

Configuración geológico-geotécnica y estabilidad de la ladera oriental de la presa de Itoiz (Navarra, España)

Geological-geotechnical configuration and stability of the eastern slope of the Itoiz dam (Navarra, Spain)

C. LÓPEZ-FERNÁNDEZ¹, J. GARCÍA-SANSEGUNDO¹, L. PANDO¹,
M. J. DOMÍNGUEZ-CUESTA¹, G. FERNÁNDEZ-VIEJO¹ Y T. DÍAZ-ORTIZ¹

¹ *Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España
(e-mail: lopezcarlos@uniovi.es, j.g.sansegundo@geol.uniovi.es, pandoluis@uniovi.es, dominguezmaria@uniovi.es, gaby@geol.uniovi.es,
tamadiazortiz@gmail.com)*

Resumen: Algunos estudios, apoyados en datos e interpretaciones diversas, han cuestionado la estabilidad de la ladera izquierda en la cerrada de la presa de Itoiz (Navarra, España), llegando a conclusiones contrapuestas. Este trabajo analiza dicha ladera desde un punto de vista multidisciplinar. Se adquirieron nuevos datos geológicos y fue reinterpretada la información aportada por la instrumentación de auscultación instalada en la ladera, modelizándose dos perfiles representativos de su configuración geológico-geotécnica mediante métodos tenso-deformacionales. El modelo de comportamiento resultante ha permitido evaluar las condiciones de estabilidad que actualmente presenta esta ladera.

Palabras clave: caso de estudio, embalse de Itoiz, estabilidad de laderas, modelización informática.

Abstract: Some studies, supported by varied data and interpretations, have discussed the stability of the left slope at the Itoiz dam (Navarra, Spain), reaching conflicting conclusions. This paper analyzes that slope from a multidisciplinary point of view. New geological data were acquired and the information provided by auscultation techniques was reinterpreted; after that two profiles, that represent its geological-geotechnical setting, were modelled by tense-deformational methods. The resulting model of behavior has allowed us to assess the conditions of stability that actually presents this slope.

Keywords: case study, Itoiz dam, slope stability, computer modelling.

El embalse de Itoiz (Aoiz, Navarra) está asociado a una cuenca hidrográfica de 503 km² vinculada al río Irati, afluente del Ebro, caracterizada por un régimen hidrológico de tipo pluvio-nival. Su morfología es alargada evolucionando aguas abajo de rumbo E-O a N-S (Fig. 1), y ocupa terrenos administrativamente pertenecientes tanto a España como a Francia. La presa fue proyectada ya en 1975 para regular el río Irati y garantizar tanto el abastecimiento como el regadío de amplias zonas de la Comunidad Foral de Navarra. Construida en hormigón y de tipo gravedad, alcanza los 122 m de altura sobre cimientos situándose su cota máxima a 592 msnm, y presenta

en coronación una longitud de 525 m. La capacidad máxima de embalse es de 418 hm³, estimándose una aportación media anual de 675 hm³.

Las obras de construcción de la cerrada se prolongaron entre 1993 y 2003, en medio de un complicado contexto social y medioambiental motivado por el rechazo que provocó la inundación de tres localidades, así como la afección a diversos espacios protegidos. Durante dicho período y algunos años después se publicaron diversos informes relativos a dos potenciales problemas geológicos: la sismicidad ocurrida durante los primeros ciclos de llenado y la

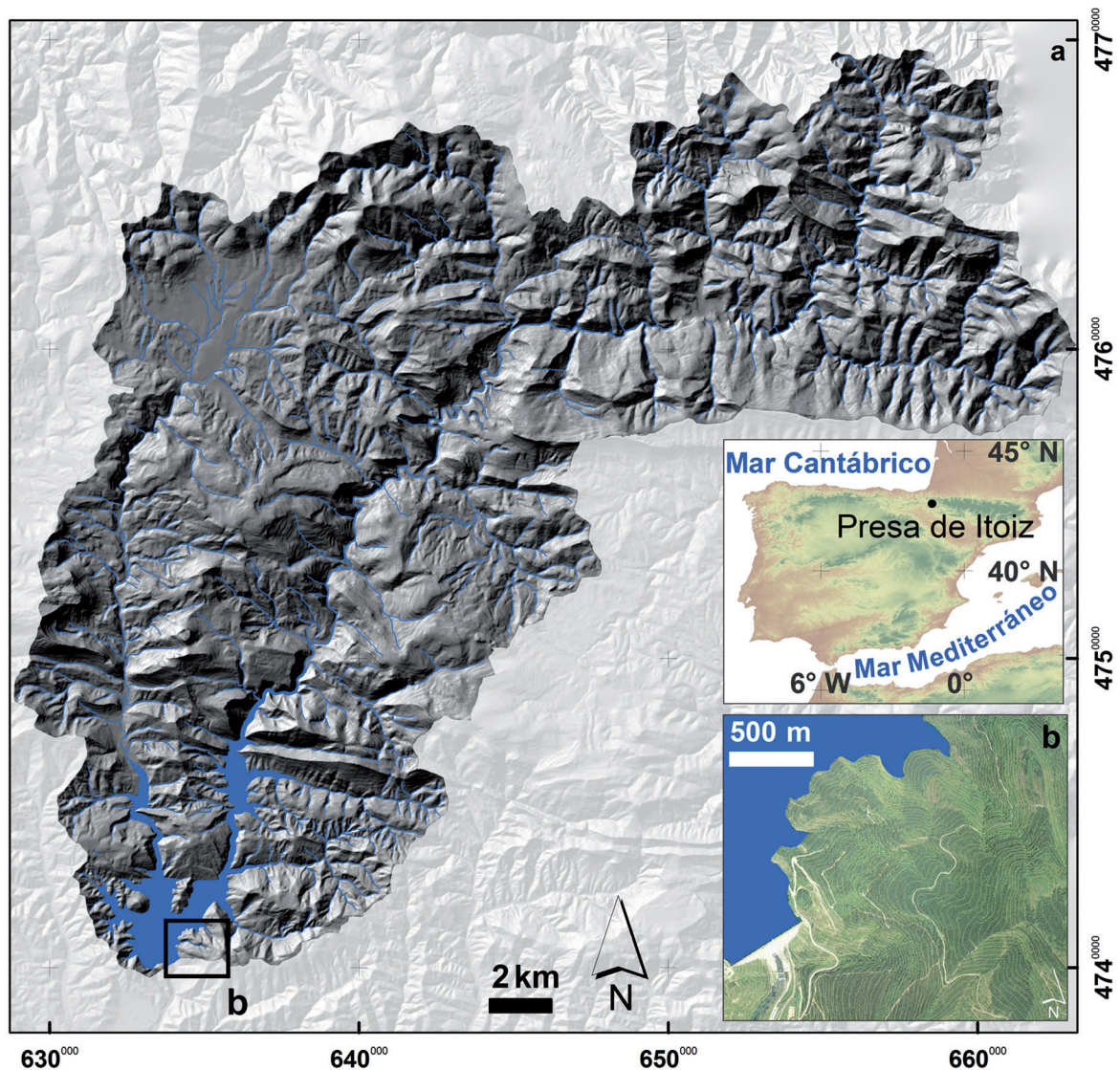


Figura 1. a) Localización del embalse de Itoiz dentro de la cuenca del río Irati. b) Detalle de la ladera objeto de estudio.

estabilidad de la ladera izquierda (E) en la zona de la cerrada, cuestionada por el buzamiento de las capas subparalelo respecto a la ladera.

Tras diversos procesos legales se inició el proceso de llenado en enero de 2004. En el mes de septiembre, coincidiendo con un ciclo de descarga se registró un sismo de magnitud 4,6 mbLg con epicentro a menos de 10 km de la presa, que fue percibido con intensidad IV (European Macroseismic Scale 1998, EMS-98) en las poblaciones cercanas a la misma. Esto reactivó la oposición de diversos sectores a la construcción del embalse, y se llevaron a cabo varios estudios para investigar dicha actividad sísmica. Mientras unos concluyeron que se trataba de un fenómeno de sismicidad inducida (Ruiz *et al.*, 2006; Jiménez *et al.*, 2009; Durá-Gómez y Talwani, 2010; Santoyo *et al.*, 2010), otros autores (Luzón *et al.*, 2010; García-Mayordomo y Insua-Arévalo, 2011) consideraron que su origen estaba relacionado con el estado de esfuerzos en este sector de los Pirineos.

Asimismo, entre 1989 y 2010 se elaboraron nueve informes técnicos sobre la estabilidad de la citada ladera, seis de ellos encargados por las administraciones públicas y tres por parte de los colectivos opuestos a la construcción. Sus conclusiones contrastan entre sí de forma notable al efectuar diferentes interpretaciones geológicas, geomorfológicas y geotécnicas. Por entonces se habilitaron en el entorno del embalse diferentes sistemas de monitorización de la sismicidad y de control de estabilidad de la ladera, con dispositivos inclinométricos, piezométricos y topográficos. Los datos aportados por estos equipamientos están disponibles a través del sitio web de la Confederación Hidrográfica del Ebro (<http://www.chebro.es>).

Este trabajo aborda una nueva aproximación al problema de la ladera izquierda en la cerrada de la presa. Para ello se integra información precedente de diversa naturaleza junto con otros datos propios, a fin de definir con la mayor precisión posible la configuración geológica de dicha ladera. Finalmente se evalúa su estabilidad mediante un programa informático.

Marco geológico

El embalse de Itoiz se sitúa en la Zona Surpirenaica, cuya formación comenzó durante el Cretácico Superior y se prolongó hasta el Mioceno (Choukroune y Seguret, 1973). En el entorno de la presa afloran los materiales del «Grupo Hecho» (Mutti *et al.*, 1972), de edad Eoceno Inferior. Dentro de este Grupo se distinguen tres litologías que, de mayor a menor antigüedad, corresponden a (Fig. 2):

- § Turbiditas. Alternancias de margas de tonos claros y areniscas de coloración gris oscura, con matriz carbonatada y grano fino a medio, que alcanzan una potencia total de 1500 m. Su base representa una superficie de onlap sobre el sustrato, mostrando en la zona de estudio un buzamiento de entre 20 y 25°.
- § Megacapas carbonáticas. Brechas calcáreas, calcarenitas y margas, con intercalaciones de turbiditas (Johns *et al.* 1981; Labaume *et al.*, 1985, 1987). La brecha aparece generalmente en la base de las megacapas y está constituida por clastos angulares y heterométricos de calizas y margas, embebidos en una matriz de naturaleza areno-arcillosa y tonos marrones. La proporción de clastos respecto a la matriz oscila entre 45 y 55%, aunque localmente puede variar dentro de esta unidad. Sobre la brecha existe una capa de calcarenitas de potencia métrica, formando una secuencia granodecreciente. Esta unidad presenta una continuidad lateral de decenas de kilómetros, mostrando una potencia muy variable que puede alcanzar los 50 m.
- § Flysch margoso de Irurozqui. Serie margosa que constituye la parte superior del Grupo Hecho, y que se sitúa sobre las megacapas. Las margas aparecen en capas de 50 cm de espesos, con niveles intercalados de areniscas en capas de 1 a 3 cm. Esta serie aflora al sur del embalse y alcanza una potencia de 1500 m. Su buzamiento es de 14-18° hacia el NO, similar a la orientación de la ladera.

Desde un punto de vista tectónico, el embalse se sitúa en un sector dominado por cabalgamientos y pliegues asociados, con dirección dominante N100° E y dirigidos al sur. Los pliegues son de escala mé-

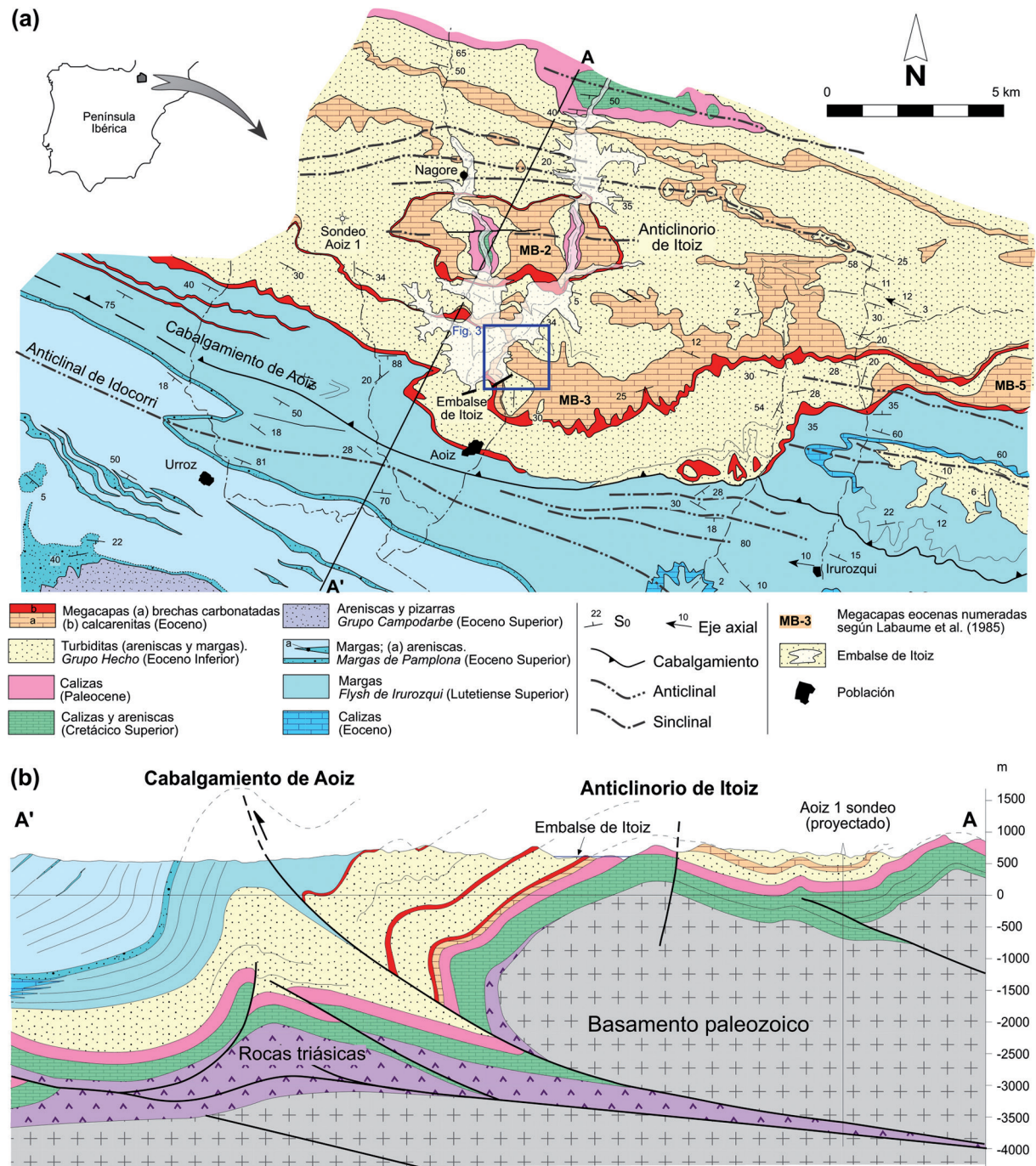


Figura 2. a) Mapa geológico del entorno del embalse de Itoiz (modificado de García de Domingo y Blas Balaguera, 1994; García-Sansegundo, 1994). b) Corte geológico a través de la zona ocupada por el embalse (García-Sansegundo, 2014).

trica a hectométrica, mientras que los cabalgamientos son escasos en superficie (García-Sansegundo y Barnolas, 2000), aunque están bien desarrollados en profundidad. El sondeo Aoz-1 (Fig. 2) perfora el cabalgamiento de Aoz a 4200 m de profundidad;

esta estructura sitúa materiales paleozoicos sobre la cobertera (Triásico). Hacia el embalse, aparece el anticlinorio de Itoiz, que se interpreta como la rampa frontal del cabalgamiento y que deforma las turbiditas del Grupo Hecho. Al sur de Aoz este ca-

balgamiento corta la Megacapa n.º 5 desplazándola decenas de metros. En el bloque inferior se encuentran niveles del Flysch margoso de Irurozqui. Este cabalgamiento presenta una dirección E-O en el área cercana al embalse.

Al anticlinorio de Itoiz se le considera responsable de una discordancia progresiva desarrollada en las areniscas de la unidad Margas de Pamplona (zona SO de la figura 2), pudiendo estar este relacionado además con el cabalgamiento de Gavarnie, una de las principales estructuras alpinas de los Pirineos. En la ladera izquierda de la presa (Fig. 3), las capas que buzan hacia el oeste se interpretan como la manifestación en superficie de una rampa lateral asociada al cabalgamiento. La denominada Megacapa n.º 3, afectada por esta rampa, podría conectar las aguas embalsadas con los fluidos intersticiales que, en profundidad, puedan estar en contacto con el cabalgamiento. De producirse este hecho podría haber favorecido la sismicidad ocurrida en 2004 (Ruiz *et al.*, 2006).

Desde el punto de vista hidrogeológico, las megacapas carbonáticas constituyen un acuífero de circulación kárstica y fisural, mientras que los niveles de margas lo conforman exclusivamente de tipo fisural. El nivel freático oscila, de acuerdo a las lecturas piezométricas, entre 8 y 15 m de profundidad, mostrando dependencia estacional y del nivel de llenado del embalse. Respecto a la actividad telúrica el embalse está localizado en una región con moderada sismicidad, que se concentra al noroeste de la presa (Ruiz *et al.*, 2006). De acuerdo a la Norma de Construcción Sismorresistente (NCSE-02) del Ministerio de Fomento (2002), la aceleración sísmica básica prevista para la zona es $a_b=0,05g$.

En relación a los rasgos geomorfológicos, la cuenca que drena al embalse se caracteriza por laderas que alcanzan pendientes por encima de 60°, siendo la inclinación media de 19°; su orientación se reparte casi equitativamente hacia N y S (49 y 51 %, respectivamente). En el caso concreto de las laderas naturales en turbiditas la pendiente media está en torno a 20°, con valores máximos de 44°. Estos materiales son los más favorables a deslizamientos de tipo planar, dada su disposición, litología y alto potencial de meteorización. Por su parte las elevaciones oscilan entre 473 m y diversas estribaciones por encima de

2000 m. La orografía evidencia la acción de procesos glaciares, fluviales, torrenciales y gravitacionales (García-Sansegundo, 1994; García de Domingo y Blas Balanguera, 1994); de hecho, algunos autores describen la existencia de antiguas masas de material deslizado en la proximidad de la presa (Casas y Rebollo, 2001).

Metodología

La investigación de la ladera se ha estructurado en cuatro fases: 1) revisión de la documentación geológica y geotécnica disponible; 2) adquisición de nuevos datos de campo, recogidos en una cartografía geológica a escala 1:5000; 3) reinterpretación de los resultados obtenidos mediante la monitorización del terreno; 4) modelización del comportamiento de la ladera a efectos de evaluar su desestabilización potencial. Para asegurar una gestión más eficiente, toda la información de partida se integró conjuntamente en una base de datos soportada en un Sistema de Información Geográfica (ArcGIS de ESRI).

Durante la revisión de antecedentes bibliográficos, de forma complementaria a los artículos de investigación citados con anterioridad fueron examinados 9 informes técnicos específicamente dedicados al estudio de la ladera, de libre acceso a través de la página web de la Confederación Hidrográfica del Ebro. Estos contienen datos proporcionados por 49 sondeos mecánicos (totalizando 1860 m perforados en 5 campañas), 3 perfiles de tomografía eléctrica (295 m de longitud y profundidades reconocidas de 30 a 45 m), 8 ensayos Down-hole, y diagráfias realizadas en 9 sondeos (Fig. 3). Paralelamente se recopilieron 70 ensayos de permeabilidad (Lugeon y Lefranc), así como los resultados de numerosos ensayos de laboratorio sobre muestras tomadas en los sondeos mencionados. Estos comprenden la determinación de propiedades de identificación y estado (13), resistencia frente a compresión tanto uniaxial (7) como triaxial (2), y corte directo (12). Respecto a los macizos rocosos, se prestó especial atención al grado de meteorización identificado (ISRM, 2007), y a las calidades de macizo según las clasificaciones RMR (*Rock Mass Rating*) de Bieniawski (1989) y GSI (*Geological Strength Index*) de Marinós y Hoek (2000).

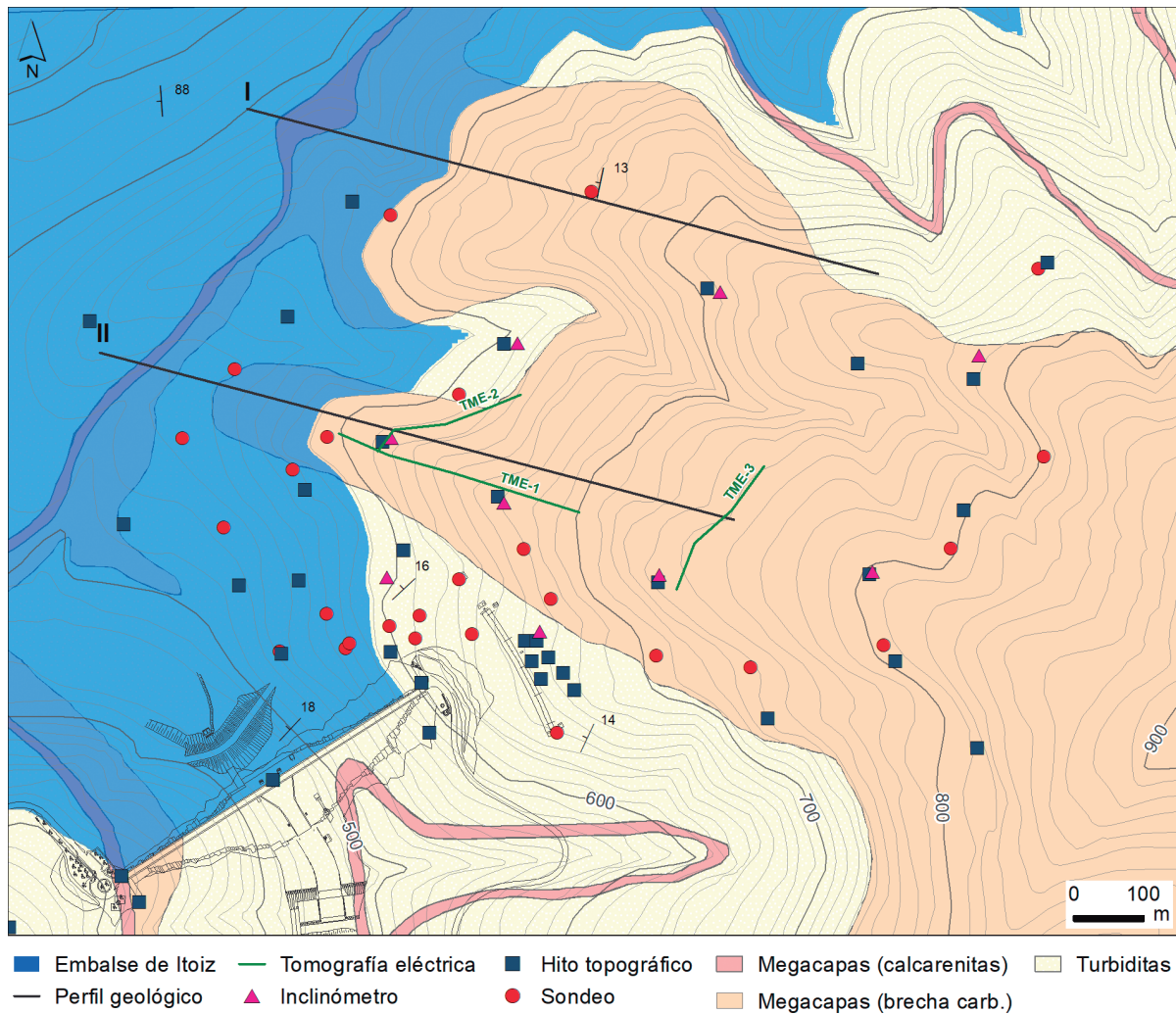


Figura 3. Mapa geológico de la ladera izquierda del embalse y situación de los sistemas de auscultación de la misma.

A fin de valorar el comportamiento que ha presentado la ladera desde la puesta en marcha del embalse, se llevó a cabo una reinterpretación de los datos originales proporcionados por las redes inclinométrica (entre 2005 y 2014) y topográfica (2004 a 2009) instaladas en el entorno de la ladera (Fig. 3). Fueron analizados los datos de nueve inclinómetros con profundidades de entre 30 y 48 m, seis de ellos ubicados sobre las turbiditas y tres sobre la unidad de megacapas.

Finalmente, para evaluar el comportamiento potencial de la ladera en términos de estabilidad, los perfiles geológicos citados fueron modelizados mediante software basado en elementos finitos, centrándose el análisis en la hipótesis más probable: el desarro-

llo de un deslizamiento de las megacapas sobre las turbiditas. Para ello se utilizó el programa Phase2 de Rocscience, que permite estimar el valor de *SRF* (*Shear Reduction Factor*), parámetro comparable a los efectos perseguidos al factor de seguridad que se calcula con los métodos clásicos de equilibrio límite aplicados a taludes.

Resultados y discusión

Configuración geológica

La reconstrucción de la geometría de las unidades presentes en la ladera objeto de estudio se llevó a

cabo a partir de la testificación de los sondeos mecánicos, así como a través de la reinterpretación de datos geofísicos (Fig. 3), contrastando a su vez toda esta información con las observaciones geológicas efectuadas durante el trabajo de campo. Las medidas de resistividad eléctrica han permitido discriminar las zonas alteradas, tectonizadas y aquellos materiales con alto contenido en arcilla. En profundidad fueron delimitadas diferentes unidades en función de su resistividad: 20-300 Ohm-m, nivel superficial de alteración cuyo desarrollo en profundidad oscila entre 2 y 10 m; 100-2000 Ohm-m, valores propios de las megacapas brechificadas cuyo espesor oscila de 8 a 30 m (los valores más bajos corresponden a las zonas con clastos de menor tamaño); 200-500 Ohm-m, nivel de espesor variable situado bajo las megacapas, que no se observa en el perfil TME-1, presentando

0,5 m en el TME-2 y sobrepasando los 30 m en el TME-3; > 500 Ohm-m, valores característicos de los materiales del Grupo Hecho. Por su parte, los ensayos *Down-hole* además de facilitar módulos de deformación del terreno, han servido para identificar tres niveles en función de sus velocidades sísmicas: 1) 4 a 11 m de espesor, caracterizado por velocidades típicas de materiales meteorizados; 2) 7 a 26 m de potencia, correspondiente a megacapas; 3) 4 a 28 m de espesor, con velocidades propias de la base de la unidad de megacapas.

A partir de esta información se elaboraron dos nuevos perfiles geológicos representativos de la ladera investigada (Fig. 4); en ellos puede observarse la disposición, a favor de la pendiente, de las megacapas sobre los niveles de margas y areniscas.

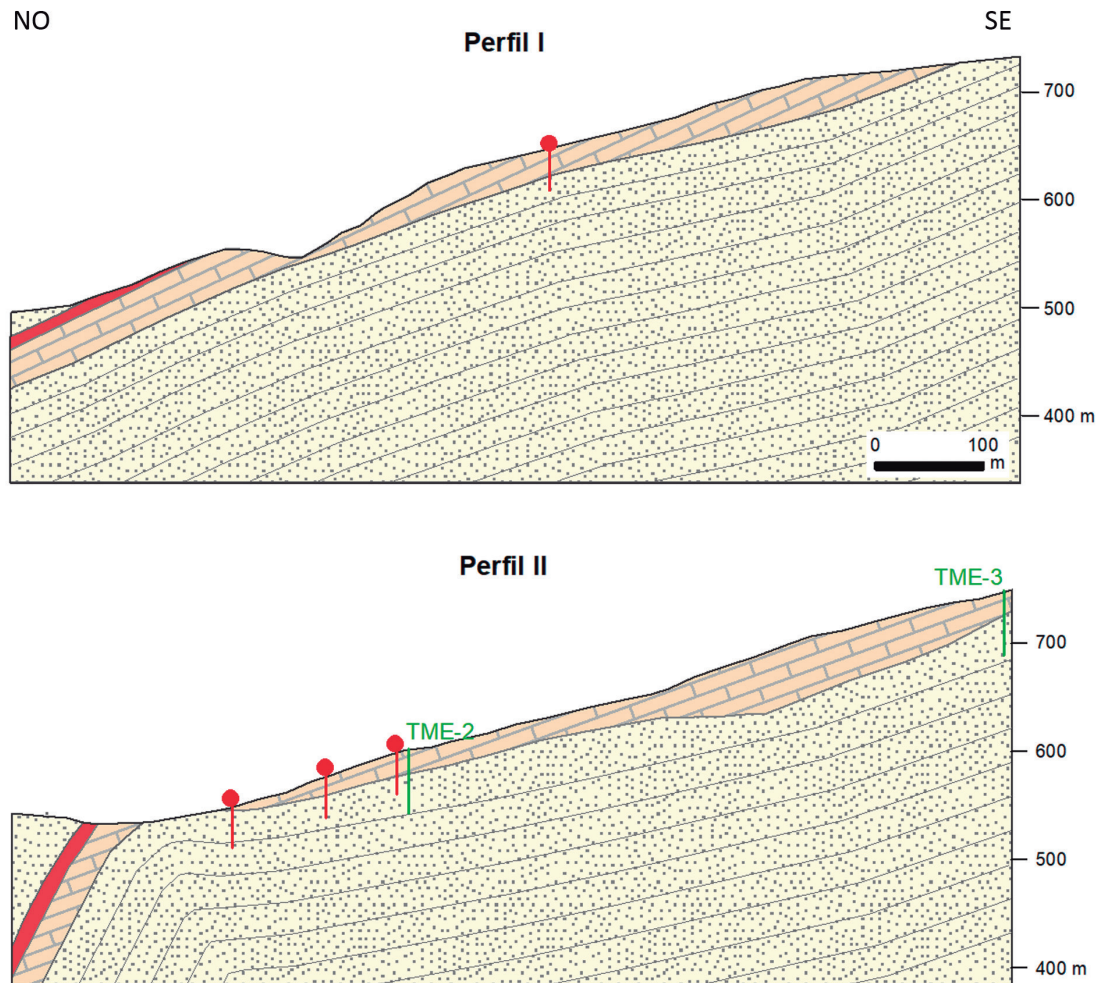


Figura 4. Perfiles geológicos representativos de la ladera este del embalse. Situación y leyenda en la figura 3.

Monitorización instrumental

Los movimientos registrados por los inclinómetros se representan mediante curvas acumuladas correspondientes a dos medidas: paralela (A) y perpendicular a la ladera (B) (véase por ejemplo la figura 5). Cuatro de los dispositivos (MI-1, 2, 3 y 10) no muestran una tendencia clara de desplazamiento. Los otros cinco presentan movimientos perceptibles con diferente orientación, magnitud y profundidad (Fig. 6). En los registros del inclinómetro MI-5 se observa un desplazamiento de 8 mm para una supuesta superficie de rotura situada a unos 8 m de profundidad; el MI-4 presenta un movimiento de 10 mm; el MI-6 muestra un movimiento de 12 mm a 27,5 m de profundidad; el MI-7 (que está localizado en la zona de la ladera en contacto con el nivel de agua embalsada) parece mostrar dos superficies de rotura situadas a 24 y 32 m, con un movimiento de 18 mm (Fig. 5); por último, el inclinómetro MI-9, muestra un desplazamiento de 9 mm a 10 m de profundidad.

Puede concluirse con estos datos que los desplazamientos estimados poseen muy reducida magnitud, estando parte de ellos dentro del margen de error instrumental de los equipos (los inclinómetros GEOKON y SISGEO poseen una precisión de ± 7 y ± 8 mm por cada 30 m, respectivamente). En general, se entiende que un deslizamiento se produce cuando el desplazamiento registrado en un inclinómetro alcanza valores de entre 2,5 y 5 mm por cada 10 m (Cornforth, 2005). Por otro lado, los rangos de profundidades y las orientaciones de los desplazamientos no muestran un patrón evidente de comportamiento conjunto (Fig. 6); asimismo los movimientos no correlacionan temporalmente con las precipitaciones caídas ni las fluctuaciones del nivel de agua del embalse (medidas en los piezómetros).

Los datos registrados, semanal o mensualmente, en los 31 puntos de control topográfico para el período 2004-2009 (Fig. 3) muestran un comportamiento errático, sin evidenciar ninguna tendencia. Cabe señalar que estos equipos cuentan con un margen de precisión de 15 mm, en el rango de valores de las lecturas obtenidas. Así pues, de acuerdo a lo deducido a partir de la información suministrada por las técnicas de auscultación no cabe considerar que

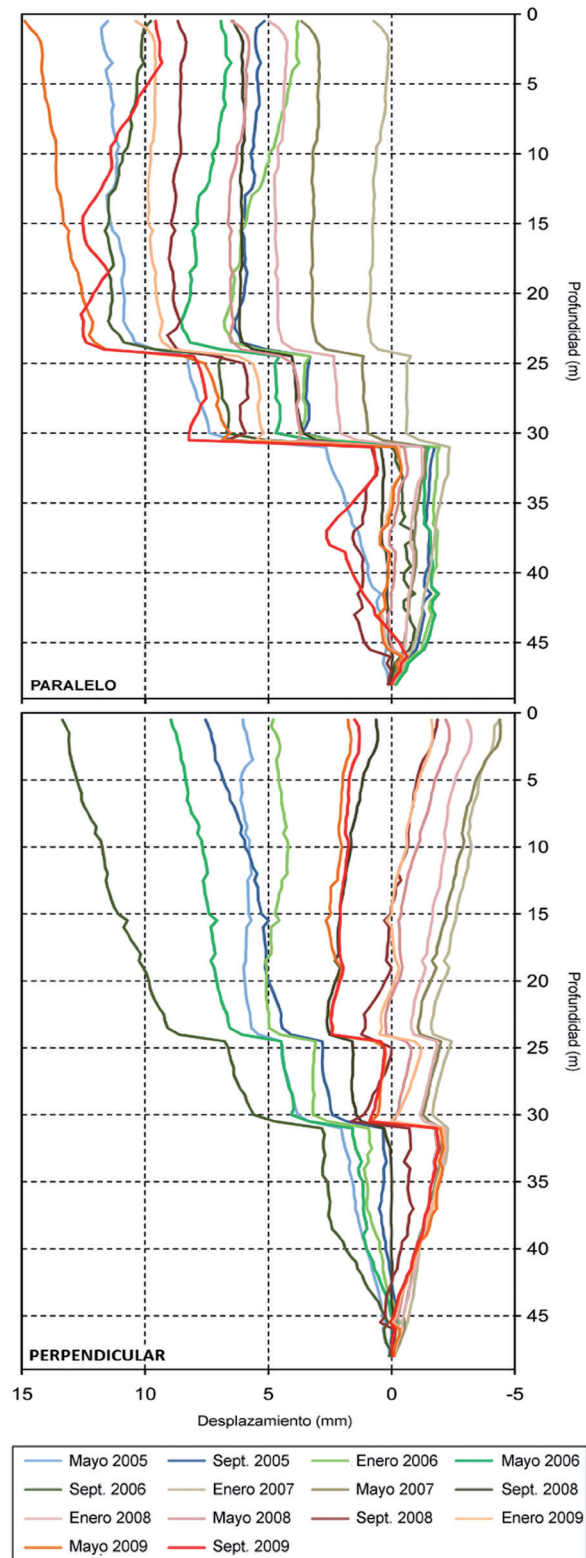


Figura 5. Evolución del inclinómetro MI-7, donde se observan dos pequeñas superficies de rotura situadas a 24 y 32 m de profundidad.

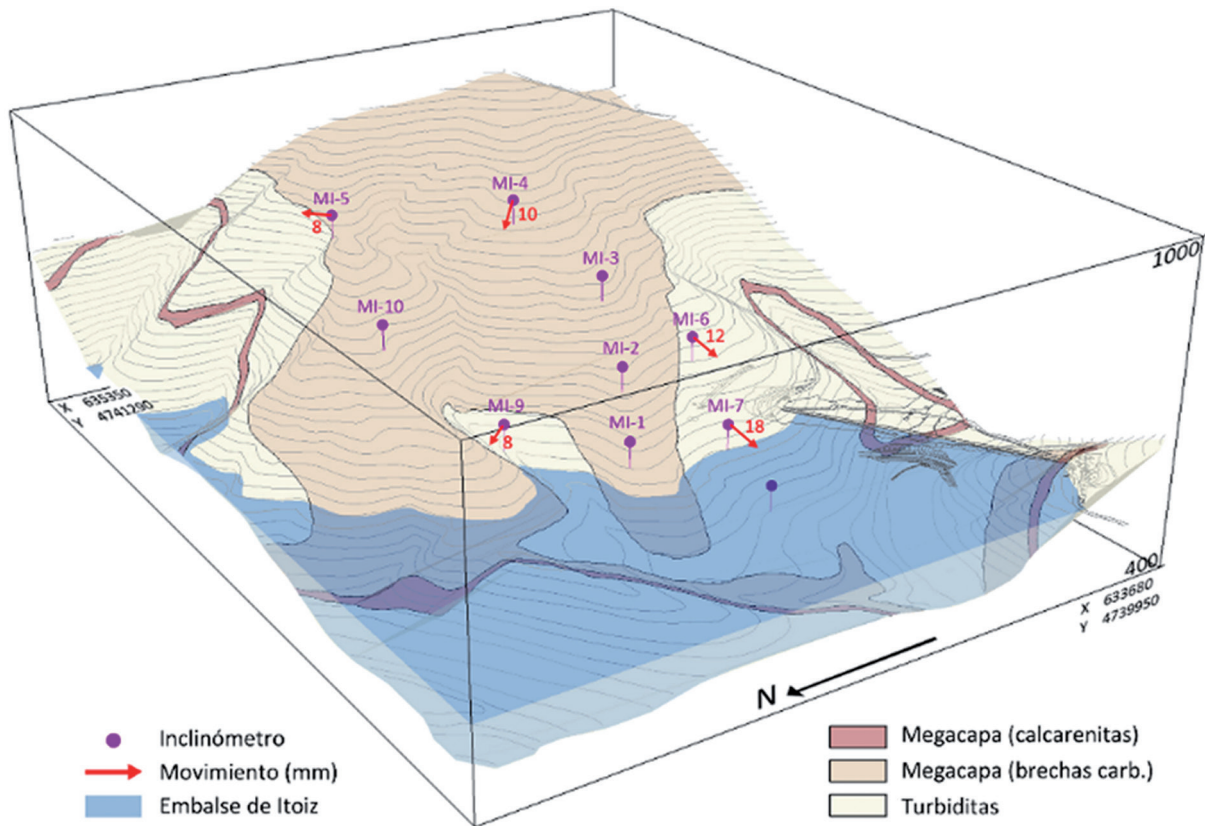


Figura 6. Representación vectorial de los desplazamientos absolutos observados en los inclinómetros.

esté produciéndose ni vaya a desencadenarse en las condiciones actuales una movilización global de la ladera; algo que reafirman las observaciones de campo, al no encontrarse evidencias geomorfológicas de inestabilidades en las megacapas o niveles de turbiditas. Ello sin ser óbice para aceptar roturas de carácter local.

Análisis de estabilidad

Dada la configuración geológica de la ladera, representada bajo la forma de los perfiles citados anteriormente, para abordar la modelización tenso-deformacional se asignaron en primer lugar parámetros geotécnicos representativos de las unidades involucradas, con datos procedentes de los ensayos de laboratorio (Tabla 1). Asimismo, fue necesario, para permitir el estudio probabilístico, asignar a la base de las megacapas rangos de valores empíricos de cohesión (10-40 kPa) y ángulo de rozamiento (15-

35°). La geometría del caso de estudio se dispuso mediante mallado uniforme triangular de 6 nodos que se densifica hacia la superficie topográfica, con un contorno fijo a excepción de esta última, que se mantiene libre. Como parámetros de la modelización se consideró una tolerancia de 0,002 y un número máximo de 100 iteraciones. Como criterio de rotura se empleó el de Hoek-Brown generalizado (Hoek *et al.*, 2002), asumiendo que los materiales están sometidos a la fuerza de la gravedad y al campo de esfuerzos regional.

En la modelización se consideraron dos escenarios: estado del embalse completamente vacío y llenado total del mismo (cota 590 m); en ambos casos se estimó un nivel freático a una profundidad de 10 m bajo la superficie topográfica. Asimismo, se tuvo en cuenta la aceleración sísmica básica que fija la anteriormente citada NCSE-02 para esta zona (0,04 g). Por su parte, el cálculo de estabilidad se efectuó de acuerdo a un procedimiento estadístico que permi-

PROPIEDADES		UNIDAD GEOLÓGICA		
		MEGACAPAS		
TURBIDITAS				
MATRIZ ROCOSA	Litología	Margas y areniscas	Brecha carbonatada	Calcarenita
	γ (kN/m ³)	24,51	21,57	26,10
	σ_{ci} (MPa)	90	100	100
	ν	0,2	0,29	0,25
	E (GPa)	25,25	31,90	30,25
	G (GPa)	10,52	12,36	12,1
MACIZO ROCOSO	Meteorización	II	II	II
	Clase RMR	I-II	I-II	I-II
	k (cm/s)	$< 10^{-5}$	$> 10^{-3}$	$> 10^{-3}$
	GSI	50-55	55-60	60-65
	mb	1,174	2,005	2,576
	s	0,0039	0,0067	0,0117
	a	0,506	0,504	0,503

Tabla 1. Parámetros geotécnicos. γ , peso específico; σ_{ci} , resistencia a compresión uniaxial; ν , coeficiente de Poisson; E, módulo de Young; G, módulo de cizalla; k, permeabilidad; GSI, Geological Strength Index; mb, s, a, variables del criterio de Hoek-Brown.

tió considerar el citado rango de valores para cohesión y ángulo de rozamiento.

En estas condiciones, en la situación de embalse vacío se obtuvo para el perfil 1 un SRF promedio crítico de 2,25, con una desviación estándar de 0,7456 y una probabilidad de rotura de 4,62% (Fig. 7); esta última se estima tomando una distribución normal para las variables consideradas y asumiendo que el SRF crítico es menor a 1. Para el perfil 2, en este mismo escenario, se obtuvo un valor SRF medio crítico de 1,84, con una desviación estándar de 0,8736 y una probabilidad de rotura del 16,74%. Considerando el embalse al máximo de capacidad se obtuvo para el perfil 1 un SRF medio crítico de 2,25, con una desviación estándar igual a 0,7292 y una probabilidad de rotura del 4,39 %; para el segundo perfil se estimó un valor SRF medio crítico de 1,71, con una desviación estándar de 0,797 y una probabilidad de rotura del 18,65%.

En el caso del perfil 1, como se muestra en la figura 7, se producirían desplazamientos totales máximos de 3,8 cm para dicho SRF, localizándose los mismos en la parte superior de la ladera. En el segundo perfil, los máximos desplazamientos no llegan a los 2 mm para el mínimo valor SRF estimado. Estos valores

de SRF y de desplazamientos totales apuntan a una estabilidad teórica global de la ladera, si bien sí indican que pueden producirse algunas inestabilidades locales en la parte superior de la ladera, concentradas en la Megacapa.

Conclusiones

La revisión de la geología del entorno del embalse de Itoiz ha mejorado el conocimiento sobre las características estructurales de la zona, permitiendo evaluar en detalle la estabilidad general de la ladera izquierda de la presa. En esta se han identificado dos unidades geológicas principales, que pertenecen al Grupo Hecho: la denominada *Megacapa*, brecha carbonatada con matriz margosa, y las «turbiditas», serie de margas y areniscas con matriz de carbonato y grano fino a medio. Ambas unidades, dispuestas con buzamiento de 16° hacia el oeste, se interpretan como la manifestación superficial de una rampa lateral asociada al cabalgamiento de Aoiz.

En trabajos previos se ha especulado sobre la potencial inestabilidad de dicha ladera. Sin embargo, no se han identificado en campo evidencias de inestabilidad en la Megacapa, cuya base presenta –por su

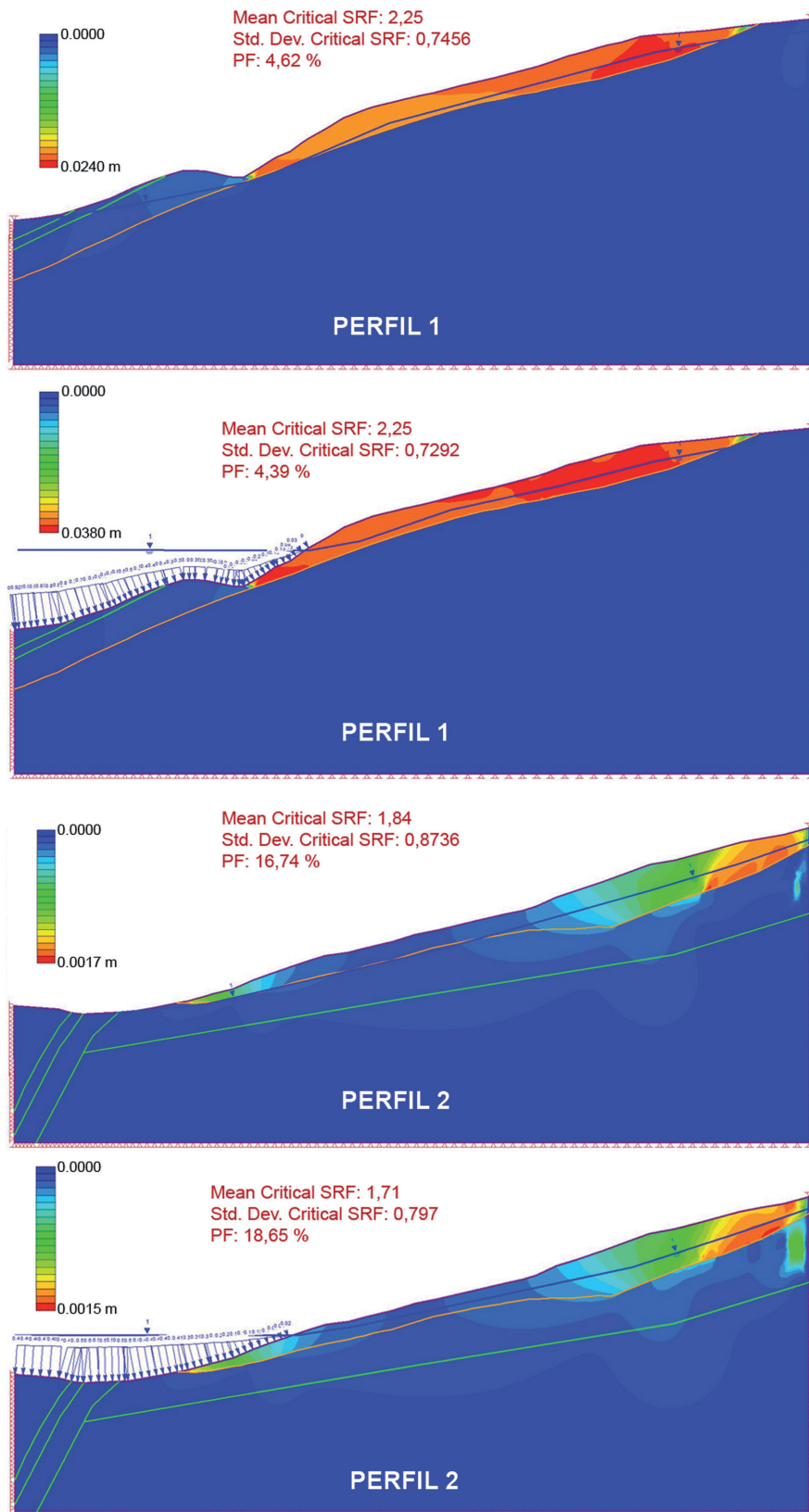


Figura 7. Máximos desplazamientos obtenidos en la modelización de los dos perfiles geológicos, considerando en cada caso el embalse vacío y al máximo de su capacidad (véase situación en Figura 3).

naturaleza— una morfología muy irregular, que dificulta su deslizamiento. Tampoco se observan indicios de inestabilidad dentro de los niveles lutíticos de las turbiditas. La estabilidad de la ladera se confirma con los datos proporcionados por 31 estaciones de control topográfico, que no han registrado desplazamientos significativos (2005-2009). Asimismo, esta situación es coherente con la información proporcionada por los 9 inclinómetros examinados, que no registran movimientos significativos para el periodo 2005-2014. Los desplazamientos medidos se producen a diferentes profundidades y con distintas orientaciones, no siendo posible definir una única superficie de deslizamiento global. De forma complementaria, la modelización informática elasto-plástica desarrollada siguiendo dos perfiles geológicos representativos de la ladera corrobora su estabilidad global. Los valores SRF obtenidos en el análisis probabilístico, realizado para las condiciones más desfavorables, son siempre superiores a 1,7.

En un caso como este no conviene abordar los estudios de estabilidad con enfoques orientado a variables concretas (p. ej., auscultación instrumental), pues los resultados pueden llevar a conclusiones opuestas. La necesaria visión global de la ladera únicamente se puede alcanzar integrando toda la información disponible: reconocimiento geológico de campo (generalmente los mapas regionales no cuentan con la suficiente resolución para resolver problemas a esta escala de trabajo); parámetros geotécnicos representativos de las unidades geológicas que la configuran; monitorización instrumental que muestre la evolución de la ladera en el tiempo; y una modelización informática basada en una reconstrucción geológico-geotécnica lo más precisa posible, considerando asimismo todas las condiciones de contorno que pueden afectar a la ladera.

En las actuales condiciones, no parece posible la ocurrencia de un gran deslizamiento de la Megacapa sobre las turbiditas infrayacentes. Tanto las características litológicas como geotécnicas de los niveles carbonatados contribuyen a su estabilidad. Este resultado es compatible con la posibilidad de inestabilidades locales, de limitadas dimensiones, que se pueden desencadenar en zonas con mayor alteración del sustrato rocoso o con depósitos cuaternarios.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el Proyecto CTM2009-11522 del Ministerio de Ciencia y Tecnología de España.

Referencias

- BIENIAWSKI, Z. T. (1989): *Engineering rock mass classifications: a complete manual for engineers and geologists in mining, civil, and petroleum engineering*. Wiley-Interscience, New York, 272 p.
- CASAS, A. y REBOLLO, A. (2001): Deslizamientos de ladera y riesgos geológicos en el entorno del Embalse de Itoiz Cuenca del Irati, Navarra. *Munibe Ciencias Naturales*, 51: 19-34.
- CHOUKROUNE, P. y SEURET, M. (1973): Tectonics of the Pyrenees: role of gravity and compression, en De Jong K. A. y Scholten, R. (eds.), *Gravity and Tectonics*. John Wiley & Sons, New York, 141-156.
- CORNFORTH, D. H. (2005): *Landslides in practice: investigation analysis and remedial/preventative options in soils*. John Wiley & Sons, New Jersey, 624 p.
- DURÁ-GÓMEZ, I. y TALWANI, P. (2010): Reservoir-induced seismicity associated with the Itoiz Reservoir, Spain: a case study. *Geophysical Journal International*, 181: 343-356.
- GARCÍA DE DOMINGO, A. y BLAS BALAGUERA, I. (1994): Mapa geológico de Navarra España a escala 1:25000, Hoja n.º 116, cuadrantes de Erro I, Garralda II, Arce III y Oroz-Betelu IV. Memoria explicativa e informatización de la cartografía geológica por García de Domingo, A.; Solé Pont, J.; Cabra Gil, P.; Gil Gil, J.; Blas Balanguera, I.; Aguilar, P. Gobierno de Navarra, Departamento de Obras Públicas, Transportes y Comunicaciones.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1994): Mapa geológico de Navarra España a escala 1:25000, Hoja n.º 142, cuadrantes de Aoiz I, Irurozqui II, Monreal III y Domeño IV. Memoria explicativa, actualización e informatización de la cartografía geológica por García-Sansegundo, J.; Del Valle de Lersundi, J.; Escuer,

- J.; Sarasa, L.; Artieda, J.; Sánchez Blanes, E.; Coullaut, J. L. Gobierno de Navarra, Departamento de Obras Públicas, Transportes y Comunicaciones.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (2014): La estructura geológica del entorno del embalse de Itoiz (Navarra, España): un caso de sismicidad inducida por un embalse. *Revue de Géologie pyrénéenne*, 1: 1-7.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y BARNOLAS, A. (2000): La terminación occidental del Cabalgamiento de la Sierra de Illón (Pirineos Navarros, España). *Geo-Temas*, 1(2): 93-96.
- GARCÍA-MAYORDOMO, J. y INSUA-ARÉVALO, J. M. (2011): Seismic hazard assessment for the Itoiz dam site Western Pyrenees, Spain. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 31: 1051-1063.
- HOEK, E., CARRANZA-TORRES, C. y CORKUM, B. (2002): Hoek-Brown failure criterion—2002 Edition, en Hammah, R. Bawden, W. Curran, J. y Telesnicki, M. (eds.), *Proceedings of NARMS-TAC 2002 Mining Innovation and Technology*, University of Toronto, 267-273.
- JIMÉNEZ, A., TIAMPO, K. F., POSADAS, A.M., LUZÓN, F. y DONNER, R. (2009): Analysis of complex networks associated to seismic clusters near the Itoiz reservoir dam. *The European Physical Journal Special Topics*, 174: 181-195.
- JOHNS, D. R., MUTTI, E., ROSELL, J. y SÉGURET, M. (1981): Origin of a thick, redeposited carbonate bed in Eocene turbidites of the Hecho Group, south-central Pyrenees, Spain. *Geology*, 9: 161-164.
- LABAUME, P., SÉGURET, M. y SEYVE, C. (1985): Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4: 661-685.
- LABAUME, P., MUTTI, M. y SÉGURET, M. (1987): Megaturbidites: A depositional model from the eocene of the SW-Pyrenean Foreland basin, Spain. *Geo-Marine Letters*, 7: 91-101.
- LUZÓN, F., GARCÍA-JEREZ, A., SANTOYO, M. A. y SÁNCHEZ-SESMA, F. J. (2010): Numerical modelling of pore pressure variations due to time varying loads using a hybrid technique: the case of the Itoiz reservoir Northern Spain. *Geophysical Journal International*, 180: 327-338.
- MARINOS, P. y HOEK, E. (2000): GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation. *Proceedings of the GeoEng2000, International Conference on Geotechnical and Geological Engineering*, Melbourne, Technomic publishers, Lancaster, 1422-1442.
- MINISTERIO DE FOMENTO (2002): Real Decreto 997/2002, de 27 de septiembre, por el que se aprueba la Norma de Construcción Sismorresistente: Parte General y de Edificación (NCSE-02). Fecha de publicación: 11-10-2002. *BOE*: 244-2002: 35898-35966.
- MUTTI, E., LUTERBACHER, H. P., FERRER J. y ROSELL, J. (1972): Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogeno Marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp Catalogna e Pamplona Navarra. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11: 391-416.
- RUIZ, M., GASPÀ, O., GALLART, J., DÍAZ, J., PULGAR, J. A., GARCÍA-SANSEGUNDO, J., LÓPEZ-FERNÁNDEZ, C. y GONZÁLEZ-CORTINA, J. M. (2006): Aftershocks series monitoring of the September 18, 2004 M=4.6 earthquake at the western Pyrenees: A case of reservoir-triggered seismicity? *Tectonophysics*, 424: 223-243.
- SANTOYO, M. A., GARCÍA-JEREZ, A. y LUZÓN, F. (2010): A subsurface stress analysis and its possible relation with seismicity near the Itoiz Reservoir, Navarra, Northern Spain. *Tectonophysics*, 482: 205-215.

