



UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA  
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA  
FACULTAD DE CIENCIAS  
ZARAGOZA

# ESTABILIDAD DE LADERAS Y RIESGO DE DESLIZAMIENTOS E INUNDACION EN EL EMBALSE DE YESA

**Antonio M. Casas Sainz**  
Doctor en Ciencias Geológicas  
Profesor del Dpto. de Geología  
UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

**Mayte Rico Herrero**  
Hidrología aplicada  
Dpto. de Geología  
UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

## CONCLUSIONES

1) El análisis geológico de las zonas con posibles deslizamientos en la zona sobre la que se sitúa la presa de Yesa muestra que existen graves problemas de estabilidad en la ladera sobre la que se asienta el estribo izquierdo de la presa.

2) Estos problemas de estabilidad están causados por un deslizamiento que afecta a los materiales en facies flysch. Por la morfología de las laderas y la deformación de las capas afectadas por el mismo se puede deducir que la geometría del deslizamiento es de tipo rotacional, de modo que el conjunto del macizo se ha comportado como un suelo. El volumen de roca deslizable puede calcularse en unos 12 Hm<sup>3</sup>. La base del deslizamiento quedaría inundada en las condiciones impuestas por el recrecimiento del embalse.

3) El análisis de estabilidad del deslizamiento citado muestra que ante condiciones de saturación de agua (llenado de embalse en el caso de recrecimiento del mismo, o por sucesivos llenados y vaciados durante su explotación), y/o movimientos sísmicos, que en el dominio sismotectónico al que pertenece la zona estudiada han presentado intensidades máximas de VIII, la estabilidad de la ladera puede verse fuertemente afectada, y con ello la estabilidad de la propia presa. Los factores de seguridad obtenidos de este análisis se sitúan próximos a 1 o por debajo de este valor, incluso sin considerar las peores condiciones posibles, lo cual resulta inadmisibile en una obra de este tipo.

4) La localidad de Sangüesa, situada sobre la terraza baja del río Aragón, aguas abajo de su confluencia con el Irati, es muy vulnerable a las inundaciones, como atestigua el registro de inundaciones históricas en la población, asociadas a crecidas del río Aragón, y algunas de ellas con un número elevado de víctimas. En caso de producirse problemas de estabilidad de laderas en la presa o en el vaso del embalse, las consecuencias para esta localidad serían catastróficas.

5) Por las razones anteriormente citadas, que no han sido tenidas en cuenta en el proyecto, el recrecimiento del embalse de Yesa conlleva un alto riesgo para las poblaciones situadas aguas abajo de la misma, especialmente Sangüesa. El riesgo debido a deslizamientos en el embalse de Yesa no es previsto ni valorado de forma suficiente en los informes presentados por el proyecto.

## INTRODUCCION

El estudio detallado y análisis de los riesgos geológicos es una herramienta de primer orden para prevenir posibles catástrofes, máxime cuando existen proyectos de obras públicas (embalses, puentes o carreteras), que pueden ser afectados por determinados fenómenos que influyan en su estabilidad y resistencia. La eficacia de estos estudios ha sido comprobada a lo largo de los últimos años por su eficacia en la predicción, y en algunos casos en la prevención, de dichas catástrofes naturales. Los riesgos geológicos incluyen la estabilidad de laderas naturales y taludes, inundaciones, aludes, subsidencia kárstica, etc.

La investigación de las catástrofes acontecidas en una comarca geográfica, mediante técnicas geológicas, históricas o paleogeológicas, es una de las metodologías más importantes para la determinación de los futuros riesgos, sobre todo cuando los períodos de recurrencia de los mismos sobrepasan la duración de una vida humana. Asimismo, la investigación geológica y geomorfológica indica las pautas que siguen los movimientos de ladera y la evolución de vertientes a la escala de decenas o centenares de años. En esta evolución influyen de forma importante la estratificación, estructuras sedimentarias, estructuras tectónicas y fracturación presentes en los macizos rocosos. La metodología histórica y geológica, junto con el análisis de estabilidad por métodos matemáticos basados en modelos geotécnicos de las masas con susceptibilidad de sufrir deslizamientos son las herramientas básicas de todo estudio de riesgos asociados a movimientos de ladera.

En el presente trabajo se desarrolla el análisis de los riesgos asociados a evolución de vertientes y grandes deslizamientos en el entorno del embalse de Yesa, situado en el cauce del río Aragón. La metodología utilizada se ha basado en un análisis geológico de la zona de la cerrada, centrado en los aspectos referentes a la posible inestabilidad de las laderas, un estudio de la sismicidad en el entorno de la canal de Berdún, y la aplicación de métodos matemáticos de análisis de estabilidad de taludes para obtener los factores de seguridad en distintos escenarios posibles. Estos métodos se han aplicado también para obtener los parámetros del suelo a partir del análisis retrospectivo (back-analysis) de deslizamientos antiguos.

## GEOLOGIA

El sector del embalse de Yesa se incluye, dentro del marco general de la zona surpirenaica, en la cuenca marina eocena, caracterizada por la presencia de series potentes de sedimentos marinos (margas azules, facies turbidíticas, Fig. 1). En el sector navarro-aragonés la cuenca turbidítica eocena ocupa una amplia franja de dirección E-W, que va ampliándose progresivamente desde el oeste hacia el este, y que termina finalmente en la unidad sur-pirenaica central (Séguret, 1972; Faci et al., 1997). Al norte está limitada por los cabalgamientos de vergencia sur que involucran al zócalo paleozoico y a

la cobertera poco potente de la zona axial (cabalgamiento de Gavarnie, fundamentalmente, definido originalmente por Séguret, 1972, y redefinido por Teixell, 1992; Teixell y García Sansegundo, 1995). Por el sur las turbiditas y margas eocenas se sumergen bajo las molasas paleógenas (Eoceno superior-Oligoceno-Mioceno) de la Cuenca del Ebro. Los materiales que rellenan la cuenca turbidítica han sido transportados en el bloque superior de varias láminas de cabalgamiento, de las cuales la más importante, y que también involucra al zócalo, es el cabalgamiento del Guarga (Teixell, 1992; Teixell y García Sansegundo, 1995). Estos cabalgamientos se amortiguan finalmente en el anticlinal de Santo Domingo de dirección WNW-ESE y núcleo de materiales yesíferos del Triásico superior (facies Keuper). Este anticlinal termina de forma muy brusca en su parte oeste, siendo relevado por una serie de pliegues con núcleo de materiales evaporíticos terciarios (Puigdefàbegas, 1975; Millán et al., 1995; Oliva et al., 1996).

Hacia el norte del embalse de Yesa aparecen materiales correspondientes a la serie mesozoico-terciaria del Prepirineo. El Cretácico superior aflora en algunos retazos en la base del cabalgamiento de la Sierra de Leyre, definiendo una estructura anticlinal en la foz del río Esca (Labaume et al., 1985). Sobre el Cretácico superior se disponen las facies continentales que constituyen en esta zona el tránsito entre el Cretácico y el Terciario (facies Garumn, equivalentes a la Formación de Tremp, Puigdefàbegas, 1975), y sobre ellas las calizas de plataforma (calizas de Guara, o calizas con alveolinas) que recubren el margen sur de la cuenca eocena pirenaica. Sobre las margas de Arguis-Pamplona, que como se ha comentado anteriormente forman la depresión morfológica de la Canal de Berdún, se disponen los materiales detríticos de la cuenca molásica eocena de Jaca (Formación Campodarbe de Puigdefàbegas, 1975).

La dirección estructural dominante en toda la zona del embalse de Yesa es E-W a WNW-ESE, y viene definida por cabalgamientos (Sierras de Leyre y de Illón) y pliegues. Algunas estructuras transversales, como fallas de dirección N-S a NNE-SSW cortan las directrices estructurales principales. Estas fallas están en relación probablemente con movimientos tardíos posteriores a la orogénesis principal pirenaica. En la Formación Campodarbe, compuesta por una alternancia monótona de areniscas y lutitas de origen fluvial, los pliegues se hacen disarmónicos con respecto a las estructuras de la serie subyacente, con longitudes de onda menores y geometría de charnelas angulosas y flancos rectos.

## **Materiales**

Las rocas sedimentarias que afloran en el entorno del embalse de Yesa corresponden en su mayor parte al Eoceno medio-superior, y se incluyen en las denominadas Margas de Pamplona o Margas de Arguis (Fig. 2), cuyo afloramiento abarca una franja de dirección WNW-ESE que ocupa la mayor parte de la cuenca de Pamplona y de la canal de Berdún. Especial importancia, por constituir la zona de la cerrada del actual embalse y de futuro proyecto de recrecimiento, es la presencia de un afloramiento de facies *flysch* (*flysch* de Yesa, de edad Biarritziense, Puigdefàbegas, 1975), alargado

en dirección E-W, con unas dimensiones de 2x5 km. Este afloramiento se sitúa en el núcleo de un sinclinal asimétrico cuyo eje se localiza aproximadamente a lo largo del río Aragón. Al igual que ocurre en el resto de la cuenca eocena pirenaica, las facies *flysch* están compuestas por secuencias de areniscas y lutitas depositadas en medios correspondientes al talud continental.

Dentro de las facies *flysch* son muy frecuentes en este sector las megacapas o megaturbiditas, que son consideradas como olistostromas intercalados en las turbiditas (Puigdefàbregas, 1975). Su espesor varía entre 5 y 50 m. El origen de estos olistostromas está en los desplazamientos bruscos, posiblemente activados por movimientos sísmicos, de la plataforma carbonatada hacia el talud, de modo que forman brechas calcáreas que pueden presentar una continuidad de varias decenas de kilómetros (Labaume et al., 1985). Las facies *flysch* se apoyan sobre el Paleoceno y el Cretácico superior calcáreos, que afloran en torno al pequeño afloramiento paleozoico de Oroz-Betelu, con una estructura anticlinal de dirección aproximada WNW-ESE. Todas estas unidades se cortan a lo largo del río Irati entre Oroz-Betelu y Aribre (Fig. 1).

Las denominadas facies *flysch*, compuestas por depósitos turbidíticos presentan unas especiales características desde el punto de vista sedimentario que a su vez tienen fuerte influencia en su comportamiento geotécnico, y que comentaremos a continuación. Para entender estos procesos hay que tener en cuenta, en primer lugar, que, como ya ha sido considerado clásicamente, las facies *flysch* están muchas veces asociadas a procesos orogénicos, es decir suelen aparecer relacionadas con la formación de cadenas de montaña. Actualmente se considera que las facies *flysch*, compuestas por depósitos turbidíticos, no tienen por qué estar siempre ligadas a procesos orogénicos, pero sí a zonas submarinas con pendiente importante (talud continental) y con una tectónica en muchos casos activa.

La sedimentación de las turbiditas tiene lugar en ambientes de talud submarino, en el paso entre las plataformas carbonatadas y las zonas de llanura abisal. La sedimentación en estos ambientes tiene lugar mediante las llamadas corrientes de turbidez, que transportan materiales groseros (gravas, arenas) y finos (limos y arcillas), desde la parte alta a la parte baja del talud. La formación de corrientes de turbidez está activada probablemente por movimientos sísmicos, ya que, en el caso de la cuenca turbidítica eocena de la región surpirenaica, registran el relleno del surco marino o cuenca de antepaís marina formada por delante del frente de cabalgamientos principal.

La sedimentación producida en estas condiciones tiene una serie de consecuencias a nivel geométrico y sedimentológico como son:

- 1) Por un lado la organización del depósito en una alternancia de depósitos detríticos gruesos y medios (areniscas y conglomerados), correspondientes a las corrientes de turbidez y depósitos finos lutíticos, correspondientes a las zonas de llanura abisal.
- 2) En segundo lugar, la creación de una secuencia sedimentaria muy especial (secuencia de Bouma) en los depósitos de arenisca, con una ordenación según la secuencia: a, nivel basal con areniscas

gruesas, conglomerados o cantos blandos; b, nivel de arenisca con laminación paralela de alta energía; c, arenisca con laminación cruzada; d, arenisca con laminación paralela de baja energía; e, nivel lutítico con fósiles planctónicos.

3) En tercer lugar, debido a la pendiente existente, que puede ser de varios grados, y al hecho de que todos los materiales están saturados en agua, es frecuente la generación de deslizamientos cuya escala puede variar desde todo el borde de la plataforma (dando lugar a las megacapas de brechas carbonatadas) hasta pequeños deslizamientos dentro de los propios depósitos turbidíticos. Estos pequeños deslizamientos o *slumps*, con dimensiones de hasta varios cientos de metros, dan lugar a cicatrices que cortan la estratificación en las zonas de cabecera y a acumulación de capas desordenadas y plegadas en las zonas frontales.

Esta última circunstancia, junto con la propia litología de los depósitos, hace que las facies *flysch* tengan un comportamiento geotécnico muy especial, en general más desfavorable que otros cuerpos rocosos estratificados. En los depósitos turbidíticos, además de las anisotropías debidas a la estratificación y a la fracturación existan otras superficies, con geometría plana o curva, en los cuales la cohesión es muy baja o nula. La alternancia de areniscas y lutitas, por otra parte, es la causa de que los materiales en facies *flysch* sean muy propensos a los deslizamientos a favor de los planos de estratificación, sobre todo en zonas de clima húmedo\*.

## Estructura

La zona de estudio se sitúa en la vertiente sur-pirenaica, dentro de lo que constituyó la cuenca de antepaís del orógeno pirenaico. La subsidencia tectónica inducida por el apilamiento de mantos de zócalo (láminas inferiores) más al norte dio lugar a la formación de un surco marino con sedimentación de turbiditas (Eoceno medio) y margas (Eoceno superior, ver Fig. 2). La propagación de la deformación hacia el sur colocó el surco turbidítico sobre otras láminas de cabalgamiento que tenían como bloque inferior la cuenca del Ebro, de modo que el conjunto de la cuenca marina fue transportado hacia el sur. Asociado a esta última deformación se produjo el depósito de sedimentos detríticos, ya en ambiente continental, de las molasas existentes en la cuenca del Ebro, que constituyen el Grupo de Campodarbe (Formación de Campodarbe de Puigdefàbregas, 1975) y las formaciones detríticas suprayacentes (Formaciones de Uncastillo y Peraltilla). En la zona de Yesa se produce la transición entre 1) el sector navarro, donde los depósitos continentales de la cuenca del Ebro están constituidos por formaciones evaporíticas (yesos de Puente la Reina, Falces y Lerín; Salvany, 1989), areniscosas (areniscas de Mues, Sangüesa y Ujué), y conglomeráticas (conglomerados del Perdón) y 2) el sector de las Sierras Exteriores aragonesas, donde dominan las unidades detríticas formadas por conglomerados que pasan lateralmente a areniscas fluviales (Formaciones de Bernués y Uncastillo, Puigdefàbregas, 1975).

---

\* El nombre de *flysch* proviene del alemán antiguo (de la zona de Suiza) y proviene del verbo *flychen*, deslizarse, ya que es muy frecuente la aparición de deslizamientos actuales en estos materiales.

La estructura más importante asociada a los movimientos pirenaicos en la zona de estudio es el cabalgamiento del Guarga (Teixell y García Sansegundo, 1995, Fig. 3) en cuyo bloque superior aparece transportada la cuenca turbidítica eocena (Grupo de Hecho), con las facies de plataforma y el mesozoico infrayacente. Este constituye el cabalgamiento de zócalo más meridional en el sector aragonés (su continuidad hacia el oeste en el sector navarro no está todavía demostrada) y transporta en su bloque superior tanto rocas pre-orogénicas (Paleozoico, Triásico, Cretácico) como parte de los sedimentos sintectónicos depositados en la cuenca turbidítica durante el Eoceno. El amortiguamiento frontal de esta estructura se produce mucho más al sur, en el frente de las Sierras Exteriores Aragonesas (Teixell, 1992). La estructura de este frente es compleja, con una secuencia de bloque superior en la cual los cabalgamientos más antiguos fueron plegados conforme se levantaba el anticlinal de Santo Domingo (Millán et al., 1995). Tanto los cabalgamientos como el anticlinal principal tienen un nivel de despegue general en las facies yesíferas del Triásico superior. Hacia el este esta estructura compleja es sustituida por un cabalgamiento de geometría mucho más sencilla, con rampa de bloque inferior y rellano de bloque superior (Millán, 1996). Hacia el oeste, el anticlinal de Santo Domingo llega a presentar una inmersión de unos 60° W, de modo que la serie mesozoica y del Terciario marino desaparece y no vuelve a aflorar hasta la Sierra de Alaiz.

En la prolongación hacia el oeste del anticlinal de Santo Domingo se encuentra el anticlinal de Tafalla, con la misma dirección (ver Fig. 1). Este anticlinal, atravesado por el río Aragón aguas abajo de Sangüesa presenta un retrocabalgamiento de alto buzamiento, vergente al norte, en su núcleo (Oliva et al., 1996). Entre el anticlinal de Tafalla y los cabalgamientos de la Sierra de Leyre y Sierra de Illón aparecen una serie de pliegues con la misma orientación, y que afectan en superficie a la molasa terciaria de la Formación de Campodarbe (ver Figs. 1 y 3). El sinclinal situado en torno al río Aragón en el sector del embalse de Yesa forma parte de este tren de pliegues, que posiblemente despegan dentro de niveles plásticos de los depósitos terciarios. Al norte del sinclinal definido por el flysch de Yesa aparecen los dos cabalgamientos ya citados de Sierra de Leyre y Sierra de Illón, equivalentes laterales del cabalgamiento de Jaca (Fig. 3), que colocan las rocas cretácicas, paleocenas y del Eoceno inferior sobre las margas de Arguis-Pamplona. En el extremo occidental el cabalgamiento de la Sierra de Leyre lleva asociado un anticlinal en su bloque inferior (anticlinal de la Foz de Lumbier, Puigdefàbregas, 1975), delimitado por la caliza con alveolinas de la Formación de Guara. Este anticlinal presenta fuerte inmersión al este, y desaparece en las proximidades del embalse de Yesa (ver Fig. 1).

## GEOMORFOLOGIA

Las laderas que constituyen las dos vertientes del vaso y la cerrada del embalse de Yesa están localizadas sobre las margas de la Formación de Arguis-Pamplona y sobre el flysch de Yesa, que se encuentra intercalado dentro de la unidad citada. Las laderas presentan un perfil cóncavo hacia arriba

en las margas y con geometría más irregular dentro del flysch. En el entorno del vaso del embalse se pueden identificar numerosas cicatrices de deslizamientos, con lóbulos en la parte baja, que indican que existe una cierta inestabilidad de las laderas, debida probablemente al comportamiento plástico de las margas meteorizadas. También se observan procesos de acarreamiento debidos a la escorrentía de aguas superficiales (Fig. 4).

En el sector de la cerrada del embalse la morfología cambia de forma brusca, al aflorar el flysch de Yesa. Las pendientes de las laderas son mayores y se aprecian cicatrices y lóbulos de deslizamientos de mucha mayor entidad que los que se encuentran sobre las margas de Arguis. Las cicatrices de deslizamientos se sitúan sobre todo en la margen derecha del río Aragón, que constituye la cara norte del interfluvio entre el Aragón y el Arroyo de la Gardonera, que presenta una dirección subparalela. Los deslizamientos más importantes se sitúan inmediatamente aguas abajo y aguas arriba de la presa actual. El primero de ellos (deslizamiento de La Refaya, figs. 5, 6) ha sufrido movimiento en tiempos recientes (posiblemente anteriores al registro histórico), y está marcado por un escarpe en la parte alta y un rellano correspondiente en el bloque deslizado. La base del deslizamiento no es observable pero las anomalías en la morfología de la ladera indican que muy posiblemente se trate de un deslizamiento de tipo rotacional con base plana. La masa deslizada está cubierta por vegetación boscosa y arbustiva de poca altura (Fig. 6, fotografía 2), lo cual implica una mayor retención de agua, que puede percolar hasta la base del deslizamiento. Las medidas de planos de estratificación en las facies flysch de la base del deslizamiento muestran una distribución caótica que no se ajusta a la tendencia regional de buzamiento hacia el sur. Esto mismo sucede en el siguiente deslizamiento, situado algo más al E y señalado en la cartografía (ver fig. 4), aunque la expresión morfológica de su cabecera no es tan clara.

## SISMICIDAD Y RIESGO SISMICO

Aunque la canal de Berdún se encuentra relativamente alejada de las zonas de mayor sismicidad dentro de la cadena pirenaica, que son el Pirineo oriental meridional (norte de la provincia de Girona) y la parte norte del sector central (región de Arette), ha sufrido una serie de movimientos sísmicos (de acuerdo con el catálogo de Mezcua y Martínez Solares, 1983), tanto históricos como instrumentales, que permiten caracterizarla como un área de sismicidad intermedia (ver tabla 1 y Figs. 7,8).

Los epicentros de los movimientos sísmicos registrados se distribuyen de una forma más o menos homogénea a lo largo del eje de la depresión (Fig. 8). Algunos epicentros aparecen algo alejados, como el del año 1372, que con intensidad IX es el más importante de los detectados, tanto por técnicas históricas como instrumentales. En el año 1923 tuvo lugar la crisis sísmica más importante de la región en tiempos recientes, con varios sismos cuyos epicentros se localizaron en las proximidades del pueblo de Martes, situado al sur del embalse de Yesa. El movimiento más fuerte alcanzó una intensidad de VIII; a este movimiento le siguieron varias réplicas de menor intensidad que se

superpusieron en el tiempo a otra crisis sísmica, con intensidades máximas de VI, en Villarreal de la Canal, en la margen derecha del río Aragón. En tiempos más recientes han sido registrados de forma instrumental varios movimientos de magnitud comprendida entre 3.3 y 4.1 grados en la escala de Richter. La transformación de intensidades en magnitudes y viceversa puede hacerse en este sector de acuerdo con la ecuación (Alfaro et al., 1987):

$$M = 0.32 \cdot I + 2.26$$

Los estudios para la determinación del riesgo sísmico que utilizan métodos deterministas basados en zonaciones sismotectónicas (Alfaro et al., 1987) consideran el máximo sismo posible a partir de los movimientos ocurridos en una determinada región sismotectónica. Mediante estos métodos se ha establecido para el área de la Canal de Berdún una intensidad máxima posible de VIII. En esta posible intensidad máxima está incluido, además de los sismos generados en esa región sismotectónica, el riesgo proveniente de los terremotos producidos en la vertiente nor-pirenaica (región de Arette). El riesgo sísmico en este sector podría aumentar hasta intensidad IX si se consideran fiables los datos del sismo de esa intensidad que tuvo lugar en el año 1372.

El riesgo sísmico para la Canal de Berdún calculado mediante métodos probabilísticos (es decir, incluyendo en estos cálculos la variable tiempo) y utilizando tanto datos históricos como instrumentales (Martín Martín, 1984) indica que el período de recurrencia para sismos de intensidades VII-VIII es de unos 1000 años, 500 años para los de intensidad VI-VII y 100 años para los de intensidad V-VI (tabla 2). Los resultados de este autor muestran también una intensidad máxima posible de VIII en la escala MSK.

A partir de los datos expuestos resulta evidente que el sector de la Canal de Berdún es una zona con riesgo sísmico de cierta importancia. La propia Norma Sismorresistente P.D.S.-1 (Boletín Oficial del Estado, 1974), basada en la zonación de Munuera (1969) considera el sector de Yesa-Canal de Berdún incluido en la zona Segunda (con intensidades máximas epicentrales MSK comprendidas entre VI y VIII), y muy próxima geográficamente a la zona Tercera (con intensidades mayores de VIII e incluso de IX). Este factor debe ser tenido en cuenta en cualquier obra pública de gran envergadura (incluida en el Grupo 3º de la Norma Sismorresistente), y que puede comportar graves riesgos para la población civil.

Los valores de aceleración sísmica que pueden alcanzarse en un punto cuando se produce un movimiento sísmico de una determinada intensidad dependen en gran medida del tipo de material sobre el que se asienta la construcción. Los valores de aceleración obtenidos en suelos blandos son siempre mayores que los que se dan en roca (Coulter et al., 1973), como se demostró en los terremotos de Ciudad de Méjico de 1985 y Loma Prieta de 1989 (Idriss, 1990). Por ello resulta difícil conocer el valor exacto de la aceleración que podría alcanzarse con los terremotos de intensidad VII y VIII, que como se ha visto en el primer apartado, son posibles en este sector de la canal de Berdún.

En la tabla 2 (obtenida a partir de datos de Coulter et al., 1973 y Trifunac and Brady, 1975) se ha considerado un espectro de valores de relación entre intensidad del terremoto y aceleración producida en el suelo que sirve para el promedio de las obtenidas entre suelo y roca (ver también Fig. 9). Hay que tener en cuenta, no obstante, dos factores fundamentales que pueden condicionar la amplificación de la aceleración en la Canal de Berdún: por una parte el relieve y por otra el hecho de que la futura presa se asentará sobre terrenos margosos que aunque presentan un cierto grado de sobreconsolidación no pueden clasificarse como rocas, y menos aún cuando se encuentran en estado saturado. Estos dos factores hacen que los valores de aceleración presentados en la tabla 2 puedan hacerse incluso mayores, lo que podría llegar a la superación de los valores admitidos por el criterio de Ambraseys y poner en peligro la estabilidad de la presa.

### **Sismicidad Inducida**

En un importante número de grandes presas, con altura de la columna de agua de más de 50 m, incluso aquellas que están construidas sobre zonas no muy activas desde el punto de vista sísmico, tiene lugar un fenómeno que se conoce con el nombre de sismicidad inducida. Este tipo de sismicidad aparece unido al llenado del vaso de la presa y su frecuencia fluctúa de forma parecida al nivel de agua del mismo (Bolt, 1985; Scholz, 1991). En algunos casos el fenómeno sísmico es prácticamente simultáneo al ascenso del nivel del agua mientras que en otros el decalaje temporal entre ambos procesos ha llegado a ser de una decena de años. La magnitud de los terremotos inducidos por grandes embalses ha llegado a alcanzar los 5.2 y 6.2 grados (escala de Richter) en las presas del Deccan (India), 5.7 en Oroville (California) y 5.3 en Asuan (Egipto).

Puesto que con el recrecimiento proyectado el nuevo embalse de Yesa alcanzará alturas de agua cercanas a los 100 m y además previsiblemente el nivel del agua sufrirá fuertes fluctuaciones, se hace absolutamente necesario un estudio microsísmico de la zona antes de comenzar las obras para intentar detectar la posible influencia que el recrecimiento del embalse tendría en la sismicidad del área. La existencia de una sismicidad de tipo intermedio en todo el sector, como ya ha sido expuesto en el punto anterior, hace aún más necesario el estudio de estas posibles consecuencias.

### **GEOMETRIA DE LOS DESLIZAMIENTOS. ANALISIS DE ESTABILIDAD**

El riesgo más grave que puede amenazar al embalse de Yesa, y que está fuertemente asociado a los movimientos sísmicos, es el de los deslizamientos. La existencia de numerosas cicatrices y lóbulos de deslizamiento de diferentes tamaños en las laderas que bordean el vaso del embalse, incluso en laderas de pendiente relativamente suave es el mejor indicador de que existen fuertes condiciones de inestabilidad asociadas a los materiales margosos que ocupan la Canal de Berdún. Hay que recordar que una de las mayores catástrofes que han ocurrido asociadas a embalses fue la de Vaiont (Italia)

donde un gran deslizamiento en roca provocó una ola que, sin derrumbar la presa, ocasionó varios miles de víctimas.

El deslizamiento más importante que aparece en la zona afectada por el embalse es sin duda el de La Refaya (Fig. 6, fotografía 2), localizado en la margen izquierda del río Aragón, junto a los aliviaderos de la presa actual. Este deslizamiento presenta un volumen deslizado de unos 12 Hm<sup>3</sup>, de acuerdo con el propio Proyecto de recrecimiento del embalse de Yesa. La geometría que suponemos para este deslizamiento se presenta en la figura 10. En el proyecto de recrecimiento aparece un análisis de las condiciones de estabilidad en el momento actual para este deslizamiento que arroja unos factores de seguridad de 1.31 y 1.49 suponiendo alturas del nivel freático a 525 y 490 metros respectivamente. Sin embargo, este análisis de estabilidad presenta dos errores a nuestro parecer fundamentales que influyen en los resultados de este análisis:

\* El primero de ellos se refiere a la geometría de la superficie a favor de la cual se produjo el deslizamiento. Esta no es paralela a las capas del *flysch* (buzando hacia el norte), que forma la mayor parte de la masa del material deslizado sino que aparece cortándolas limpiamente como puede observarse en los afloramientos de roca del bloque estático que aparecen al lado del deslizamiento. La dirección de estos estratos es 060-070 mientras que la dirección aproximada de transporte del deslizamiento es 020. Por tanto la geometría de la superficie es más probable que sea similar a la de un deslizamiento en suelos y no aprovechando las discontinuidades de la roca (ver Figs. 4 y 10).

\* El segundo se refiere a la no consideración de la aceleración sísmica en el análisis de estabilidad. En una región como la estudiada, donde las aceleraciones debidas a sismos pueden llegar, como hemos visto, a 0.2 o 0.3, sin considerar aquí las posibles amplificaciones debidas al relieve y al tipo de material, es imprudente no considerar este factor en la construcción de una obra que implica graves riesgos para los habitantes localizados aguas abajo de la presa. Los análisis de estabilidad realizados por nosotros mediante los métodos de Bishop modificado y de Janbu modificado, introduciendo varios valores de aceleración sísmica (figura 11), muestran que, únicamente con aceleración sísmica horizontal, el factor de seguridad se acerca a 1 cuando el valor de la aceleración es de 0.2 g (equivalente a 196 cm/s<sup>2</sup>). Con valores de aceleración superiores el factor de seguridad desciende por debajo de 1. Si además consideramos la posible existencia de aceleración vertical el factor de seguridad desciende por debajo de 1 para valores de la aceleración (horizontal y vertical) de solamente 0.12 g (117 cm/s<sup>2</sup>); este valor de la aceleración puede alcanzarse con un sismo de intensidad VI, la cual es relativamente frecuente en la Canal de Berdún (ver tabla:1). En estos cálculos de estabilidad las condiciones del nivel freático (ver figura 10) no son tan desfavorables como las impuestas por los autores del citado proyecto de recrecimiento (se ha colocado a la cota de 490 m), y por ello el factor de seguridad sin aceleración sísmica obtenido por nosotros (abcisa 0) es mayor (1.7). Esto significa que en condiciones más desfavorables en cuanto a la posición del nivel freático, y si se consideran además los efectos del llenado y vaciado durante la explotación del embalse, los valores del factor de seguridad serían considerablemente más bajos. El resto de los parámetros

(cohesión, ángulo de rozamiento interno, etc.) utilizado en estos análisis son los mismos que se utilizan en el citado proyecto de Recrecimiento (cohesión=0, ángulo de rozamiento residual=25°).

## **EL RIESGO DE INUNDACIONES EN SANGÜESA**

### **Inundaciones históricas**

La localidad de Sangüesa ha sufrido reiteradas inundaciones a lo largo de su historia. Las inundaciones de su casco urbano se ven favorecidas fundamentalmente por su situación de proximidad al cauce del río Aragón y la poca altura a la que se encuentran las casas más bajas del pueblo. Las crecidas que se producen en el río Aragón son debidas fundamentalmente a lluvias generalizadas y continuas en su cuenca, en ocasiones con episodios cortos de alta intensidad. A este fenómeno se suman en primavera los deshielos repentinos de las nieves acumuladas en invierno proceso que se ve favorecido por la lluvia.

En el caso del río Aragón con las aportaciones de sus afluentes el Esca, Veral, Aragón Subordán y Estarrún, hasta el término de Yesa, el nivel de crecida de las aguas durante una avenida puede ser de varios metros por encima de su nivel ordinario.

Así durante este siglo en Yesa se han aforado en varias ocasiones valores superiores a los 1000 m<sup>3</sup>/seg. de caudal máximo instantáneo (1907, 1913, 1927, 1937, 1956, 1966 y 1979), siendo el caudal máximo aforado en Yesa en este siglo de 1560 m<sup>3</sup>/seg. En 1937 en Sangüesa las aguas alcanzaron en algunas calles hasta un metro de altura y en 1952 las aguas del río Aragón a su paso por Sangüesa alcanzaron 5 metros sobre el nivel ordinario.

Como dato de interés a finales de Mayo, principios de Junio de 1979 se produjo una avenida en la que se aforó un caudal máximo de 1300 m<sup>3</sup>/seg. Durante este episodio el embalse de Yesa fue incapaz de laminar totalmente la avenida.

En vista de estos datos queda claro que las crecidas del río Aragón no son un fenómeno infrecuente. Y la población de Sangüesa está ubicada en un lugar de alto riesgo en caso de una crecida repentina del río tanto más teniendo en cuenta la corta distancia a la que quedaría de la presa en caso de realizarse el recrecimiento.

### **Riesgos asociados a un accidente en la presa**

Los deslizamientos son sucesos que se ven favorecidos por determinadas condiciones climáticas como son las lluvias continuadas e intensas en la zona en que se sitúa el deslizamiento. Como hemos dicho en el apartado anterior bajo estas condiciones de precipitación los aportes de los grandes ríos aumentan considerablemente y pueden llegar a producirse crecidas importantes en sus

cauces. Así es como se han generado las inundaciones que hasta ahora han afectado tan frecuentemente a Sangüesa y poblaciones ribereñas cercanas. Durante las avenidas los embalses funcionan como elementos reguladores subiendo el nivel de las aguas de forma muy rápida en casos de grandes crecidas, lo cual favorece la desestabilización de los materiales susceptibles de deslizar en el vaso del embalse.

En el caso de Yesa los efectos asociados a estos eventos se pueden resumir en tres puntos:

\* las lluvias continuadas acentúan la inestabilidad de las masas susceptibles de deslizar al aumentar el grado de humedad del plano de deslizamiento favoreciendo así un nuevo movimiento de este.

\* la altura de las aguas puede alcanzar la base de los deslizamientos lo cual si sumamos lo dicho en el punto anterior genera las condiciones ideales para la caída en el vaso del embalse de los deslizamientos ubicados en las paredes del mismo.

\* la velocidad de llenado del embalse durante una avenida es muy superior a la que se da en condiciones normales siendo está una de las situaciones que genera sismicidad inducida.

En estas situaciones el nivel de las aguas podría superar los 490 m. tomados para los cálculos de estabilidad (ver fig. 10) y los factores de seguridad resultantes serían entonces menores.

El deslizamiento de mayores dimensiones es el de la Refaya, con un volumen de 12 Hm<sup>3</sup>, su caída generaría una ola que sin necesidad de romper la presa podría sobrepasar está afectando a las poblaciones inmediatamente aguas debajo de la presa, siendo Sangüesa la más próxima a esta. En una situación de este tipo el volumen de agua que pase por encima de la presa será función de la situación de la masa deslizada, su volumen y del nivel de agua en el embalse en el momento de producirse en deslizamiento. La situación más desfavorable sería aquella en que el nivel de agua en el vaso esté próximo al de embalse lleno y tales circunstancias se dan en situaciones de avenida en las que el embalse actúa como laminador de la avenida. Y es precisamente en este uno de los escenarios más favorables para la desestabilización de las zonas inestables de la ladera.

El caso extremo de riesgo se produciría si con el llenado del vaso por el caudal de avenida se llegasen a superar los niveles de seguridad en la presa, con la consecuente liberación del caudal de agua almacenado en ese momento en el embalse de Yesa.

Ante una situación como la rotura de la presa o bien ante el salto de una ola por encima de la presa sin llegar a romperla, la población de Sangüesa quedaría en una situación de riesgo muy alta debido tanto a su poca altura respecto al cauce como a la escasa distancia que la separa de la presa. En ninguna de las dos circunstancias descritas existe tiempo material para avisar y desalojar a la población.

Sin embargo, la finalidad de este informe no es realizar una modelización del comportamiento de la onda de avenida que se produciría en caso de rotura de la presa. En este apartado vamos a dar en primer lugar unos valores de caudal mínimos por encima de los cuales la población de Sangüesa se vería afectada, y posteriormente se calcularán los posibles caudales de avenida en caso de rotura.

Para el cálculo de los caudales para los cuales se vería afectado el pueblo de Sangüesa se ha aplicado la fórmula de Manning establecida para régimen de flujo uniforme. Somos conscientes de que en el caso de rotura de la presa, o bien en caso de salto de una ola por encima de la presa las condiciones de flujo no serían estas. Sin embargo sí es válida para lo que aquí pretendemos, que es dar un valor mínimo de caudal por encima del cual la población de Yesa quedaría completamente inundada.

La velocidad según la fórmula de Manning es

$$V = \frac{I^{\frac{1}{2}} \cdot R^{\frac{2}{3}}}{n} \quad [1]$$

siendo I la pendiente del lecho del cauce en este punto, R el radio hidráulico de la sección y n el valor de rugosidad de Manning. Se han simplificado los cálculos considerando un único valor de rugosidad para todos los niveles de inundación considerados. E igualmente un único valor en cada sección.

El caudal se obtiene multiplicando la velocidad por la sección mojada

$$Q = V \cdot S(m^2/s) \quad [2]$$

H (m)	I (m/m)	n	S (m <sup>2</sup> )	V(m <sup>2</sup> /s)	Q (m <sup>3</sup> /s)
3	0,00222	0,040	281,250	2,018	597,614
13	0,00222	0,040	3781,250	4,122	15584,825
23	0,00222	0,040	9731,250	7,326	71288,729
33	0,00222	0,040	16218,750	9,570	155213,252

Los valores de caudal están reflejados gráficamente en la fig.12. La altura de 3 metros se corresponde a la de las casas más bajas de Sangüesa y por el contrario la altura máxima es la de las

casas más altas. Así obtenemos que los caudales mínimos de inundación para Sangüesa están entre 600 y 155.000 m<sup>3</sup>/s. Según estos cálculos bastaría un caudal mínimo de 155.000 m<sup>3</sup>/s de caudal punta para que la población quede totalmente cubierta por las aguas. Este caudal es imposible de alcanzar en condiciones actuales o futuras. Sin embargo, caudales intermedios imposibles de alcanzar en condiciones naturales (50.000 m<sup>3</sup>/s, por ejemplo, como veremos más adelante), pueden ser posibles en caso de un vaciado catastrófico del embalse por rotura de la presa.

El caudal punta en caso de rotura puede estimarse a partir de las ecuaciones y ábacos presentados por Costa (1988):

*Ecuaciones correspondientes a las rectas de regresión del caudal punta (Q<sub>max</sub>) para presas de construcción humana:*

Q <sub>max</sub> (H)	Q <sub>max</sub> (V)	Q <sub>max</sub> (HV)
Q = 10.5H <sup>1.87</sup> ; r <sup>2</sup> = 0.80;	Q = 961V <sup>0.48</sup> ; r <sup>2</sup> = 0.65;	Q=325(HV) <sup>0.42</sup> ; r <sup>2</sup> = 0.75
SE = 82%	SE = 124%	SE = 95%

Unidades: Q<sub>max</sub> = m<sup>3</sup>/s; H = m; V = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>.

Las ecuaciones anteriores corresponden a las rectas de regresión deducidas para el conjunto de datos históricos de presas de antrópicas para las que se han realizado estimaciones posteriores del caudal punta postrotura (Costa, 1988). Los datos de volumen introducidos en las gráficas a partir de las cuales se han calculado las ecuaciones anteriores corresponden al volumen de agua previo a la rotura de la presa (V) y a la altura de la presa (H).

A partir de los datos históricos se ha intruducido un factor más de corrección para estos datos, la distancia de la presa a un punto dado. Con este dato se ha deducido la ecuación de la envolvente del porcentaje de caudal para una distancia dada que para valles amplios y abiertos es:

$$Q = \frac{100}{10}(0.0052x),$$

siendo x la distancia del punto a la presa.

En el caso de Yesa los valores obtenidos aplicando estas ecuaciones son:

	Q <sub>max</sub> (H) (m <sup>3</sup> /s)	Q <sub>max</sub> (V) (m <sup>3</sup> /s)	Q <sub>max</sub> (HV) (m <sup>3</sup> /s)
Q <sub>max</sub>	68959,42	32154,92	50492,47

Qx	61911,77	28868,69	45332,14
----	----------	----------	----------

teniendo en cuenta que  $H = 110$  m;  $V = 1500\ 106$  m<sup>3</sup>/s;  $x = 9$  Km

La corrección de distancia para Sangüesa es  $Qx = 89,78$  %.

El tiempo que tardaría la onda de avenida en llegar a Sangüesa puede obtenerse también mediante las fórmulas de Manning, y son de 2 m/s, 4.1 m/s, 7.3 m/s y 9.6 m/s. Si descartamos el último valor (155.000 m<sup>3</sup>/s) que da un caudal muy exagerado, quedan las demás cifras como datos posibles y nada exagerados.

En cuanto al tiempo de llegada de la onda, para un valor medio de  $v = 5$  m/seg. durante todo el recorrido desde la presa hasta Sangüesa, obtenemos un tiempo de recorrido de

$$T = s/v = 9000/5 \text{ seg.} = 1800 \text{ seg.} = 30 \text{ minutos.}$$

A mayor velocidad menor tiempo de recorrido. Este es el tiempo del que dispondrían los sistemas de alerta para dar la alarma a la población de Sangüesa.

## BIBLIOGRAFIA

- Alfaro, J.A.; Casas, A.M. y Simón, J.L. (1987). Ensayo de zonación sismotectónica en la Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y borde Surpirenaico. *Estudios Geol*, 43: 445-457 et al.
- B.O.E. (1974). *Norma sismorresistente*. Decreto 3209/1974 de 30 de Agosto, Madrid. 57 p.
- Bolt, B.E. (1985). *Terremotos*. Ed. Orbis, 266 p.
- Comisión Nacional de Protección Civil, Comisión Técnica de Inundaciones. Grupo I. 1985. *Estudio de Inundaciones Históricas. Mapas de Riesgos Potenciales. Cuenca del Ebro*. Vol. 1
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. (1994): *Hidrología aplicada*. Santafé de Bogotá. McGraw-Hill, 584p.
- Costa, J.E. (1988): Floods from dam failures. In: V.R. Backer; R.C. Kochel and P.C. Patton (Eds.) *Flood Geomorphology*, 439-463.
- Coulter, H.W.; Waldron, H.H. y Devine, J.F. (1973). Seismic and geologic siting considerations for nuclear facilities. *Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng.* Roma.

- Faci, E.; Castiella, J., García de Domingo, A., del Valle, J., Larrañaga, M.J. (1997). *Mapa geológico de Navarra, escala 1:200.000*. Gobierno de Navarra, departamento de Obras Públicas, Transportes y Comunicaciones.
- Idriss, I.M. (1990). Response of soft soil sites during earthquakes. *Symposium Mem. Prof. Harry Bolton Seed*. Berkeley, California.
- Labauve, P.; Séguret, M. y Seyve, C. (1985). Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South-Pyrenean Basin. *Tectonics*, 4 (7), 661-685
- Martín Martín, A.J. (1984). *Riesgo sísmico en la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Instituto Geográfico Nacional. 2 Tomos.
- Mezcua, J. y J.M. Martínez Solares (1983). *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí*. Insto. Geográfico Nacional, Pub. 203, Madrid, 299 pp.
- Millán, H. (1996). *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 330 pp.
- Millán, H.; Pocovi, A. y Casas, A. (1995). El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras exteriores: sistemas imbricados y pliegues de despegue. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8 (1-2), 73-90.
- Munuera, J.M. (1969). *El mapa de zonas sísmicas generalizadas de la Península Ibérica*. Instituto Geográfico y Catastral. Madrid. 50 pp. y 1 mapa.
- Oliva, B.; Millán, H.; Pocovi, A. y Casas, A.M. (1996). Estructura de la Cuenca de Jaca en el sector occidental de las Sierras Exteriores Aragonesas. *Geogaceta*, 20 (4), 800-802.
- Puigdefàbregas, C. (1975). La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, nº 104. Número Extraordinario de la Revista Pirineos. Jaca, 187 p.
- Salvany, J.M. (1989). Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la Cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja. Litoestratigrafía, petrología, sedimentología. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 397 p.
- Scholz, C.H. (1990). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press. 439 pp.

Séguret, M. (1972). Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Thèse doctorale, Universidad de Montpellier. Pub. USTELA, Série Géol. struct. 2, 155 pp.

Teixell, A. (1992). *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 252 pp.

Teixell, A. y García Sansegundo, J. (1995). Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos Meridionales). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8 (3), 215-228

Trifunac, M. and A.G. Brady (1975). Correlations of peak acceleration and intensity. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 65: 139-162.

Zaragoza, 12 de Octubre de 1999



Fdo: **Antonio M. Casas Sainz**  
Doctor en Ciencias Geológicas  
Profesor del Departamento de Geología  
Universidad de Zaragoza



Fdo: **Mayte Rico Herrero**  
Licenciada en Ciencias Geológicas  
Departamento de Geología  
Universidad de Zaragoza