogida en la ley general de evolución, o sea, el segundo principio de la termodinámica. Esa dinámica local de las fluctuaciones, que se desarrolla incansablemente, sin decaimiento y sin dirección temporal, se contrapone a la evolución global de los sistemas físicos, siempre sometidos a disipaciones y con una fuerte tendencia a alcanzar el equilibrio. Conjuguar esos dos comportamientos tan distintos, que se producen simultáneamente en escalas diferentes de un mismo sistema, es uno de los retos pendientes de la física actual.

Además, las fluctuaciones constituyen el mecanismo intrínseco de que disponen los sistemas físicos para ensayar nuevas situaciones, que pueden llegar a ser más estables que las que ocupan en ese momento. Esto se aprecia con toda claridad en las proximidades de las transiciones de fase. A una temperatura inferior a la de ebullición, el líquido es la estructura estable, aunque pueda surgir una burbuja de vapor como una fluctuación circunstancial. Pero superada la temperatura de ebullición, la situación se invierte y la forma líquida, que antes era la estable, ahora se convierte en una fluctuación estructural y la configuración gaseosa, que fue la fluctuación primitiva, se extiende por todo el sistema, constituyendo la forma estable del mismo. Resulta así que el concepto de fluctuación es uno de los más ricos que ha generado la física de nuestro siglo, sin que se haya extraído aún todo el potencial conceptual que encierra. Pues situándose a caballo entre el mundo global o macroscópico y el mundo local o microscópico, puede llegar a convertirse en el puente que nos ayude a descubrir las intrincadas relaciones que ligan ambas descripciones.

Pues bien, desde la perspectiva de un físico, los terremotos corresponden a las fluctuaciones, básicamente mecánicas, que sufre nuestra corteza terrestre. Así, las placas tectónicas se encajan y se fuerzan entre sí, dando como resultado una situación de equilibrio mecánico estable. Sin embargo, local y circunstancialmente pueden producirse descompensaciones de fuerzas que, de acuerdo con las leyes de Newton, dan lugar a aceleraciones localizadas, las cuales producen choques y vibraciones mecánicas que se propagan hasta alcanzar la superficie de la Tierra. Desde el punto de vista científico, la descripción de los terremotos se nos presenta con unas limitaciones que resultan insalvables para el experimentador. Así, no se puede penetrar hasta su núcleo y comprobar los fenómenos concretos que los han generado. Sólo la vibración superficial nos permite realizar medidas, aun a sabiendas de que las oscilaciones que nos llegan están fuertemente influidas por los materiales en que se

propagan, que varían de una zona a otra. En fin, la sismología experimental se encuentra fuertemente limitada por las condiciones de nuestro globo y, aún más, por nuestro escaso conocimiento de las propiedades de los materiales en las condiciones extremas de presión en que se encuentran en la corteza terrestre.

Resulta, por tanto, que nada nuevo parece aportar aquí la incorporación de las fluctuaciones a la contemplación de los terremotos, sólo una visión de los mismos dentro de un entramado conceptual más ambicioso. Sin embargo, si continuamos analizando las consecuencias teóricas que se han obtenido del análisis de las fluctuaciones, llegaremos a encontrar nuevas perspectivas para el estudio de los fenómenos sísmicos. En efecto, en 1951, Herbert B. Callen y Theodore A. Welton formularon el llamado *teorema de fluctuación-disipación* con el que se aproximaron rigurosamente a las causas microscópicas de los procesos macroscópicos e incorporaron nuevas e importantes propiedades a la dinámica interna de los sistemas termodinámicos.

En su trabajo, Callen y Weston siguieron la línea mantenida por el teorema ergódico y el teorema del límite central para relacionar los efectos individuales de los elementos constitutivos de un sistema con el comportamiento global del sistema formado por un gran número de elementos. En efecto, podemos enunciar el teorema de una manera muy sencilla diciendo *el origen íntimo o microscópico de los fenómenos macroscópicos semejantes es único y siempre el mismo*. Es decir, que de manera muy directa podemos asegurar los siguientes hechos: El equilibrio de un sistema macroscópico se sustenta en las mismas causas microscópicas que provocan las disipaciones energéticas irreversibles que acompañan su tendencia al equilibrio. Además, esas mismas causas son las responsables de producir tanto la desviación espontánea que llamamos fluctuación, como de provocar su regresión posterior hasta el equilibrio. Esa multiplicidad de efectos debidos a una misma causa y la dificultad de conocer ésta en detalle, permite eliminar su forma concreta, y aceptar para sus efectos una secuencia aleatoria, lo que nos lleva a considerar los efectos macroscópicos resultantes como procesos estocásticos, sin que se produzcan alteraciones ni mermas en la generalidad del tratamiento.

Los procesos sísmicos que tratamos al ser considerados como fluctuaciones mecánicas permiten ejemplarizar el teorema de fluctuación-disipación de una manera muy sencilla. Hemos dicho que las acciones entre las placas tectónicas son básicamente sus fuerzas de contacto y, naturalmente, las fuerzas derivadas de la gravitación. Pues bien, en el equilibrio estas fuerzas aparecen como compensadas y estables, limitándose a producir deformaciones en los materiales. Circunstancialmente, sin embargo, alguna de esas fuerzas puede superar el límite de ruptura de las piezas que la soportan, en cuyo caso se inicia una fluctuación o un sismo, el cual decae justamente por las mismas fuerzas que, ante las aceleraciones producidas, se comportan ahora como fuerzas de rozamiento o de frenado, hasta que se alcanza otro estado de equilibrio regido, de nuevo, por la anulación de todas las fuerzas presentes. La causa única de todos los procesos macroscópicos entre las placas resulta ser la fuerza de contacto entre ellas.

Todo esto significa que la búsqueda de la señal vibratoria máxima que debe aplicarse al cálculo de una estructura arquitectónica para que supere el riesgo sísmico de la zona, requiere el mismo tipo de estudio que se realiza para establecer la dinámica de las capas tectónicas de la región. Y ello es así, porque el teorema de fluctuación-disipación nos asegura que el sismo, la recuperación del mismo y el estado de equilibrio final obedecen a la misma causa. De esta manera resulta aleccionador que los métodos y los objetivos puramente científicos, o sea, ligados al conocimiento puro y gratuito, coincidan en el fondo y en la forma con la aplicabilidad y el interés. Todo lo cual me facilita el concluir estas palabras justificando objetivamente la idea final expuesta brillantemente por el beneficiario, esto es, que la separación entre la ciencia y la técnica pertenece, –de acuerdo con Augusto Comté– a la etapa metafísica del conocimiento; pues en su etapa final y más elevada, la etapa positiva, ambas se mezclan y se confunden, sin que se puedan delimitar sus campos por la débil frontera que implica el dudoso significado de la palabra utilidad u otra equivalente.

Mucho me temo que, arrastrado por el sugerente discurso del nuevo compañero, he alcanzado con mis comentarios el límite temporal que separa la atención cortés del sufrimiento académico; de modo que, agradeciendo a tan amable auditorio el ánimo afable con que me ha escuchado, sólo me resta reiterar las felicitaciones al doctor de Justo Alpañés y darle la más calurosa bienvenida.

He dicho.