

SISMICIDAD INDUCIDA POR EMBALSES

- Una aproximación al Estado del Conocimiento –



Marzo-Abril de 2005

Miguel Herraiz Sarachaga
Doctor en Ciencias Físicas

1.Consideraciones generales

Se entiende por sismicidad inducida por embalses la distribución espacial y temporal de fenómenos sísmicos cuyo origen puede vincularse a la construcción, puesta en carga y actividad de un embalse. Es un caso concreto de la sismicidad de origen antropogénico que también puede presentarse en el laboreo de minas, la extracción de petróleo o gas y la inyección de fluidos a elevada presión. La sismicidad inducida por embalses comparte con estos fenómenos algunas de sus características pero el mecanismo que la genera es más complicado debido en parte a las mayores dimensiones físicas implicadas en el proceso (Gupta y Chadha, 1995).

La sismicidad inducida por embalses se observó por primera vez en la década de 1930 en los embalses de Maratón (Grecia), Oued Fodda (Argelia) y Hoover (Colorado, Estados Unidos). Esta última presa fue objeto de lo que muchos autores consideran el primer estudio específico sobre el tema, realizado por Carder en 1945. La importancia del problema quedó demostrada el 10 de Diciembre de 1967 cuando tuvo lugar un terremoto de magnitud aproximada a 6.5 en las proximidades de la presa de Koyna (India) (Gupta et al., 1969).

La aparición de sismicidad vinculada con las presas ha sido observada en numerosos embalses localizados en zonas sísmicas y asísmicas y con regímenes tectónicos diferentes. Además del caso ya citado de Koyna, al menos en otras cuatro ocasiones (Xinfengjiang, China, 1962; Kariba, Zambia, 1963; Kremasta, Grecia, 1966; y Oroville, California, 1975) el terremoto principal generado alcanzó una magnitud superior a 6 y fue localmente destructor. Otros casos de particular importancia, que ya son clásicos en la literatura especializada, son las presas de Nurek (Tadjikistán), Aswan, (Egipto) y Monticello (South Carolina, Estados Unidos). Información básica sobre ellos puede encontrarse en Keith et al., (1982), Kebeasy et al., (1987), Rajendran y Talwani, (1992), respectivamente. En concreto, en California se ha detectado el problema en, al menos, 4 embalses (Allen, 1982) y en China en 19 (Chen y Talwani, 1998). Una valiosa revisión de los conocimientos sobre la sismicidad inducida por embalses hasta 1985, puede encontrarse en el trabajo de Gupta publicado en esa fecha. Más tarde, y basándose en más de 100 casos, Guha y Patil (1990) clasificaron la sismicidad inducida en tres categorías: Intensa (Magnitud superior a 6); Moderada-Débil (Magnitud entre 3.1 y 5.9) y Sismicidad de Microterremotos (Magnitud inferior a 3). En los últimos años se está prestando particular atención a los posibles efectos de sismicidad inducida en algunas presas gigantescas en proceso de construcción o puesta en carga como, por ejemplo, la de Las Tres Gargantas y la de Xiaolangdi en China. La primera regulará el río Yangtze y tendrá una altura de 175 m y un volumen de 39.3 km³. La segunda se sitúa sobre el río Amarillo, tendrá la misma altura, y el volumen de agua embalsada será 12.65 km³ (Chen y Talwani, 1998).

La sismicidad inducida por embalses no es un fenómeno muy frecuente. Los embalses más propicios a generarlo se caracterizan por tener una elevada altura de la columna de agua (más de 100 m) y un gran volumen (más de 1 km³) pero, aproximadamente, sólo en el 27% de los que cumplen ambas condiciones se ha detectado el problema. Sin embargo es importante señalar que el fenómeno se presenta también en embalses más pequeños (como el de Monticello) o poco profundos (como el de Aswan), y

que en cada caso tiene características peculiares que dificultan la deducción de conclusiones muy generales.

En España la Sismicidad Inducida por Embalses ha sido analizada con detalle en pocos casos (presas de Camarillas, Canelles-Santa Ana, El Grado, Almendra y Tous) destacando los trabajos de García Yagüe (1973), López Arroyo y Pérez Sáiz (1975), Buforn y Udías (1982), Lindo y Herraiz, (1995a,b, 1996); Herraiz y Lindo, (1996), Torcal et al., (2005). Existen también estudios realizados por Consultorías para algunas presas concretas que no han sido publicados. El tema merece una mayor atención ya que en la actualidad existen en el país cerca de 1200 embalses de los que unos 30 tienen una altura superior a 100 m. Es interesante resaltar que 3 de los 29 casos de supuesta sismicidad inducida elegidos por Baecher y Keeney (1982) para su estudio estadístico del fenómeno, corresponden a embalses españoles (Almendra, Canelles y La Cohilla).

2. Tipos de Sismicidad Inducida por Embalses

Aunque, como ya se ha indicado, cada caso presenta características peculiares, en la actualidad se suele distinguir dos tipos de sismicidad inducida por embalses: **de respuesta rápida** y **de respuesta demorada** (Simpson et al., 1988). La primera se caracteriza porque la sismicidad se inicia casi inmediatamente después del primer llenado del embalse, se localiza muy próxima al mismo y es de pequeña magnitud y muy superficial ($h \leq 10$ km). El tiempo de retraso entre el llenado y la aparición de fenómenos sísmicos es muy variable pudiendo alcanzar varios meses. Las series sísmicas asociadas a las presas de Kremasta, Monticello, Kariba y Nurek son ejemplos de este tipo de sismicidad inducida.

Por el contrario, la sismicidad de respuesta demorada no se presenta hasta después de que hayan ocurrido varios ciclos de llenado. En este caso los sismos son más profundos (la profundidad hipocentral puede alcanzar los 30 km), y sus epicentros no se localizan necesariamente cerca del embalse. Las magnitudes alcanzadas son mayores. Además del caso de Koyna, se puede citar como ejemplos de este tipo de sismicidad las presas de Oroville y Aswan en las que el sismo más importante tuvo lugar 8 y 15 años después del primer llenado, respectivamente (Figura 1). Es importante subrayar que no existe unanimidad en considerar inducida la sismicidad asociada a la presa de Oroville.

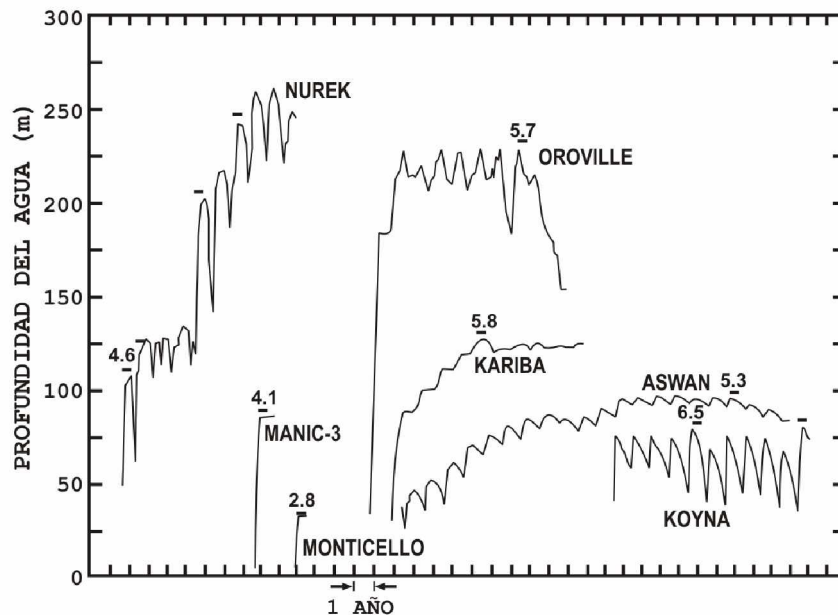


Figura 1. Niveles de agua y sismicidad en diferentes embalses con sismicidad inducida. Las alturas de agua están referidas a la base de la presa para que los datos sean comparables. Los números indican la magnitud del evento más importante y las barras señalan incrementos de sismicidad. (Adaptado de Simpson, 1986)

En ocasiones la sismicidad inducida en un embalse presenta una mezcla de ambos tipos, es decir, puede existir inicialmente una sismicidad de respuesta rápida que, pasado el tiempo, se vea sustituida por otra demorada. La presa de Xinfengjiang es un ejemplo muy representativo de esta sismicidad mixta.

3. Origen de la Sismicidad Inducida por Embalses

En 1988, Roeloffs señaló que la sismicidad inducida dependía entre otros factores de las dimensiones del embalse, las propiedades hidrológicas, y la frecuencia de las fluctuaciones del nivel del agua, y que los efectos del ciclo anual podían extenderse a varios kilómetros de la presa. Actualmente se acepta, de manera muy general, la existencia de dos diferentes procesos físicos responsables de la sismicidad inducida por embalses: el **efecto de carga** de la columna de agua (Gough, 1969; Rajendran y Talwani, 1992) y el **incremento de la presión de poros** (Talwani y Acree, 1985).

El primero consiste en el aumento de la presión sobre el fondo del embalse originado por el peso de la columna de agua, que produce la modificación del estado de esfuerzos elásticos en la zona. La importancia de este efecto dependerá de la altura de la columna, de las características del fondo sobre el que se asienta la zona inundada, y de la distribución de tensiones en el medio previa al comienzo de la influencia del embalse.

Por su parte, el incremento de la presión de poros se debe al aumento de su contenido de agua causado por un aporte de la misma. Este aporte se origina por una variación en las condiciones hidrológicas de la zona provocada por el embalse.

El efecto de carga parece estar vinculado con la sismicidad inducida de respuesta rápida, mientras que el incremento en la presión de poros juega un papel predominante en la sismicidad demorada. La aparición de sismicidad inducida es el resultado de la acción de uno o ambos procesos, a los que, como ya se ha dicho, hay que añadir el régimen de esfuerzos existente en la zona con anterioridad al llenado del embalse. Este último factor es decisivo y explica que el fenómeno se presente únicamente en algunos casos.

Las afirmaciones anteriores pueden entenderse mejor recordando que la ecuación que rige la relación entre el esfuerzo de cizalla necesario para producir el deslizamiento de una falla, τ , la cohesión, τ_0 , el coeficiente de fricción, μ , el esfuerzo normal sobre la misma, σ_n , y la presión de poros, p , es:

$$\tau = \tau_0 + \mu(\sigma_n - p) \quad (1)$$

La ruptura de la falla puede producirse, por tanto, por un incremento en el esfuerzo de cizalla τ actuante que origine la superación de su capacidad de respuesta, bien por una disminución en esta capacidad causada por una disminución de la cohesión, del coeficiente de fricción o del esfuerzo normal, o bien por un aumento en la presión de poros. El peso del embalse puede afectar a los esfuerzos normal y tangencial generando efectos temporalmente próximos a la variación de la columna de agua. Inicialmente el incremento del esfuerzo normal se puede manifestar en un aumento de la estabilidad debajo de la parte más profunda del embalse y por tanto en la ausencia de sismicidad en esa zona. Este fenómeno ha sido observado en numerosos casos de sismicidad inducida.

A su vez, la presión de poros aumenta, bien instantáneamente debido a la compactación del volumen de poros producida por la carga del embalse (Bell y Nur, 1978; Roeloffs, 1988), o bien con retraso por efecto de la difusión del agua desde el embalse hasta las zonas de falla a través de zonas permeables que lo atraviesen. El valor de la difusividad observada en el proceso es notablemente alto, del orden de $1.25 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$. Este proceso de difusión explica el importante papel de las condiciones hidrogeológicas en la zona en la que puede generarse la sismicidad inducida.

Respecto de la influencia de la columna de agua conviene recordar que una altura de 100 m produce un incremento de presión en su base de 1 MPa y que, en un medio elástico, sólo una pequeña parte de este incremento se propaga a la profundidad hipocentral. La atenuación puede reducir el valor inicial hasta 0.1 MPa, magnitud que aunque muy pequeña (basta recordar que la presión de un neumático de automóvil es del orden de 3 bares, es decir, 0.3 MPa) puede ser suficiente para producir un terremoto si el estado de esfuerzos en la zona es próximo al de ruptura. Ello pone de relieve el papel decisivo de las condiciones tectónicas y de las fallas existentes en el área.

También conviene recordar que la existencia de inhomogeneidades estructurales o litológicas en el área puede generar amplificación de los esfuerzos que se transmiten a la zona hipocentral. Ejemplos de estos mecanismos de amplificación pueden ser la presencia de fallas con el plano de fractura orientado a favor de la penetración del agua y la proximidad de los extremos de fallas activas. De hecho, el efecto neto sobre las fallas de la zona depende estrechamente de la orientación de los esfuerzos existentes antes del inicio de la influencia antropogénica y de la geometría del conjunto embalse/sistema de fallas, en particular de la localización e inclinación de las fallas respecto al embalse. Diversos autores (Snow, 1972; Simpson, 1976; Gupta y Rastogi, 1976; Bell y Nur, 1978) muestran que la carga y la presión de poros tienden a disminuir la estabilidad en el caso de fallas normales (esfuerzo compresivo máximo vertical) mientras la aumentan en las regiones de fallamiento inverso (esfuerzo compresivo máximo horizontal).

La litología de la zona juega también un papel importante en el proceso de generación de sismicidad inducida. La presencia de rocas masivas frágiles como el granito, o la existencia de karst y fisuras producidas por rocas carbonatadas, puede favorecer la aparición de sismicidad inducida, como sucedió en el caso de Danjiangkou, China, (Chen y Talwani, 1998). Los terrenos graníticos facilitan la difusión de la presión de poros, y la disolución de las rocas carbonatadas produce una disminución de la cohesión y, a veces, del coeficiente de fricción. Todo ello genera una disminución de la resistencia de las rocas según lo establecido por la ecuación (1). En esta misma línea, se considera que la sismicidad inducida en el embalse de Oued-Fodda pudo deberse al hinchamiento de los núcleos de anhidrita situados bajo el anticlinal del embalse producido por la filtración de agua (Bozovic, 1974). Igualmente, la inundación de la arenisca de la formación Nubia situada bajo el embalse de Aswan puede haber creado una carga efectiva de mayor importancia que la de la columna de agua, que en esa zona era de sólo 10 m (Simpson et al., 1990).

4. Discriminación Sismicidad Natural- Sismicidad Inducida

Determinar si la actividad sísmica concreta en el entorno de un embalse es de origen natural o ha sido inducida por la modificación en la distribución de esfuerzos no es una tarea fácil, y depende estrechamente del conocimiento que se posea acerca de la actividad sísmica anterior a la construcción de la presa y al proceso de llenado. Sin embargo hay indicadores que pueden hacer sospechar la correlación entre la actividad de la presa y los cambios en la sismicidad de la zona. Entre ellos destacan: (1) la coincidencia temporal entre la ocurrencia de los temblores y la variación de nivel de agua en el embalse (bien por su puesta en carga o bien por fluctuaciones rápidas en el nivel del agua); (2) la localización de los eventos cerca del embalse y, (3) la distribución temporal de los sismos y las características de sus magnitudes. Sin embargo, para poder decidir acerca del carácter del fenómeno, siempre es necesario realizar un estudio detallado de la sismicidad de la zona (incluida la microsismicidad), de su geología, y de las características de la serie sísmica que se considera anómala. Seguidamente se presenta el estado de conocimiento de algunas de las técnicas más utilizadas para discriminar ambos tipos de sismicidad.

4.1. Análisis de la serie sísmica

Se trata de analizar los datos sísmicos registrados y que constituyen la serie de eventos cuyo origen (natural o antropogénico) se desea conocer. El análisis debe incluir los siguientes aspectos:

- Distribución espacial de terremotos
- Distribución temporal de terremotos: Frecuencia media de ocurrencia
- Distribución de terremotos premonitores y réplicas
 - Morfología de la secuencia premonitores-sismo principal-réplicas
 - Distribución temporal de réplicas
 - Distribución de la duración de intervalos entre terremotos consecutivos
 - Distribución de terremotos por magnitud
 - Relación entre las magnitudes del sismo principal y la réplica mayor de una serie
- Mecanismo focal.

* *Distribución espacial de terremotos.* Se trata de localizar con la mayor precisión posible la posición de los focos de los sismos y comprobar si pueden ser razonablemente adscritos a fallas afectadas por la acción del embalse. La red de detección sísmica debe ser suficientemente densa (7-10 estaciones) y tener una buena distribución azimutal en torno al área de estudio.

* *Distribución temporal de terremotos: Frecuencia media de terremotos.* Se estudia la variación temporal del número de terremotos ocurridos en intervalos sucesivos de duración prefijada, y se analiza su relación con los factores que presumiblemente pueden influir en la generación de terremotos, como son: ritmo de llenado del embalse, máximo nivel alcanzado, y tiempo durante el cual se mantiene el máximo nivel y, por tanto, la máxima carga.

* *Morfología de la secuencia premonitores-sismo principal-réplicas.* Según Mogi (1962, 1963), estas secuencias se clasifican en tres tipos:

Tipo I, caracterizado por no tener premonitores. Es propio de una zona con material homogéneo y distribución de tensiones uniforme.

Tipo II, donde los premonitores aumentan rápidamente antes de que se produzca el terremoto principal. Corresponde a una zona con material heterogéneo y distribución de tensiones no uniforme.

Tipo III, donde la actividad sigue una ley prácticamente continua, sin que pueda distinguirse un terremoto principal. La zona tiene un material extremadamente heterogéneo y una distribución de tensiones muy concentrada (Figura 2).

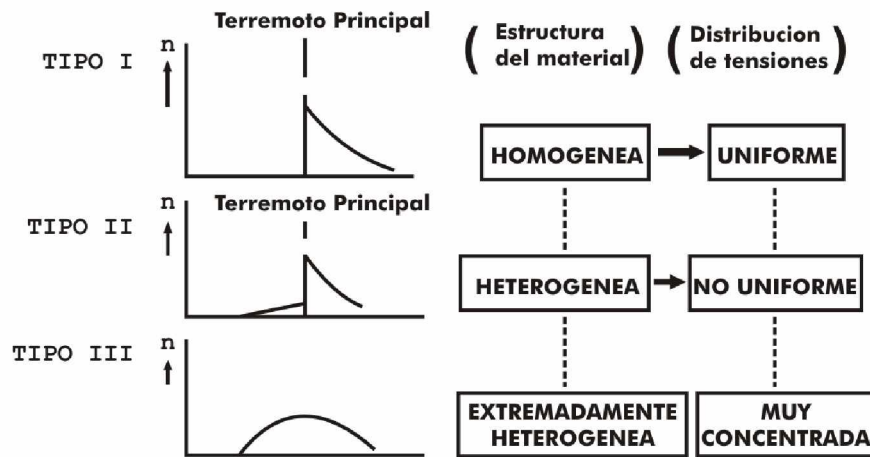


Figura 2. Clasificación de las secuencias premonitores-sismo principal-réplicas según Mogi (1963)

* *Distribución temporal de réplicas.* La expresión de la distribución temporal de las réplicas más ampliamente aceptada es la propuesta por Mogi (1962):

$$n(t)dt = n_1 t^{-h} dt \quad (2)$$

donde $n(t)$ es el número de terremotos ocurridos el día t después del sismo principal, n_1 y h son constantes características de la zona que dependen del tipo de material y del estado de esfuerzos. Al corresponder los terremotos producidos por embalses a estados de esfuerzos distintos de los tectónicos actuantes en la zona de emplazamiento, parece justificado esperar que los valores de n_1 y h puedan utilizarse como discriminante para reconocer la sismicidad inducida de la ambiental.

* *Distribución de terremotos por magnitud.* La función de densidad propuesta por Gutenberg y Richter (1944) en su estudio de la distribución en niveles de magnitud de terremotos en una región dada, es:

$$\log N(M) = a - bM . \quad (3)$$

Las constantes a , b representan el nivel medio de sismicidad, y la proporción de terremotos grandes y pequeños en la población total, respectivamente. Esta última es característica de la forma en que es liberada la energía acumulada en la región focal que, a su vez, depende de las propiedades elásticas y de la distribución de tensiones. $N(M)$ es el número de terremotos cuya magnitud es mayor o igual a M . Los valores pequeños de b (claramente inferiores a la unidad) están asociados a esfuerzos elevados, mientras que los grandes indican poca capacidad de acumular tensiones importantes (Scholz, 1968).

* *Relación entre las magnitudes del sismo principal y la réplica mayor en una serie.* Un índice más sencillo de determinar que b , y que representa también la forma en que son liberadas las tensiones en una serie de terremotos, es el cociente M_{\max}/M_o , donde M_{\max} es la magnitud de la réplica mayor y M_o la del sismo principal. Este cociente se mantiene constante en cada zona, mientras no varíe el sistema de esfuerzos (observación que ya fue recogida en la llamada Ley de Bath en la que se consideraba la diferencia $M_o - M_{\max}$ en lugar del cociente). Una roca homogénea que acumula esfuerzos por procesos tectónicos, da lugar a secuencias de Tipo I con valores de b bajos y M_{\max}/M_o bajos. Si la masa rocosa se hace heterogénea porque el volumen original se divide en volúmenes más pequeños, puede suceder que cada uno de estos volúmenes sea capaz de relajar su energía almacenada, dando lugar a eventos premonitores (Tipo II) originando altos valores de b y M_{\max}/M_o distintos (Gupta y Rastogi, 1974).

* *Investigación del mecanismo focal.* Los estudios del mecanismo focal de terremotos, permiten reconocer el tipo de falla, su orientación y el sistema de esfuerzos que ha producido el sismo. De esta manera puede estudiarse si los terremotos ocurridos en la proximidad de una presa se ajustan a la sismicidad natural esperable de las fallas y a la distribución de esfuerzos de la zona, o deben atribuirse a la presencia del embalse.

Como resultado de los estudios realizados en diferentes embalses, se han encontrado las siguientes características en los parámetros sísmicos correspondientes a sismicidad inducida:

1. Los epicentros se sitúan en un entorno próximo al embalse, generalmente a distancias inferiores a los 20 km (Rastogi et al., 1997, Zhang et al., 1997).
2. La distribución temporal guarda relación con las modificaciones del nivel de agua de la presa.
3. En muchos de los casos considerados como terremotos inducidos, se encuentra que la secuencia premonitores-sismo principal-réplicas es de Tipo II dentro de la clasificación de Mogi, a diferencia de las secuencias de los sismos naturales de la zona que, en general, son de Tipo I.
4. Para la sismicidad inducida h es próximo a 1 y, en general mayor que para las series de réplicas de origen natural. También n toma valores mayores para la sismicidad inducida. Ello puede deberse a que los embalses influyen en la distribución temporal de las réplicas, modificando la frecuencia con que se producen (Papazachos, 1974).
5. Para el caso de la sismicidad inducida el parámetro b toma valores mayores que para el de sismicidad natural. Esto indica que en un serie de sismicidad inducida el número relativo de pequeños eventos es más elevado, respondiendo a una mayor heterogeneidad en la zona que ha podido ser activada por el diferencial de esfuerzo aportado por el embalse. Por ello en muchos de los casos de sismicidad estudiados se ha podido considerar a b un discriminante entre sismicidad natural e inducida. Este es el resultado por ejemplo para las presas de Kariba, Kremasta y Koyna (Gupta et al., 1972a,b), Pukaki, Nueva Zelanda, (Reyners, 1988). Según Awad y Mizoue (1995) para el caso de Aswan, b vale 0.77 para el

grupo de sismos superficiales que sí guardan relación con el llenado y 0.99 para los más profundos cuya vinculación con el embalse es más discutible. En otros casos, como la presa de Bhatsa (India), diferentes autores (Gupta y Rastogi, 1976; Srivastava et al., 1991) discrepan tanto en los valores obtenidos para b , como en su poder discriminador. En la presa de Nurek, la primera etapa de sismicidad inducida, (1971-1972) tuvo b baja y la segunda (1973-1979) alta.

6. Para Koyna, Kariba y Kremasta se verifica $b_{premonitores} \geq b_{réplicas}$ mientras que en las zonas correspondientes a sus emplazamientos es $b_{premonitores} < b_{réplicas}$ (Gupta et al., 1972b).

7. En el caso de que la sismicidad sea inducida, el cociente M_{max}/M_0 muestra valores próximos a la unidad (0.83-0.90), distintos a los correspondientes a series sísmicas de origen natural.

8. Respecto al estudio de mecanismo focal, en algunos casos la comparación de los resultados obtenidos para la actividad natural de la zona con los de la sismicidad supuestamente inducida puede ofrecer diferencias significativas que señalen distribuciones de esfuerzos diferentes. Sin embargo, en otros las direcciones de los esfuerzos principales correspondientes a los sismos de la serie inducida coinciden con las del campo regional determinadas a partir de estudios geológicos o del análisis de mecanismos de terremotos cuyo origen natural es claro. Ello mueve a pensar que el papel del embalse sólo ha podido ser, en el peor de los casos, el de activador de fallas ya existentes. La observación señala que sismicidad inducida ocurre con más frecuencia en zonas con predominio de fallas normales o de deslizamiento (Gupta y Rastogi, 1976; Gupta y Rajendran, 1986). Excepciones importantes son los casos de Nurek (Keith et al., 1982) y Srinagarind, Tailandia, (Chung y Liu, 1992), en los que predominan las fallas inversas.

El empleo de los criterios basados en el análisis de datos sísmicos correspondientes a series distintas debe realizarse después de comprobar que todos los registros han sido adquiridos en condiciones muy similares y son realmente comparables entre sí. Este requisito no se cumple en muchas ocasiones.

4.2. Estudios estadísticos de datos sísmicos

Los métodos estadísticos para discriminar la sismicidad inducida han podido ser aplicados con más fiabilidad a medida que el número de datos disponibles ha empezado a ser significativo. Así, Ohtake (1986) analizó los datos de sismicidad obtenidos en el periodo 1926-1983 correspondientes a 42 presas de Japón de más de 100 m de altura (debido a la topografía escarpada de la zona algunas no albergaban mucho volumen a pesar de su altura), y cuyo llenado había tenido lugar antes de 1981. Su objetivo era encontrar argumentos estadísticos para discriminar la sismicidad inducida de la sismicidad natural mediante la detección de posibles modificaciones en la sismicidad después del llenado. Los datos se filtraron con criterios de profundidad hipocentral (debía ser menor que 30 km) y de localización (distancia epicentral inferior a 10 km para el área de la presa e inferior a 30 km para el área de estudio). También se eliminaron las posibles réplicas de sismos próximos. El autor encontró un aumento significativo de la sismicidad en el área de la presa después del

llenado en 8 casos (18%), y una disminución en 2 (presas de Nanakura e Ikawa), lo que indica una modificación de la sismicidad en el 24% de los embalses. En la etapa posterior al llenado se observó una dependencia estacional de la actividad sísmica siendo ésta mayor en agosto-septiembre (estación del monzón) y en marzo (estación del deshielo) lo que también sugiere una dependencia del nivel del agua en el embalse

4.3 Estudio del efecto de carga y su distribución espacial

Como ya se ha comentado anteriormente, uno de los mecanismos que explican la sismicidad inducida es el efecto gatillo o disparo (“triggering”) debido al incremento de esfuerzos causados por la carga (Gough, 1969). El estudio teórico de este proceso puede indicar las zonas en las que este incremento va a ser más significativo, y la posterior comparación de su localización con la de los sismos registrados puede arrojar luz sobre el papel jugado por la puesta en carga del embalse. Este es el planteamiento seguido por (Lindo y Herraiz, 1995a,b, y Herraiz y Lindo, 1996).

El cálculo de los incrementos de los esfuerzos en la corteza debido al peso del agua del embalse puede ser tratado de forma simple si se considera que se trata de un problema bidimensional, donde el medio es semi-infinito, elástico, homogéneo e isotrópico y se encuentra afectado por una carga lineal (Jaeger y Cook, 1969). La solución a este problema se puede establecer resolviendo las ecuaciones de equilibrio en este medio, tomando como condiciones frontera la presión debida a una carga localizada sobre la base del embalse.

Como parámetros de salida del programa informático que ejecuta el algoritmo involucrado en el cálculo de los esfuerzos corticales, se obtienen los parámetros σ_x , σ_y , τ_{xy} , τ_{max} e I_m , en cada punto de una malla definida debajo de una sección del embalse (Herraiz y Lindo, 1996). Los términos σ_x , σ_y y τ_{xy} representan las componentes de los esfuerzos normales y de cizalla, τ_{max} el esfuerzo máximo de cizalla e I_m e $I_{m+\pi/2}$ son los buzamientos de los planos a través de los cuales actúa τ_{max} . El tipo de incrementos de esfuerzos estudiados dependerá de las características del fallamiento de la región de interés (por ejemplo, si existen fallas normales es importante conocer σ_x). El programa ha sido aplicado recientemente por Pérez (comunicación personal, 2002), primero a los casos estudiados por Gough (secciones rectangular y triangular), y a una sección del embalse de ‘Peace River’ (Columbia Británica), y después, vista la igualdad en los resultados obtenidos con los alcanzados por dicho autor, a la presa de Camarillas (Albacete) para la que ya había sido analizada anteriormente la posible sismicidad inducida (García Yagüe, 1973). La realización de 10 perfiles aguas arriba en forma de poligonales con hasta 76 vértices, permitió obtener los valores absolutos del esfuerzo normal, σ_x , los valores del esfuerzo de cizalla máximo, τ_{max} , y el buzamiento de los planos en los que éste actúa. Los valores máximos de σ_x y τ_{max} no superaron los 1.7 bares (0.17 MPa) y los 0.5 bares (0.05 MPa), respectivamente, lo que pone de manifiesto que el proceso de carga sólo puede tener un efecto de disparo de fallas ya próximas al estado de ruptura. Así mismo los resultados mostraron que para todos los puntos debajo del embalse los valores de σ_x eran mayores que los de τ_{max} lo que puede explicar el efecto estabilizador de la primera fase del llenado.

5. Estudio de la sismicidad inducida

Seguidamente se presentan algunas líneas de estudio de los casos en los que se sospecha o se tiene seguridad del carácter inducido de la sismicidad.

5.1 Búsqueda de correlaciones entre parámetros actuantes

Una línea importante de investigación sobre la sismicidad inducida es la que utiliza métodos estadísticos para buscar correlaciones entre los diferentes parámetros que parecen influir en el fenómeno: volumen de agua embalsada, altura de la columna de agua, velocidad de variación del nivel de agua, forma del embalse, etc.... Como ya se ha comentado, dada la dependencia de la calidad de este tipo de estudios respecto de la extensión de la muestra, los resultados han aumentado en fiabilidad a medida que el número de datos disponibles ha ido creciendo.

Baecher y Keeney (1982) parten de los datos de 29 embalses asociados con sismicidad inducida y de 205 embalses no asociados con este fenómeno, y utilizan los siguientes atributos de caracterización: profundidad, volumen, estado de esfuerzos, presencia de fallas activas, y geología. Los estados de cada atributo aparecen recogidos en la Tabla 1

Tabla 1

<i>Atributo</i>	<i>Estado 1</i>	<i>Estado 2</i>	<i>Estado 3</i>	<i>Estado 4</i>
Profundidad	>150m	De 92 a 150 m	<92m	no conocida
Volumen	$>100 \cdot 10^8 \text{m}^3$	12 a $100 \cdot 10^8 \text{m}^3$	$<12 \cdot 10^8 \text{m}^3$	no conocido
Estado esfuerzos	Extensivo	Compresivo	Cizalla	no conocido
Actividad fallas	Sí, fallas activas	No, fallas activas	no conocida	
Geología	Sedimentaria	Metamórfica	Ígnea	no conocida

La selección de los atributos está basada en la supuesta correlación entre ellos y la sismicidad inducida por embalses, y en los datos disponibles. Se podrían incluir otros diferentes como el nivel de fluctuación del agua.

Los datos se agrupan en dos series distintas; en una se consideran embalses profundos, muy profundos, o muy grandes, y en la otra sólo profundos y muy profundos. En ambos casos se contempla un subconjunto con todos los atributos y sismicidad inducida y otro con los mismos atributos pero sin sismicidad inducida. Los autores estudiaron la correlación entre distintos atributos así como la probabilidad de sismicidad inducida condicionada a la existencia de un solo atributo (mediante el teorema de Bayes) o a la de varios (Modelo multiatributivo).

Los resultados de este trabajo indican que la profundidad parece ser el atributo más condicionante y que las fallas también pueden ser un buen discriminante, si bien hay que tener en cuenta que para este atributo la muestra utilizada es pequeña. El siguiente atributo en

influencia es el volumen del embalse. En cambio, los esfuerzos y la geología, en los términos indicados, no aparecen como fuertes indicadores. La situación más propicia para la aparición de sismicidad inducida es un embalse muy profundo, de mucho volumen, en una zona de esfuerzos de cizalla, con fallas activas antes de la existencia del embalse y localizada en formaciones sedimentarias.

Un esquema semejante (búsqueda de correlación estadística entre parámetros utilizando información de distintos embalses) es el seguido por Srivastava y Dube (1996) mediante el Análisis de las Componentes Principales. Aplicaron esta metodología a 37 casos de sismicidad inducida de todo el mundo y analizaron el papel de la altura de la columna de agua, el volumen, el tiempo de desfase entre el llenado y la ocurrencia del mayor terremoto, y la magnitud de éste. Sus resultados ratifican la importancia de la altura pero apuntan que la combinación de volumen y el tiempo de desfase está más correlacionada con la magnitud máxima que con sólo la altura.

Otra línea de análisis estadístico es el estudio detallado, **en un mismo embalse**, de diferentes parámetros (número de eventos, nivel del agua y su velocidad de cambio, etc.) y su posible correlación. Estos estudios son particularmente interesantes porque permiten conocer mejor el papel jugado por un factor concreto pero es necesario ser prudente en la extensión de los resultados a otros embalses. Plotnikova et al. (1986) analizaron minuciosamente la presa de Charvak (Tashkent), de 167 m de altura, poniendo de relieve la correlación entre la velocidad de descarga y la ocurrencia de terremotos. Este problema será comentado con detalle más adelante.

5.2. Análisis del Caos determinista

A partir de la segunda mitad de la década de los 90 se ha aplicado la teoría del caos determinista al estudio de las series de sismicidad inducida. El paso de un sistema determinista (es decir, aquél cuyas ecuaciones y condiciones iniciales están completamente especificadas) a otro caótico se caracteriza porque en éste, al considerar el espacio de fases, las soluciones son muy sensibles a las condiciones iniciales y dos soluciones adyacentes divergen exponencialmente. Si el exponente de esta solución (exponente de Liapunov) es mayor que cero, el sistema es caótico y la predictibilidad a largo plazo se pierde. Los sistemas caóticos tienden asintóticamente a un atráctor extraño.

Srivastava et al. (1995,) han encontrado evidencias de un comportamiento de estas características para los casos de Nurek, Koyna y Aswan con dimensiones del atráctor extraño de 7.2, 4.4 y 3.4, respectivamente, pudiendo ser el alto valor correspondiente a Nurek una expresión de la complejidad tectónica de la zona. En cambio, para el caso de Oroville el comportamiento parece ser diferente lo que respalda las dudas de algunos autores acerca del proceso generador de dicha actividad.

5.3. Estudio de la influencia del nivel de agua y sus cambios

Dado que la columna de agua introduce una nueva fuente de esfuerzos en la zona, es lógico pensar que sus características y sus modificaciones podrán tener influencia en la sismicidad localizada en el entorno del embalse.

Como ya se ha indicado anteriormente, el peso de la columna de agua puede actuar aumentando directamente los esfuerzos normales e indirectamente los tangenciales. A grandes rasgos, en el primer caso trabaja a favor de la estabilidad y en el segundo en contra. La importancia de cada uno de estos efectos dependerá de la geometría del embalse y de las condiciones geológicas de la zona afectada. Por eso, el comportamiento en los procesos de carga y descarga es, en gran medida, característico de cada embalse.

Para el caso de Koyna, Gupta (1983) y Gupta et al., (2002) han puesto de relieve que la sismicidad depende estrechamente de la velocidad de variación del nivel de agua, del tiempo de duración del proceso de carga, del nivel máximo alcanzado, y del periodo de duración de este nivel máximo. En este embalse una velocidad de aumento en la altura de 12 m/semana parece ser condición necesaria pero no suficiente para la ocurrencia de un terremoto de magnitud superior o igual a 5. Así mismo han relacionado este evento máximo con la superación de un máximo anterior (efecto Kaiser), fenómeno que ya se había puesto de manifiesto para Nurek (Simpson y Negmatullaev, 1981). Estudiando las series sísmicas de los embalses de Koyna y Warna (situados a unos 30 km de distancia entre sí), Gupta et al. (2002) han observado que los terremotos de $M \geq 5$ se producían cuando coincidían una velocidad de llenado mayor que 12 m/semana, la superación del máximo anterior, y una larga duración (superior a 70 días) del nivel alcanzado en el embalse. Dos sismos de $M \geq 5$ tuvieron lugar en ocasiones en las que sólo se cumplían dos de estas tres características. De aquí puede deducirse la importancia de realizar las operaciones de llenado y vaciado de manera suave así como de la necesidad de prestar atención especial a los embalses destinados a retener los niveles máximos largo tiempo. Es importante subrayar que los vaciados rápidos también pueden ser peligrosos en cuanto pueden provocar una disminución de los esfuerzos normales mientras que el aumento de la presión de poros se mantiene debido al tiempo requerido por la difusión del agua hasta la zona de falla.

El embalse de Nurev tiene particular interés por sus características (315 m de altura y 10.5 km³ de capacidad) y el control realizado durante su puesta en carga. Simpson y Negmatullaev (1981) estudiaron detalladamente la sismicidad inducida ocurrida desde 1971 hasta 1979 que incluye más de 1800 sismos con magnitudes comprendidas entre 1.4 y 4.6. Los terremotos ocurrieron por rachas, estando las dos más intensas relacionadas con etapas de llenado rápido correspondientes a las dos fases que alcanzaron 105 m y 205 m, que tuvieron lugar en 1972 y 1976, respectivamente. Los periodos de actividad más alta se presentaron cuando el nivel era mayor o se encontraba en el entorno de 10 m del máximo anterior (lo que hemos considerado anteriormente como una manifestación del efecto Kaiser). Una disminución del nivel en más de 10 m se traducían en una disminución de la sismicidad. Los eventos de mayor magnitud y las rachas más intensas seguían a procesos de disminución de la velocidad de llenado, con un corto retraso entre ambos. El potencial de sismicidad se hacía muy elevado si la altura superaba en 10 m al máximo anterior. En esa situación, pequeños cambios en la velocidad de llenado o vaciado se veían acompañados por la aparición de importante sismicidad. Era suficiente un cambio de 0.5 m/día en la velocidad de llenado, o de 0.2 m/día en la de vaciado, para observar incremento de sismicidad. Conviene resaltar el hecho de que el primer llenado (desde 50 a 104 m) se realizó con un velocidad moderada (1 m/día) y fue detenido en seco al alcanzar la cota de 104 m. La sismicidad se inició a los cuatro días del cese del llenado, produciéndose los dos

sismos de mayor magnitud (4.3 y 4.6). La complejidad de la relación de la sismicidad con los procesos de llenado y vaciado puede apreciarse en la figura 3. Los autores explican esta relación en el marco de los efectos opuestos producidos por la carga y la presión de poros. Cuando el nivel de agua aumenta, el efecto de carga domina inicialmente, produciendo una disminución en la sismicidad. Si la velocidad de llenado disminuye, la creciente presión de poros supera al efecto de carga y genera un incremento de la sismicidad a medida que se alcanza un máximo en la altura del agua. Si el nivel se mantiene constante, los efectos de carga y presión de poros se equilibran y la sismicidad disminuye. Pero si el nivel de agua baja, el efecto de la carga disminuye antes que el de la presión de poros y la sismicidad aumenta, inmediatamente o en un plazo muy corto. Si los cambios en la velocidad de llenado ocurren lentamente en comparación con el tiempo de difusión, el efecto es pequeño, pero si tienen lugar rápidamente, la variación de la sismicidad es mayor.

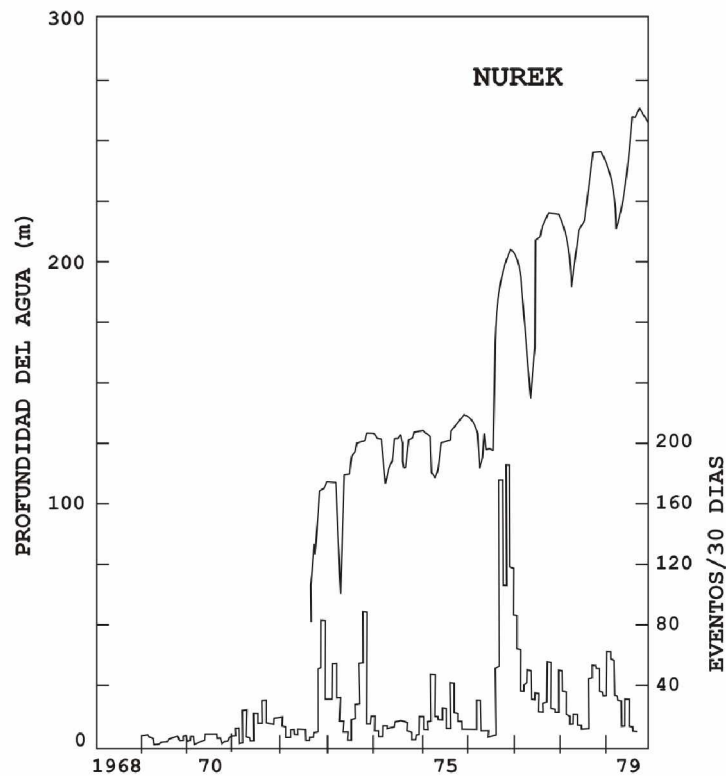


Figura 3. Nivel de agua y número de terremotos cada 30 días en el embalse de Nurek (Adaptado de Simpson y Negmatullaev, 1981)

Según este enfoque, la actividad sísmica se explica por la influencia conjunta de las variaciones de esfuerzos normales, - originadas por las modificaciones en la altura y en su velocidad de variación -, y la disminución del esfuerzo efectivo, causado por el aumento de la presión de poros.

Dentro del esquema descrito, el caso de Aswan es notablemente diferente (Figura 4). En esta presa la altura del agua es moderada y sólo alcanza 70 m en un estrecho canal

del Nilo. La sismicidad más importante, que incluye un evento de $M = 5.4$, se localiza bajo el embalse en una zona de sólo 10 m de profundidad y tuvo una compleja relación con el nivel de agua. Recientemente, Mekkawi et al., (2004) han puesto de relieve que en contra de lo defendido por otros autores como Simpson et al., (1990), Kebeasy y Gharib (1991), y Awad y Mizoue (1995), es difícil establecer una correlación entre la sismicidad y las fluctuaciones del nivel de agua. En cambio, la variación de la sismicidad con el tiempo se relaciona con la profundidad, de forma que los eventos más superficiales ($h < 15$ km) migran hacia la superficie mientras que los más profundos tienden a desaparecer. Ello hace pensar en un mecanismo físico diferente para la sismicidad de esta zona que los autores explican por la presencia de dos tipos de eventos: unos inducidos por la carga del embalse, y otros activados en forma de réplicas por esta sismicidad inducida. Desde este punto de vista, la migración hacia la superficie de los eventos sería resultado de la mayor eficacia del efecto de carga para crear terremotos superficiales.

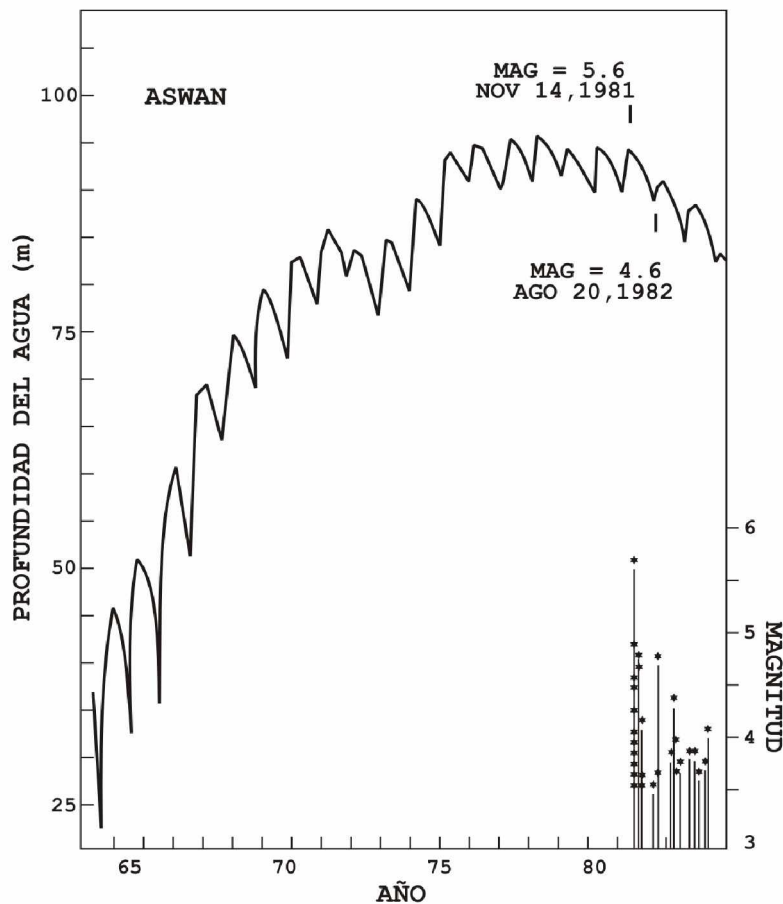


Figura 4. Nivel del agua y magnitudes de los terremotos mayores que 3 en la presa de Aswan. (Adaptado de Kebeasy et al., 1987).

5.4. Estudio de la evolución, duración y tamaño de la sismicidad inducida.

La evolución de la sismicidad inducida puede ser prevista cualitativamente y a grandes rasgos recordando que el llenado de un embalse origina los tres efectos principales ya comentados. En primer lugar el peso del agua cambia rápidamente el estado de esfuerzos de la corteza. Seguidamente, los esfuerzos de carga inducen un cambio instantáneo en la presión de poros de la parte saturada de la corteza como resultado de la resistencia del agua intersticial a la compresión. En tercer lugar se desarrollan el flujo de agua y la difusión de la presión anómala a zonas más alejadas del embalse. Si el fondo del embalse es impermeable la presión de poros inducida por la carga se difunde de forma que, pasado un tiempo, sólo permanece el efecto de los esfuerzos estáticos debidos a la carga de agua. En esta situación el debilitamiento de la zona puede evitarse con un llenado suficientemente lento. Si, por el contrario, el embalse es permeable, la presión de poros desarrollada por la carga puede hacerse estacionaria provocando la permanencia e incluso el aumento del debilitamiento inicial.

Esta secuencia de fenómenos puede explicar la evolución de muchos casos de sismicidad inducida que se caracteriza por las siguientes etapas:

1°. El proceso de carga no produce inmediatamente sismicidad bajo el embalse porque el efecto estabilizador de la carga supera al desestabilizador del aumento de presión de poros en esta zona.

2°. Transcurrido un cierto tiempo (del orden de semanas o pocos meses) la sismicidad empieza a manifestarse en la proximidad del embalse debido a la difusión lateral de la presión de poros. Ello puede traducirse en un proceso de concentración espacial de la actividad sísmica y en un aumento de la heterogeneidad de la zona, puesta de manifiesto en un incremento del parámetro b de la serie sísmica. La evolución de este proceso depende estrechamente de las características tectónicas, pero no es extraño que el debilitamiento progresivo originado por la presión de poros difundida se traduzca en la repetición de numerosos eventos de baja magnitud. Esta secuencia sísmica puede estar muy relacionada con las variaciones en el nivel del agua.

3°. Si las condiciones hidrológicas y estructurales de la zona lo permiten, puede producirse una difusión a mayores distancias hasta alcanzar fallas más lejanas o más profundas que, si tienen suficiente longitud y el estado de esfuerzos es próximo al de ruptura, pueden generar actividad sísmica más importante. Este sería el caso de la actividad demorada ya descrita. El estudio detallado de la geología y la hidrología del entorno del embalse en un radio de unos 20-30 km puede ayudar a evaluar la posibilidad de que se desarrolle esta tercera etapa.

El problema de estimar la duración de la sismicidad inducida por un embalse no tiene hoy una solución de carácter general puesto que depende de las características tectónicas de la zona, de la actividad del embalse y de cómo se desarrolle la propia sismicidad inducida. El problema debe ser abordado individualmente para cada caso, y deberá tener en cuenta el peligro sísmico natural de la zona y cuál puede ser el mayor sismo esperable en ella, de acuerdo con las fallas que son activas o pueden ser activadas por un mecanismo externo.

La evaluación del máximo sismo esperable en el marco de la sismicidad inducida tampoco tiene hoy una respuesta de tipo general si bien se acepta que este máximo no puede superar al mayor terremoto de origen natural esperable en la zona, evento que puede ser evaluado mediante estudios de peligro sísmico. Además de los procedimientos estadísticos ya mencionados, se han desarrollado técnicas basadas en análisis geológicos, lógica difusa, estudio de las variaciones de energía, etc, casi siempre aplicados a casos concretos. Por ejemplo Sumei y Lihua (2004) han realizado estimaciones del efecto que el llenado podría producir en el embalse Danjiangkou en China. El procedimiento seguido por estos autores se basa en la evaluación de la energía mecánica introducida en la zona por el llenado del embalse y su comparación con la eliminada por los terremotos ya ocurridos en el área. La evaluación de la energía mecánica introducida requiere estimar el momento de inercia de la distribución de masa en torno al eje de rotación que pasa por el centroide del embalse, para lo que es necesario encontrar previamente la función de distribución del volumen en función de la altura del nivel de agua. La variación de energía de rotación experimentada por la Tierra al llenar el embalse se traduce en un incremento de energía de deformación en la zona, que se considera será liberada sísmicamente. El conocimiento de los sismos ocurridos en el área y de la relación entre magnitud y energía permite estimar la energía que queda por liberar y, a partir de ella, la magnitud del sismo que puede liberarla. Este cálculo, con el de la variación de signo contrario producida por el vaciado del embalse, debe ser realizado para cada ciclo de actividad lo que complica extremadamente el procedimiento.

Otro enfoque más tectónico, ya señalado, es estudiar la distribución de fallas en la zona, su potencial sísmico natural y la heterogeneidad creada en ella por la sismicidad inducida hasta la fecha del análisis. El tamaño de las fallas todavía sin romper ofrece una estimación del máximo terremoto posible en el área. (Gupta et al., 2002). Es fácil de entender que este enfoque (que es también válido para la sismicidad natural) requiere un conocimiento detallado de la geología de la zona.

Desgraciadamente estos procedimientos son sólo aproximaciones con un margen de incertidumbre muy elevado. En el caso concreto del embalse de Danjiangkou comentado más arriba, el método descrito estimaba como máximo un sismo de magnitud 4.5. En cambio, Feng et al. (1995) utilizando un método de evaluación multifactorial difusa obtienen un sismo máximo de magnitud comprendida entre 5.0 y 5.7. Estos mismos autores aplican el método a otros 14 casos importantes de sismicidad inducida.

6. Orientaciones metodológicas para el estudio de la sismicidad inducida

El estudio de la sismicidad inducida puede abordarse en distintas etapas de la historia del embalse (planificación, construcción, llenado, actividad) y desde varios escenarios sísmicos: ausencia de sismicidad imprevista, existencia de una serie sísmica que coincida espacialmente con el embalse y temporalmente con su llenado, emplazamiento en una zona asísmica, localización en una zona sísmicamente activa, etc. Por ello las orientaciones que se desarrollan a continuación deben tener un carácter general que se particularizará en cada caso concreto. En su planteamiento se tendrá muy en cuenta los aspectos comentados en el punto 5.4.

6.1. Obtención de datos sísmicos

El análisis de la posible vinculación de episodios sísmicos o de una sismicidad difusa con la existencia y actividad de un embalse requiere conocer las características de la sismicidad natural de la zona. Esto a su vez exige un estudio detallado de la sismicidad histórica e instrumental en un entorno de, aproximadamente, 30 km de radio alrededor de la presa. La información obtenida de esta manera permitirá obtener una primera aproximación a la sismicidad que se limita a los eventos más importantes que han merecido algún tipo de registro histórico y a aquellos ocurridos en la época instrumental con una magnitud que hasta 1980 debía ser superior a 3. Hay que recordar que la capacidad de detección de la Red Sísmica del Instituto Geográfico Nacional experimentó una notable mejora, primero a partir de esa fecha y, posteriormente, a partir de 2000 cuando comenzó la instalación de equipos digitales. Actualmente el nivel de detectabilidad de la Red Sísmica Nacional permite registrar sismos locales de magnitud próxima a 2.

En cualquier caso, el análisis de la posible sismicidad inducida requiere la realización de estudios de microsismicidad en la zona, a fin de conocer la actividad natural en la misma y su posible vinculación a las fallas conocidas. Para ello es necesario la instalación de una red sísmica de, al menos, 7 estaciones, distribuidas uniformemente en un círculo de 20-30 km de radio centrado en el embalse. Los sensores deben de ser de corto periodo y conviene que al menos 2 ó 3 de ellos registren las 3 componentes del movimiento. El reducido tamaño de los equipos modernos (Figura 5) facilita su transporte e instalación.

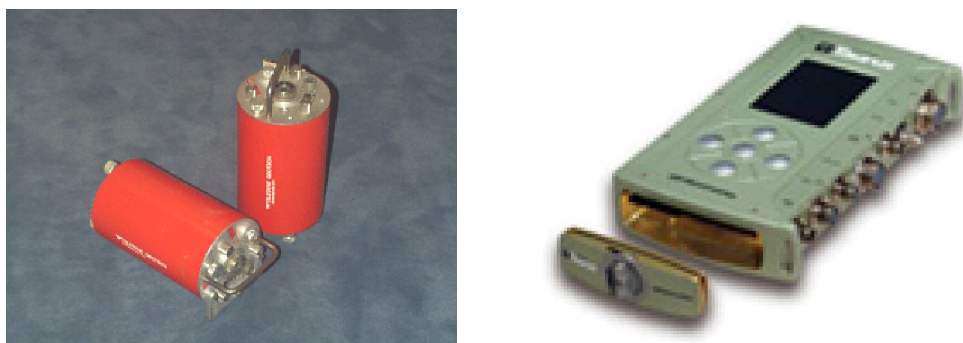


Figura 5. Izquierda: Sismómetros clásicos de corto período (0.75-1 Hz) y 5 kg de masa. Derecha: Sismógrafo portátil, de 1.8 kg, con capacidad para registrar en modo continuo durante 600 días a razón de 100 muestras/s.

La configuración concreta de la red dependerá de las circunstancias de la zona y del embalse por lo que las indicaciones anteriores sólo tienen carácter orientativo. La duración del experimento también depende de las circunstancias. Si se trata de una presa cuya construcción no se ha iniciado todavía, es necesario realizar el estudio durante, al menos, 4-5 meses antes del comienzo de la actividad constructiva, de forma que se registre la situación natural sin interferencias antropogénicas. Esta situación es la ideal porque permite conocer con detalle la sismicidad de la zona lo que, además de

favorecer el estudio de la sismicidad inducida, puede contribuir a mejorar el diseño de algunas instalaciones del sistema presa-embalse. Este mismo planteamiento es, en parte, válido en el caso de que se desee recrecer una presa: la comparación entre la sismicidad registrada antes y después del recrecimiento permite estimar el efecto sísmico de las modificaciones introducidas. Para ello es necesario realizar una campaña de 4-5 meses antes y después de la intervención.

En el caso de que la sismicidad se presente en una presa para la que no se habían realizado estudios previos, es preciso instalar una red de las características descritas, orientada a localizar con la mayor precisión la actividad sísmica que se esté produciendo. Esta red temporal deberá estar instalada el tiempo que dure la crisis sísmica y ser sustituida por una de carácter permanente si ésta se prolonga.

Desde el punto de vista ambiental, es muy conveniente que todas las presas situadas en zonas sísmicamente activas y/o con las características de altura y capacidad ya comentadas en este Informe, dispongan de una red permanente de vigilancia sísmica diseñada para detectar posibles modificaciones en la sismicidad de la zona.

6.2. Análisis de los datos sísmicos

Una red de las características descritas permite obtener una localización espacial y temporal fiable y una estimación correcta de la magnitud.

La localización espacial proporciona una primera información sobre qué fallas pueden verse implicadas en el proceso y señala las zonas que pueden requerir un estudio geológico más detallado.

La localización temporal es crítica para el estudio correlativo con las modificaciones de nivel y otras actuaciones sobre el embalse.

A su vez, la magnitud informa sobre la energía que se está poniendo en juego, permite evaluar los cambios en el parámetro b de la relación de Richter y, junto con la evolución temporal, permite aplicar los criterios discriminatorios comentados en el apartado 4.1.

Si la red se ha instalado antes de la construcción de la presa o de su recrecimiento, los datos comentados facilitan una información suficiente para completar el conocimiento de la sismicidad en el área proporcionado por el estudio de la sismicidad histórica y de los datos de los Catálogos de Datos Sísmicos.

El mecanismo focal es difícil de obtener con una red de las características descritas ya que para obtener esta información con un mínimo margen de confianza es necesario que el número de polaridades registradas sea superior a 7-8. Esta limitación puede ser superada utilizando información geológica detallada y aplicando conjuntamente técnicas de determinación de mecanismo focales y de Análisis de Población de Fallas (Herraiz et al., 1996).

La etapa de la toma de datos requiere la participación de personal capaz de mantener adecuadamente los equipos y realizar una primera lectura de las fases registradas. En el caso de que, como sucede con otros parámetros de las presas, las

diversas redes estén centralizadas, la lectura de las fases puede realizarse en tiempo real de una manera más eficaz y económica.

La interpretación de los datos debe realizarse por personal especializado, sobre todo si se refieren a una crisis vinculada con algún cambio en las circunstancias de la presa.

6.3 Obtención de información geológica

Como se ha comentado reiteradamente, las características geológicas y tectónicas juegan un papel decisivo en la aparición de sismicidad inducida en cualquiera de sus dos acepciones: activación de sismicidad natural latente o creación de nueva sismicidad. Sin que la relación pueda considerarse exhaustiva, se señalan algunos aspectos que requieren especial atención.

a. Distribución de fallas en la zona.

Dado que es suficiente una modificación muy pequeña en el nivel de esfuerzos actuantes, para que se produzca el efecto de disparo en las fallas que por su estado y su orientación son particularmente propicias a ser activadas, es necesario contar con una información muy detallada de su situación y características. Esta información debe extenderse a un entorno de, al menos, 25 km. Entre estas características, la longitud de las fallas, su extensión en profundidad, y el tipo de mecanismo, son particularmente importantes. Las dos primeras condicionan la magnitud del terremoto y la tercera determina su patrón de radiación.

La caracterización de las estructuras superficiales activas puede realizarse mediante estudios geofísicos de distinta naturaleza. En el caso de las técnicas sísmicas pueden aplicarse: (1) sísmica de reflexión vertical de alta resolución, hasta 5 km de profundidad; (2) sísmica de refracción con señales de alta frecuencia (determinación de velocidades de propagación superficiales) y (3) tomografía sísmica vertical y horizontal (con señales de alta frecuencia).

b. Estado de esfuerzos

La orientación de los esfuerzos predominantes y la situación de las fallas respecto a ellos condiciona la respuesta que éstas pueden presentar a una nueva solicitud mecánica. Los grandes rasgos del estado de esfuerzos tectónicos reciente (Mioceno Superior) y actual en la Península Ibérica ya han sido perfilados (Herraiz et al. 2000), pero es necesario realizar estudios de detalle en las zonas de interés. Las técnicas basadas en análisis de microtectónica pueden resultar particularmente útiles para conseguir este objetivo.

c. Características del vaso y estabilidad de los taludes

El efecto de carga producido por la columna de agua depende de las características del subsuelo inundado lo que obliga a tener un buen conocimiento de su constitución. La posibilidad de desestabilización de los taludes por sismos inducidos debe ser bien estudiada con objeto de evaluar los riesgos indirectos originados por la aparición de nueva actividad sísmica.

d. Hidrología de la zona.

Como ya se ha comentado repetidas veces, la transmisión del efecto de poros por difusión hasta distancias epicentrales de 20-30 km y profundidades superiores a 10 km parece ser la causa principal de la sismicidad demorada. La elevada velocidad de difusión estimada para los casos de sismicidad inducida (10^4 - 10^5 cm²/s) mueve a pensar que difusividad del agua depende más del grado de fracturación de la roca que de su tipo y profundidad (Simpson et al., 1988). Por ello el conocimiento de esta fracturación es muy importante si se desea realizar una predicción de la evolución futura de la sismicidad inducida.

6.4. Análisis de la información geológica

El estudio de la información geológica deberá ser realizado por expertos en cada una de las técnicas indicadas (geólogos, geofísicos, especialistas en microtectónica, hidrogeólogos, geotécnicos, etc) lo que implica la formación de un equipo pluridisciplinar y el establecimiento de una cuidada organización.

Referencias citadas

- Allen, C.R., 1982, Reservoir-induced earthquakes and engineering policy, *California Geology*, 35, 11.
- Awad, M., M. Mizoue, 1995, Tomographic inversion for the three-dimensional seismic velocity structure of the Aswan Region, Egypt, *Pure appl. Geophys.*, 145, 193-207.
- Baecher, G.B., R.L. Keeney, 1992, Statistical examination of reservoir induced seismicity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 553-569.
- Bell, M.L., A. Nur, 1978, Strength changes due to reservoir-induced pore pressures and stresses and application to Lake Oroville, *J. Geophys. Res.*, 83, 4469-4483.
- Bozovic, A., 1974, Review and appraisal of case histories related to seismic effects of reservoir impounding, *Eng. Geol.*, 8, 9-27.
- Buform, E., A. Udías, 1982, Sismicidad inducida por grandes presas en España. *Revista de Geofísica*, 38, 43-52.
- Carder, D.S., 1945, Seismic investigations in the Boulder Dam Area, 1940-1944, and the influence of reservoir loading activity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 35, 175-192.
- Chen, L., P. Talwani, 1998, Reservoir-induced Seismicity in China, *Pure appl. Geophys.*, 153, 133-149.

- Chung, W. Y., C. Liu, 1992 The reservoir associated earthquake of April, 1983 in western Thailand: Source modelling and implications for induced seismicity, *Pure appl. Geophys.*, 138, 17-41.
- Feng, D., X. Yu, J. Gu, 1995, Assessment of potential of an induced earthquake by using fuzzy multifactorial evaluation, *PAGEOPH*, 145, 149-154.
- García Yagüe, A., 1973, Terremotos y embalses, *Revista de Obras Públicas*, Agosto, 743-760.
- Gough, D.I., 1969, Incremental stress under a two-dimensional artificial lake, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, 1067-1075.
- Guha, S.K., D.N. Patil, 1990, Large water reservoir related induced seismicity, *Gerlands Beitr. Geophysik*, 99, 3-5
- Gupta, H.K., 1983, Induced seismicity hazard mitigation through water level manipulation at Koyna, India: A suggestion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 679-682.
- Gupta, H.K., 1985, The present status of reservoir induced seismicity investigations with special emphasis on Koyna earthquakes, *Tectonophysics*, 118, 257-259.
- Gupta, H.K., H. Narain, B. K. Rastogi, I. Mohan, 1969, A study of the Koyna Earthquake of December 10, 1967, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 1149-1162.
- Gupta, H.K., B.K. Rastogi, H. Narain, 1972a, Common features of the reservoir associated seismic activities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 481-492.
- Gupta, H.K., B.K. Rastogi, H. Narain, 1972b, Some discriminatory characteristics of earthquakes near Kariba, Kremasta and Koyna artificial lakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 493-507.
- Gupta, H.K., B.K. Rastogi, 1974, Investigation of the behaviour of reservoir-associated earthquakes, *Eng. Geol.*, 8, 29-38.
- Gupta, H.K., B.K. Rastogi, 1976, *Dams and Earthquakes*, Elsevier, Amsterdam, 229 pp.
- Gupta, H.K., K. Rajendran, 1986, Large artificial water reservoirs in the vicinity of the Himalayan foothills and reservoir-induced seismicity, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 205-215.
- Gupta, H.K., R.K. Chadha, (Editors), 1995, *Induced Seismicity*, Birkhäuser, Basel, 217 pp.
- Gupta, H.K., P. Mandal, B.K. Rastogi, 2002, How long will triggered earthquakes at Koyna, India, continue ?. *Current Science*, 2, 202-210.
- Gutenberg, B., C.F. Richter, 1944, Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 34, 184-188.

- Herraiz, M., R. Lindo, 1996, Sismicidad inducida por embalses. Análisis del efecto de carga. Actas del IV Congreso Geológico de España, Alcalá de Henares, 1-5 de Julio, 1996, *Geogaceta*, 20, 6, 1352-1354.
- Herraiz, M., G. de Vicente, R. Lindo, J.G. Sánchez Cabañero, 1996, Seismotectonics of the Sierra Albarrana area (Southern Spain). Constraints for a regional model of the Sierra Morena-Guadalquivir Basin limit, *Tectonophysics*, 226, 425-442
- Herraiz, M., G. de Vicente, R. Lindo, J. Giner, J.L. Simón, J.M. González Casado, O. Vadillo, M. Rodríguez- Pascua, J.I. Cicuéndez, A. Casas, L. Cabañas, P. Rincón, A. Cortés, M. Ramírez, M. Lucini, 2000, Recent (Upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula, *Tectonics*, 19, 4, 762-786.
- Jaeger, J.C., N.G.W Cook, *Fundamentals of rock mechanics*, Methuen, London, 515 pp.
- Kebeasy, R.M., M. Maamoun, E. Ibrahim, D.W. Simpson, W.S. Leith, 1987, Earthquakes studies at Aswan reservoir, *J. Geodyn.*, 7, 173-193.
- Kebeasy, R.M., A. Gharib, 1991, Active fault and water loading are important factors in triggering earthquake activity around Aswan Lake, *J. Geodyn.*, 14, 73-83.
- Keith, C., D.W. Simpson, O.V. Soboleva, 1982, Induced seismicity and style of deformation at Nurek reservoir, Tadjik, USSR, *J. Geophys. Res.*, 8, 4609-4624.
- Lindo, R., M. Herraiz, 1995a, Análisis de la eficiencia de una red sísmica local. Aplicación al conocimiento de la sismicidad natural e inducida, en *Geofísica Aplicada*, Volumen 7 de la Colección Física de la Tierra, M.C. Hernández y M. Herraiz Editores, ISSN 0214-4557, 281-296.
- Lindo, R., M. Herraiz, 1995b, *Segundo Informe Semestral del Proyecto de Investigación: Optimización del Diseño de Redes de Microsismicidad. Aplicación a la Sismicidad Natural e Inducida por Grandes Presas en la Comunidad de Madrid y Áreas Próximas*, 21 pp.
- Lindo, R., M. Herraiz, 1996, Análisis y optimización de redes sismológicas. Aplicación al estudio de la sismicidad natural e inducida por embalses, Actas del IV Congreso Geológico de España, Alcalá de Henares, 1-5 de Julio, 1996, *Geogaceta*, 20, 6, 1355-1357.
- López Arroyo, A., A. Pérez Sáiz, 1975, Sismicidad inducida por embalses, métodos de estudio, observación y sistemas de vigilancia., *Revista de Obras Públicas*, sept.
- Mekkawi, M., J.R. Grasso, P.A. Schnegg, 2004, A long-lasting relaxation of seismicity at Aswan reservoir, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94, 479-492.
- Mogi, K., 1962, On the time distribution of aftershocks accompanying the recent major earthquakes in and near Japan, *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo*, 40, 107-124.

Mogi, K., 1963, Some discussions on aftershocks , foreshocks and earthquake swarms. The fracture of a semi-infinite body caused by a inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena, *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo*, 41, 615-658.

Ohtake, M., 1986, Seismicity change associated with the impounding of major artificial reservoirs in Japan, *Physics Earth Planet. Int.* 44, 87-98.

Papazachos, B.C. 1974, On the relation between certain artificial lakes and the associated seismic sequences, *Eng. Geol.*, 8, 39-48.

Plotnikova, L.M., O.V Karnauchova, I.I. Kaminsky, 1986, Statistical analysis and mathematical models of the induced seismicity in the region of the Charvak reservoir, *Physics Earth Planet. Int.* 44, 160-168.

Rajendran, K., P. Talwani, 1992, The role of elastic, undrained and drained responses in triggering earthquakes at Monticello reservoir, South Carolina, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 1867-1888.

Rastogi, B.K., P. Mandal, N. Kumar, 1997, Seismicity around Dhamni Dam, Maharashtra, India, *Pure appl. Geophys.*, 150 493-5009.

Reyners, M., 1988, Reservoir-induced seismicity at Lake Pukai, New Zealand, *Geophys. J. Royal ast. Soc.*, 93, 127-135.

Roeloffs, E.A., 1988, Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level, *J. Geophys. Res.*, 93, 2107-2124.

Scholz, C.H., 1968, The frequency-magnitude relation of microearthquakes in rocks and its relation to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 399-415.

Seeber, L., G. Ekström, S.K. Jain, C.V.R. Munty, N. Chandak, J.G. Armbruster, 1996, The 1993 Killari earthquake in Central India. A new fault in Mesozoic basalt flows ?, *J. Geophys. Res.*, 101, 8543-8560.

Simpson, D.W., 1976, Seismicity changes associated with reservoir loading, *Eng. Geol.* 10, 123-150.

Simpson, D.W., 1986, Triggered earthquakes, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 21-42.

Simpson, D.W., S.K. Negmatullaev, 1981, Induced seismicity at Nurek reservoir, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1561-1586.

Simpson, D.W., W. Leith, C.H. Scholtz, 1988, Two types of reservoir-induced seismicity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 2025-2040.

Simpson, D.W., A.A. Gharib, R.M. Kebeasy, 1992, Induced seismicity and changes in water level at Aswan reservoir, Egypt, in *Induced seismicity*, (Peter Knoll ed.) Central Institute for Physics of the Earth, Potsdam, 331-344.

Snow, D.T., 1972, Geodynamics of seismic reservoirs, *Proceedings of the Symposium on Percolation Through Fissured Rocks*, Deutsche Gesellschaft Erd-Grubau, Stuttgart, 1-19.

Srivistava, H.N., D.T. Rao, M. Singh, 1991, Seismicity pattern associated with Bhatsa earthquakes, *Tectonophysics*, 196, 141-156.

Srivistava, H.N., S.N. Bhattacharya, K.C. Sinha Ray, S.M. Mahmoud, S. Yunga, 1995, in *Induced Seismicity*, H.K. Gupta and R.K. Chadha editors, Birkhäuser Verlag, Basel, Switzerland, 209-217.

Srivistava, H.N., K. Dube, 1996, Reservoir induced seismic hazard using principal component analysis, *Geof. Int.* 36, 3-7.

Sumei, L., X. Lihua, 2004, Strength evaluation of induced seismicity at Danjiangkou reservoir, Third International Conference on Earthquake Engineering, Nanjing, China, 18-10 October, 2004, (<http://3icee.njut.edu.cn>)

Talwani, P., S. Acree, 1997, *Induced seismicity at Monticello Reservoir: a case study*, Final Technical Report, U.S. Geological Survey, 271 pp.

Talwani, P., S. Acree, 1985, Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir induced seismicity, *PAGEPOH*, 122, 947-965.

Torcal, F., I. Serrano, J. Havsløv, J.L. Utrillas, J. Valero, 2005, Induced seismicity around the Tous New Dam (Spain), *Geophys. J. Int.* 160, 144-160

Utsu, T., 1971, Aftershocks and earthquake statistics (III): analyses of the distribution of earthquakes in magnitude, time and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence, *J. Faculty Sci. Hokkaido Univ. Ser III*, 3, 379-441.

Yunga, S., 1996, Seismotectonics deformation during the filling of Toktogul reservoir, Kirghizia, *Pure appl. Geophys.*, 147, 419-431.

Zhang, Y.Z., C. Gao, B. Yun, 1997, Induced seismicity in Liaoning Province, *Pure appl. Geophys.*, 150, 461-472.