

## **MODELIZACION RETROSPECTIVA DE UN GRAN PALEODESLIZAMIENTO DE LADERA RELACIONADO CON LA DEGLACIACION EN LA SIERRA DE URBION, CORDILLERA IBERICA, ESPAÑA**

**Sanz de Ojeda, Pablo (1), Sanz Pérez, Eugenio (2), Galindo Airés, Rubén (3) y  
Sanz Riaguas, César (4)**

(1) Departamento de ingeniería y Morfología del Terreno  
Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y P. Universidad  
Politécnica de Madrid  
Pablo.sanzdeojeda@gmail.com

(2) Departamento de ingeniería y Morfología del Terreno  
Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y P. Universidad  
Politécnica de Madrid  
Eugenio.sanz@upm.es

(3) Departamento de ingeniería y Morfología del Terreno  
Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y P. Universidad  
Politécnica de Madrid  
Rubenangel.galindo@upm.es

(4) Desarrollos Logísticos y Fomento de Suelo S.L, (DELFOS), C/Narváez, 15, 28009  
Madrid, Spain;  
csanz@grupodelfos.net

### **RESUMEN**

*Mediante un estudio de geomorfología glaciar y modelización retrospectiva de la estabilidad de las laderas, ha sido posible reconstruir y conocer el mecanismo de formación de un gran deslizamiento inducido por el retroceso del glaciar de la cara norte de los Picos de Urbión durante el último ciclo glaciar. Se trata de un deslizamiento rotacional de 150 Mm<sup>2</sup> que involucró una capa de limolitas y arcillas wealdenses que afloraban en una de las vertientes del valle, y cuya geometría inicial fue modificada por la sobrexcautación de la lengua del glaciar, que llegó a tener 140 m de espesor. La rotura se produjo al retirarse el apoyo de la lengua de hielo. La disposición estructural y el nivel freático alto también contribuyeron al deslizamiento.*

## 1. INTRODUCCIÓN

Los movimientos de ladera en montañas afectadas por glaciario pueden estar fuertemente influenciados por el avance y, sobre todo, por el retroceso de los glaciares. Los avances del hielo por los valles excavan y provocan una descompresión en el macizo. Pero cuando el glaciar se retira, la ladera se queda sin apoyo del hielo, el valle es más profundo, las laderas excavadas más pendientes, y la descompresión continua.

Aunque en la Cordillera Ibérica las sierras de la Demanda, Neila, Cebollera y Moncayo fueron afectadas por el glaciario pleistoceno, en la mayor parte de las veces eran glaciares de circo con iniciación de lengua con poca capacidad erosiva e incapaces de generar estos fenómenos. Solo existe un antecedente del caso que aquí se presenta (Sanz et al. 2017) donde se describe brevemente un ejemplo notable de deslizamiento asociado al retroceso del glaciar de 5 km de la cara norte de los Picos de Urbión.

Por otro lado, y como se sabe, la identificación, reconocimiento, inventario y estudio pormenorizado de estos movimientos nos pueden informar sobre los mecanismos de rotura y las causas que los generaron.

Cuando se hacen modelizaciones retrospectivas se tiene que recomponer como era la topografía inicial antes del deslizamiento, y en este sentido, la reconstrucción tridimensional de la topografía pre-deslizamiento ha sido realizada por varios autores utilizando diferentes metodologías y aplicando distintos criterios (por ejemplo: Struzenegger et al., 2014, Sanz et al., 2020).

Los objetivos que se persigue en este trabajo son los siguientes:

- Caracterizar este gran deslizamiento desde el punto de vista geológico y geomorfológico
- Reconstrucción de la ladera original y, previa caracterización geomecánica de los materiales geológicos y condiciones hidrogeológicas, analizar la rotura mediante un adecuado modelo numérico a fin de Identificar los factores y las causas que han controlado el desarrollo del deslizamiento (back analysis).
- Integrar el proceso del deslizamiento de ladera dentro del contexto de paleo evolución y deglaciación del glaciar de los picos de Urbión.

## 2. METODOLOGÍA

La metodología que se ha seguido ha sido la siguiente:

- Levantamiento de una cartografía geomorfológica y geológica a escala 1:5.000 realizada mediante interpretación de fotografía aérea, y a un intenso reconocimiento de campo. Los trabajos de campo han incluido la descripción en detalle de las características morfológicas de la masa deslizada y de las formaciones superficiales de origen glaciar asociadas en las proximidades y que

están relacionadas en su origen.

- Para conocer las condiciones hidrogeológicas actuales del deslizamiento, se ha realizado un inventario de los puntos de agua existentes (manantiales, y arroyos con agua permanente, así como corrientes y puntos de agua efímeros y sumideros dentro de la zona deslizada y su entorno).
- Se ha propuesto una metodología para reconstruir la topografía predeslizamiento en 3D
- Recreada la topografía inicial antes del deslizamiento ha sido posible obtener una adecuada predicción de la realidad mediante un modelo 3D usando el programa de cálculo geotécnico FLAC 3D afín de identificar las posibles causas y factores que han intervenido en él.

### **3. DESCRIPCIÓN DEL SITIO**

#### **3. 1. Área del sitio**

La Sierra de Urbión forma parte del sector noroeste de la Cordillera Ibérica. Es una de las sierras más elevadas del Sistema Ibérico, en el norte de España, alcanzando su máxima altitud a 2.228 m s.n.m. Esta sierra hace de divisoria de aguas entre la cuenca del río Duero y la del río Ebro. Hacia el Este continua con la Sierra de Cebollera, y al Oeste por la Sierra de Neila, ambas con cumbres un poco por encima de los 2000 m.

El clima es mediterráneo de montaña, con tendencias húmedas. La precipitación media anual probablemente está por encima de 1500-1600 mm en la divisoria principal, cayendo principalmente en primavera e invierno.

La sierra de Urbión fue afectada por el glaciario pleistoceno, que en el valle de la cara norte que aquí se estudia dejó valles en artesa de hasta 5 km de longitud (Figura 1), descendiendo el glaciar hasta 1270 m s.n.m

#### **3. 2. Geología del sustrato**

La arquitectura general de la Sierra de Urbión se resuelve en una gran cuesta cuya estructura está determinada por la inclinación suave y generalizada de la serie estratigráfica hacia el Sur, con buzamientos variables entre 9° y 20°. El frente de la cuesta se orienta hacia el norte, que es donde afloran las capas más antiguas. Así, subiendo por el valle del río Urbión, desde donde terminaba el glaciar hasta los Picos de Urbión en dirección norte-sur, se encuentran los siguientes tipos de terrenos dispuestos de más antiguos a más modernos IGME, 1978 (Figura 1): cuarcitas del Cámbrico, sobre las que se apoya en discordancia areniscas, conglomerados, margas y arcillas del Triásico.

Encima aparece una secuencia calcárea jurásica constituida por unos 350 m de carniolas, calizas y calizas dolomíticas (23). Estos afloramientos paleozoicos, triásicos y jurásicos se extienden casi únicamente por la vertiente septentrional. Encima del Jurásico marino calcáreo y en suave discordancia se sitúan los grupos Tera, Oncala y Urbión, pertenecientes a la facies “Purbeck-Weald”, y que están constituidos primeramente por la unidad (22) formada por arcillas y limolitas moradas y areniscas. Tiene una potencia en la zona del deslizamiento de 160 m, pero es muy variable y también puede presentar

cambios laterales de facies. Esta es la unidad donde se ha producido el deslizamiento. Encima se distingue la unidad (21) donde hay una potente serie de hasta 500 m de alternancia de estratos de areniscas, conglomerados y margas, y que es más competente que la anterior. Termina con la unidad (20) en las cumbres de Urbión, formado por un nivel muy duro de conglomerados cuarcíticos, masivo, de 80 a 200 m. de espesor, que da lugar a las cornisas y resaltes rocosos cimeros.

En la zona del deslizamiento, los contactos geológicos de las capas (23)-(22)-(21) son paralelos, con dirección este-oeste, y buzan unos 30° al sur; el contacto (22)-(23) se flexiona disminuyendo el buzamiento hacia el norte hasta 10°.

### **3. 3. Geomorfología y formaciones superficiales ligadas al glaciario cuaternario del valle del río Urbión (Figura 1)**

Antes del Cuaternario, estos macizos se modelaron con formas suaves y vertientes regularizadas, definiéndose una línea de cumbres hacia los 2.000 m. que no queda tan claramente manifiesta como en vecina sierra de Cebollera. Posteriormente se instaló un glaciario en los tramos más elevados de los valles, acomodándose al relieve preexistente. En Urbión, la especial morfología en cuesta suave de gran altitud del núcleo cimero, la orientación de la Sierra, y la mayor influencia, como en Neila, de las masas húmedas procedentes del Noroeste, determinaron el desarrollo de glaciares alpinos de cierta envergadura en las laderas Norte y Este (Sanz Pérez, 2005). La orientación en umbría y la sobrealimentación nival por efecto de la ventisca favoreció la acumulación y conservación del hielo.

El circo se subdivide a su vez en otros dos cuencos; el occidental es mayor y está más excavado que el oriental, que presenta laderas más suaves. Aquel estaba mejor alimentado por la ventisca y debía ser el motor y principal productor de hielo glaciar. En medio de los dos, se ha conservado a la cota 1.900 m un depósito correspondiente al arranque de la morrena central, originada por la unión de las dos lenguas. En el circo izquierdo (llamado Alborta), donde está situada la Laguna de Urbión, se observa una morrena de fondo de gran extensión que contiene bolos y bloques heterométricos, algunos de ellos de gran volumen. Unos 800 m más abajo hay un ombbligo de sobreexcavación labrado en el substrato, así como algunos pequeños depósitos de morrenas de fondo.

En el circo izquierdo aparecen huellas erosivas y de sedimentación correspondientes a glaciares marginales. Quedan vestigios de morrenas de nevé en la ladera izquierda, una en forma de arco, y otra superior más rectilínea. Se conserva muy fresca la morrena de la Laguna de Urbión, de gran envergadura, con dos arcos correspondientes a sendas pulsaciones de retroceso. Hay grandes bloques transportados por el hielo.

El valle presenta un perfil en “U” muy característico, asimétrico, pues las laderas de la margen izquierda han soportado la acción de neveros que alimentaban el glaciar por este lado. En la ladera derecha, a la cota  $\pm 1.700$  m., hay tres retazos alineados de morrena laterales. También en la ladera izquierda se puede seguir la morrena lateral, aunque está más alta que la de la derecha. Ello evidenciaría la asimetría de la lengua glaciar, con una pendiente transversal hacia la derecha de 10°.

En general, el valle pierde su típica forma en “U” aguas abajo de los 1.580 m.

Como se ha dicho, al máximo avance del glaciar corresponden varios retazos de morrenas laterales situadas a ambas laderas de la parte baja del valle, tres en la derecha (1.700, 1.655 y 1.625) y una en la izquierda (1.645 m.)

La terminación del glaciar no presenta morrenas terminales, pero se puede reconocer en la topografía por la huella de erosión labrada en el valle por la lengua. Así, hacia la cota 1.270 m, cambia el perfil del valle de laderas más o menos cóncavas a laderas rectilíneas. Esto debe interpretarse como un argumento de apoyo, aunque son la existencia de dichas morrenas laterales colgadas las pruebas concluyentes de la verdadera extensión del glaciar.

## **4. RESULTADOS**

### **4.1. Características y dimensiones del deslizamiento de ladera**

Las características de este movimiento de tierra corresponden a un gran deslizamiento de tipo rotacional que afecta a las arcillas y limolitas de la unidad (22). Este escarpe abarca todo el ancho de afloramiento de la unidad (22), y aprovecha al contacto con las calizas al norte (23) y el de las areniscas (21) al sur. El deslizamiento se prolonga 1,2 km de longitud hasta el río, y la masa removida se expande hacia abajo con una anchura media de unos 600 m. La superficie es de unos 0.7 Km<sup>2</sup>. Como la profundidad de la superficie de ruptura es de unos 200 m, este deslizamiento involucra en torno a 150 Mm<sup>3</sup>

Las principales dimensiones del deslizamiento de tierra se resumen en la Tabla 1. El material movilizado está constituido principalmente por una masa revuelta de limolitas y arcillas, pero también hay fragmentos y bloques de arenisca.

### **4.2. Reconstrucción de la topografía anterior al deslizamiento**

El análisis retrospectivo de un deslizamiento mediante su modelización matemática requiere el conocimiento de la topografía y geología anterior al mismo. Se propone una metodología para reconstruir la topografía predeslizamiento en 3D que se aproxima con suficiente detalle a los fines propuesto.

Los pasos razonados que se han seguido para la reconstrucción del perfil topográfico y geológico son los siguientes (ver Figura 2):

1º. Primeramente, se parte de dos certezas: una, la rotura del deslizamiento afecto exclusivamente a la formación de arcillas y limolitas (unidad 22), y queda limitado hacia la base, por la presencia de las capas duras de las calizas (contacto 22-23) al norte y en profundidad. La segunda certeza es que el deslizamiento se ha producido en algún momento del retroceso del glaciar durante la deglaciación. Ello es evidente ya que la morrena lateral colgada que se conserva junto al deslizamiento ha sido cortada por este.

El que la ladera se mantuviera estable con su pendiente natural antes de la glaciación es muy interesante desde el punto de vista geotécnico, ya que nos informa del ángulo de estabilidad mínimo. Este ángulo es de 14º y es el que tiene las laderas del valle por encima de las morrenas laterales no afectadas por la excavación glaciar y que se

conservan muy bien.

2º. La reconstrucción de la topografía del valle preglaciar no es difícil ya que esta se conserva bastante bien en la parte alta de las laderas no afectadas por la erosión del glaciar. Se trata de una pendiente regularizada y constante de unos 14º que, prolongada para ambas laderas hacia abajo sale una cota del fondo del valle preglaciar en este sector donde se sitúa el deslizamiento (hacia los 1600 m) (Figura 2-A)

3º. Pero a nosotros nos interesa conocer la topografía y la geología justo antes de producirse el deslizamiento, como resultado de la excavación del valle preexistente por parte del glaciar.

Así, se han extrapolado las curvas de nivel de las laderas de ambos lados del deslizamiento, tanto de las laderas por encima de las morrenas laterales no afectadas por la erosión glaciar de unos 14º de pendiente, como de las laderas por debajo de las morrenas, de unos 40º de pendiente. El límite para la extrapolación de ambas pendientes viene impuesto por la deducción de la situación de la máxima extensión del hielo glaciar según la localización de las morrenas laterales. También se ha tenido en cuenta que el eje del fondo del valle anterior al deslizamiento estaba situado unos 250 m al oeste del actual, ya que el movimiento en masa lo invadió y desplazó el río hacia el Este.

Para reconstruir la geología del sustrato en el valle, se ha utilizado el método de acotados dibujando los contactos geológicos 22-23 y 22-21 en la topografía preglaciar, para lo que se han aprovechado los afloramientos y buzamientos actuales (Figura 2-B)

4º. Reconstrucción de la topografía durante el retroceso del glaciar del Pico de Urbión. Aunque lo lógico era pensar que la ladera rompiera hasta la completa desaparición del glaciar, anulado el efecto muro-cuña del hielo en el pie de la ladera, se han querido simular las situaciones intermedias en el retroceso del glaciar para agotar todas las posibilidades. Así, en la Figura 2- D se representan a modo de ejemplo, la topografía en el retroceso glaciar considerando un espesor de la lengua de hielo de 40 m y manteniendo la topografía del fondo constante.

En la Figura 3 se representan dos cortes geológicos a lo largo del deslizamiento donde se puede observar que prácticamente toda la unidad (22) ha sido movilizada hasta la base de las calizas, límite de la rotura en profundidad, y la cual ha sido sobrepasada en el pie del deslizamiento. El buzamiento relativamente a favor de la ladera ha contribuido al deslizamiento.

Cara a la modelización retrospectiva, y teniendo en cuenta todas estas consideraciones, se han reconstruido las configuraciones geométricas hipotéticas antes del deslizamiento. De esta manera las condiciones de deslizamiento pueden ser reproducidas cuando se realiza un análisis de estabilidad partiendo de la geometría original.

### **4. 3. Contexto hidrogeológico**

En la zona del deslizamiento en concreto, apenas hay manantiales al pie de este, y el río

Urbiión en este tramo ni es ganador ni es perdedor. El resto del deslizamiento es relativamente húmedo. Es muy posible que la masa deslizada tenga drenaje subterráneo hacia las calizas de abajo sobre la que se apoya en gran parte. Este buen drenaje subterráneo ha debido influir en la estabilidad del deslizamiento una vez que se formó.

Los manantiales importantes están sin embargo arriba, donde brotan dos fuentes de 1 l/s cada una en estiaje a la cota 1720 m, y que da origen a un arroyo que circula por el cauce de un torrente, filtrándose en los sedimentos de su cono aluvial (Figura 2-D).

Estos brotes deben estar relacionados con la presencia de un nivel de areniscas intercalado entre las arcillas y limolitas del sustrato. En todo caso, nos está indicando que el nivel freático está ligado al sustrato y es alto, con un gradiente hidráulico que sigue la pendiente de la ladera. Esto es muy significativo para conocer las causas del movimiento de ladera, ya que al conservarse hasta la actualidad la misma situación del freático en cabecera, en realidad nos está haciendo ver la importancia que el freático debió tener. De hecho, la zona de los brotes coincide con un deslizamiento menor.

#### **4.5. Caracterización geotécnica de los materiales involucrados.**

##### *4.5.1. Interpretación geotécnica de la geomorfología del lugar*

Aparte de los ensayos de laboratorio sobre muestras representativas de la unidad deslizando (22), hay una lectura geotécnica de la geomorfología de la zona del deslizamiento:

- A. La ladera de la unidad (22) antes de producirse el deslizamiento era estable con 300 m de desnivel y 14 ° de pendiente.
- B. El deslizamiento se produjo con una altura de ladera de 375 m y una pendiente en la mitad superior (250 m) de 14° y de 40° en la mitad inferior (150 m), aproximadamente.
- C. Las morrenas laterales se han conservado estables miles de años como rellenos a media ladera de 140 m de altura con pendiente de 40°. La única zona donde no se ha conservado estable es cuando se apoyaba sobre la unidad (22).

##### *4.5.2. Inferencias de las características geotécnicas de la unidad de limolitas.*

Estos materiales de limolitas y areniscas correspondientes al Grupo Tera muy cerca del contacto con las calizas del Jurásico marino han sido ensayados de manera detallada en la cimentación de la presa de Castrovido en el río Arlanza, Burgos (Alonso y Pinyol, 2009). De aquí es de donde se tomaron los datos, gracias a que corresponden a la misma localización estratigráfica.

#### **4.5. Back análisis**

Una vez recreada la topografía previa a la falla, se estudió su estabilidad mediante un modelo 3D con el software Fast Lagrangian Analysis of Continuous (FLAC) 3D, un software desarrollado para el cálculo geotécnico por el grupo ITASCA.

Todos los materiales están modelados con un criterio de falla de Mohr-Coulomb, con parámetros asignados de acuerdo con la Tabla 2, donde se han utilizado los valores

promedio propuestos por (Alonso y Pinyol, 2009), para las areniscas y calizas. La menor resistencia corresponde a las lutitas, donde la inestabilidad es predecible y las características geotécnicas que se han considerado corresponden al intervalo de estudio de la investigación geotécnica referenciada. Por lo tanto, es recomendable realizar un análisis de sensibilidad para estudiar la estabilidad global con diferentes parámetros geotécnicos que definen el nivel de lutitas.

Para el análisis se considera un análisis de sensibilidad variando los parámetros de resistencia de la unidad geotécnica de lutitas. Ha sido necesario reducir la cohesión a valores de 20 kN/m<sup>2</sup> y ángulos de fricción de 24° para inducir la rotura. Un valor más bajo de cohesión para este material es difícilmente realista como se mencionó anteriormente. Como se puede analizar, estos valores son consistentes con los estudiados por (Alonso y Pinyol, 2009). La Figura 4 muestra la superficie de falla 3D obtenida donde se aprecia claramente la extensión del deslizamiento.

Como se puede observar en la Figura 5, la rotura se produce en el cuerpo de las lutitas, siendo claramente circular y estando delimitado en la cabecera por la zona más alta (donde probablemente se ubicaron las grietas de tracción en el cambio de nivel, y se desarrolló un escarpe principal) y en el pie por el glaciar. Esta simulación numérica es consistente con la masa movilizada deducida de la inspección del campo visual y la morfología del talud actual.

Este análisis muestra que el retroceso del glaciar es un punto clave para desencadenar la ruptura:

(a) su formación erosionó y dio forma al valle, pronunciando la pendiente del pie de la pendiente; (b) su retroceso en la fase de desglaciación fue liberando el pie previamente erosionado hasta controlar la salida del círculo de falla. El nivel de retroceso del glaciar en el que se produjo la rotura es ciertamente variable dentro de un rango razonable. Sin embargo, lo que se puede deducir de la modelación numérica es que, para obtener, por retroanálisis, parámetros razonables con las propiedades geomecánicas manifestadas en las lutitas, es necesario su retroceso a profundidades intermedias: (a) la consideración del deslizamiento a máxima altura del glaciar es no razonable, induciendo un mecanismo de falla que no es consistente con la topografía actual; (b) por su parte, la situación de estabilidad sin glaciar implicaría condiciones geomecánicas en el modelado muy superiores a las esperadas, que no son razonables

## 5. DISCUSIÓN

### 5. 1. Mecanismo de rotura del Paleodeslizamiento de ladera dentro de la evolución y deglaciación del glaciar de los Picos de Urbión

El glaciar de la cara norte de los Picos de Urbión tuvo una longitud en su máximo avance de casi 4.8 km, y una superficie blanca de 3.9 km<sup>2</sup>. Se prolongaba desde los aproximadamente 2.200 m hasta los 1.270 m, que es donde terminaba.

Hay que considerar por tanto la presencia del nivel freático, cuyo efecto es muy importante en la estabilidad de la ladera. El nivel freático conectaba hidráulicamente con el glaciar, de comportamiento ganador, como un río, e iba descendiendo con el tiempo

acorde descendía la cota del hielo de la lengua

La modelización ha demostrado que la ladera perdió su estabilidad durante algún momento del retroceso glaciar, que le servía de apoyo. La geometría de la ladera, desaparecido el glaciar, era muy distinta a la del valle preglaciar: el desnivel había aumentado de 300 a 375 m como se ha dicho, y la pendiente en los 150-170 m de la parte inferior de la ladera había pasado de 14° a 40°.

Se produjo una rotura circular en cabecera, acomodándose al margen de libertad de los contactos de base y techo, hasta llegar en profundidad a las calizas, como piso resbaladizo pero que no puede romper. La masa de tierras incluyó el nivel 22 y la morrena lateral que estaba encima. En profundidad, y tal como muestra la modelización, la rotura llegó hasta las calizas. La presencia de este límite de la capa de calizas en profundidad impidió que se formara un deslizamiento rotacional más profundo con rotura por debajo de la superficie topográfica del fondo del valle, aumentando la fricción y disminuyendo el movimiento de la masa

El glaciar siguió su retroceso y quedó estabilizado temporalmente al sobre montar el glaciar el escalón topográfico situado a 1.600 m., que es donde se pensaba que terminaba el glaciar. Este estancamiento supuso que el glaciar formase morrenas laterales, bien desarrolladas a la izquierda y mal a la derecha. Durante las fases de montaña, el glaciar se relegó a tres o cuatro neveros alojados en la umbría del circo grande, siendo el mayor el que ha cerrado la laguna de Urbión.

Nos interesa indicar que es posible que el río circulara por encima del pie del deslizamiento en un primer momento, pero se fue encajando en el contacto entre este y la ladera derecha entre unos 20 a 25 m formando un perfil en V y en un escarpe a lo largo del pie del deslizamiento. Lo mismo ocurrió con el cono aluvial asociado, que también presenta un escarpe de esa altura respecto al cauce actual del río. Este escarpe nos indica, por un lado, la relativa antigüedad de estos dos procesos y, por otro, el que el movimiento parece que está estabilizado.

## **6. CONCLUSIONES**

Los estudios retrospectivos de paleodeslizamientos dormidos de ladera interesan en geología aplicada para conocer su estabilidad ante situaciones nuevas de origen antrópico (incidencia de una excavación, un nuevo embalse, etc.). Pero también interesan, tal como se ha mostrado en este trabajo, para ayudar a conocer los detalles de cómo se pudo realizar la evolución geomorfológica durante la deglaciación de las montañas. La aplicación de la modelización retrospectiva para estos estudios científicos sin grandes presupuestos o con dificultad de acceso para la realización de prospecciones (sondeos, por ejemplo) es posible en muchos casos si se cuenta con una buena cartografía geológica y geomorfológica, un intenso trabajo de campo y toma de muestras representativas. Se trata de aprovechar todas las evidencias que ofrece el campo y el modelo conceptual geológico,

tal como valorar el significado geotécnico de las formas del relieve. O la reconstrucción por acotados de la geometría y de la geología antes de producirse el deslizamiento. Para ello siempre hay que tener en consideración la historia geomorfológica del glaciar y los principios geológicos.

## 8. FIGURAS

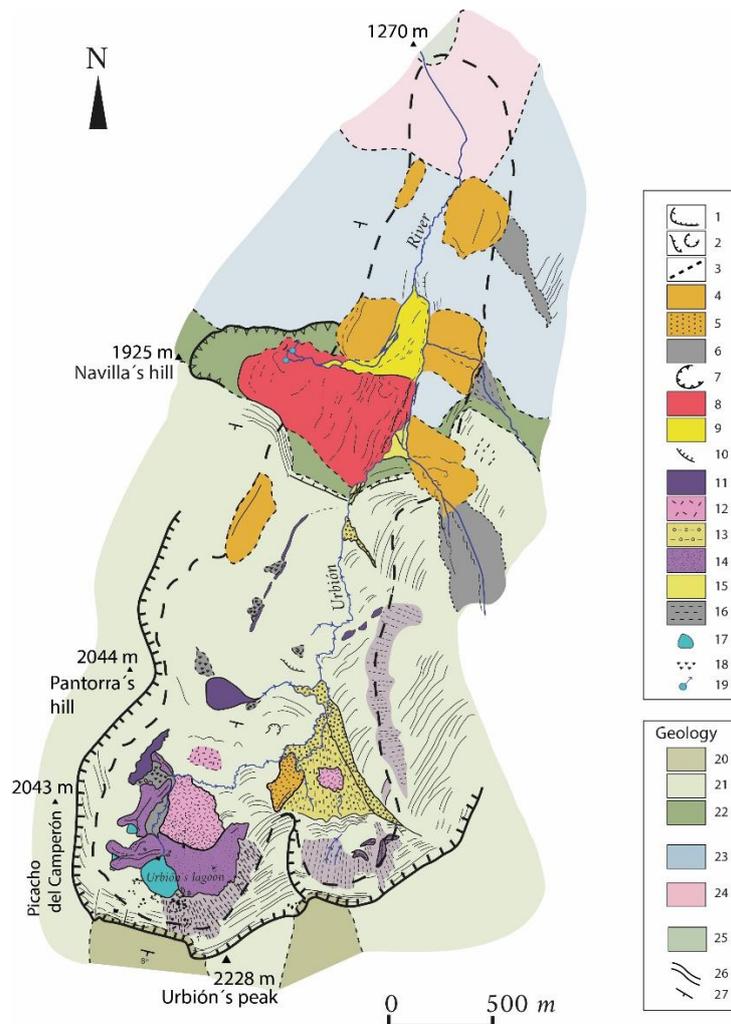


Figura 1. Geomorfología del valle de origen glaciar de los Picos de Urbión (modificado de Eugenio Sanz, 2001).

1- Borde de circo glaciar; 2- Escarpe de excavación glaciar y ombligo de excavación; 3- Máximo avance glaciar; 4- Morrenas laterales; 5- Morrenas central; 6- Depósitos de obturación lateral; 7- Escarpe de deslizamiento; 8- Movimiento gravitacional; 9- Cono aluvial inducido por el deslizamiento; 10- Escarpe en el pie del deslizamiento y en el cono aluvial por erosión del río Urbión; 11- Morrenas laterales; 12- Material morrénico disperso; 13- Material morrénico removido por aguas de arroyada. Aluviales construidos por la erosión de las morrenas; 14- Morrenas de nevero; 15- Cono aluvial; 16- Derrubios de gravedad. Canchos; 17- lagunas; 18- Charcas, antiguas lagunas, suelos hidromorfos; 19- Manantiales. Geología: facies Purbeck-Weald: 20- Conglomerados del Grupo Urbión; 21- Areniscas y limolitas. Grupo Oncala; 22- Limolitas, margas, arcillas y areniscas. Grupo Tera; 23- Rocas carbonatadas. Jurásico marino; 24- Areniscas, dolomías y arcillas. Triásico; 25- Cuarzitas del Paleozoico; 26- Trazas de estratificación. Capas competentes; 27- Buzamiento.

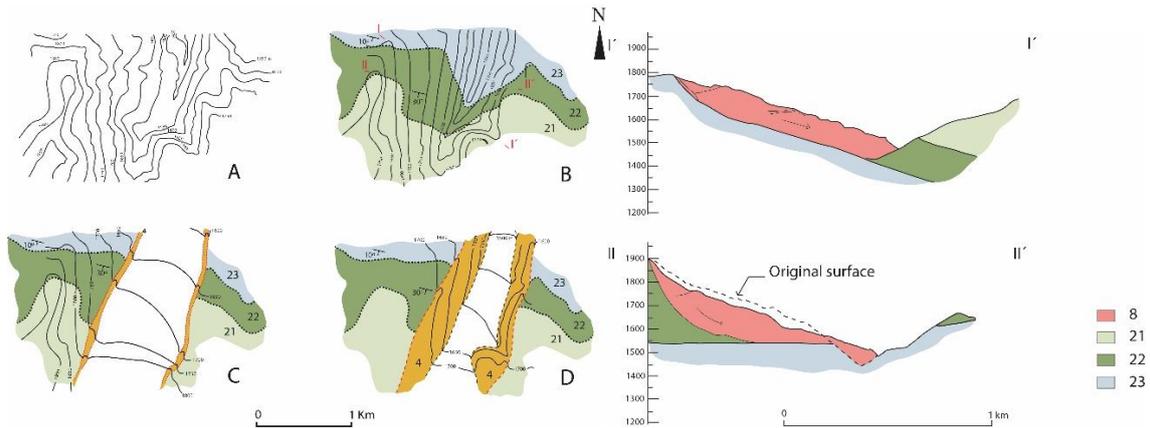


Figura 2

Figura 3

Figura 2. *Proceso seguido en la reconstrucción del relieve antes del deslizamiento (ver explicación en texto):* A. Topografía actual en la zona del deslizamiento de ladera; B. Reconstrucción de la topográfica y de la geología de la ladera durante el máximo avance del glaciar y bajo el hielo de la lengua glaciar y sin morrenas: (21) Areniscas y limolitas; (22) Limolitas y arcillas; (23) calizas; C. Mapa topográfico en la situación del máximo avance del glaciar y con un espesor de la lengua glaciar de 140 m; D. Mapa topográfico en la situación de regresión del glaciar y con un espesor de la lengua glaciar de unos 40 m

Figura 3. *Cortes geológicos I-I' y II-II' de figura 2-B.* (8): Masa deslizada de (22); (21): areniscas y limolitas; (22): limolitas y arcillas y (23): calizas

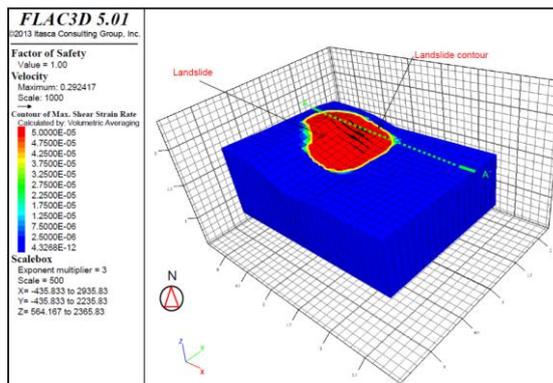


Figura 4. *Superficie de deslizamiento obtenida por simulación numérica.*

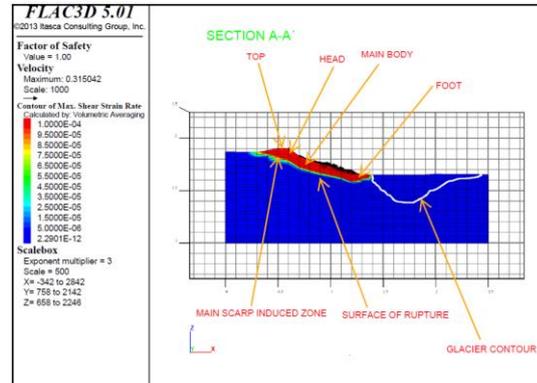


Figura 5. *Sección principal A-A' (marcada en la Figura 4) del deslizamiento de la simulación numérica*

## 9. TABLAS

Notación	Dimensiones	(m)	Medida tipo
Wd	Ancho de la masa desplazada	600	directo (campo)
Ld	Longitud de la masa desplazada	1200	directo (campo)
Dd	Profundidad máxima de la masa desplazada	200	deducida (perfil de campo)
Hd	Altura de la masa desplazada	400	deducida (perfil de campo)
Wr	Ancho de la superficie de falla	800	Modelo numérico (Figura 8)
Lr	Longitud de la superficie de falla	1200	Modelo numérico (Figura 7)
Dr	Profundidad promedio de la superficie de falla	150	Modelo numérico (Figura 8)
Hr	Altura de la superficie de falla	400	Modelo numérico (Figura 8)
L	Longitud total del deslizamiento	1200	Modelo numérico (Figura 7)

Tabla 1: Dimensiones del deslizamiento de los Picos de Urbión según terminología de (Dikau et al., 1996)

Unidad estratigráfica	Densidad aparente $\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	Cohesión efectiva $c$ (kN/m <sup>2</sup> )	Ángulo de fricción efectivo $\phi$ (°)	módulo de Young $E$ (kN/m <sup>2</sup> )	Módulo de Poisson $\nu$
Areniscas	26.5	200	40	250,000	0.30
Calizas	26	50	38	200,000	0.30
Lutitas	24	20-100	17-33	70,000	0.25

Tabla 2: Los valores de los parámetros geomecánicos han sido consultados e la tabla 1 del capítulo IX, y en la tabla 3 del capítulo XIII de Serrano, A. Mecánica de rocas I y II

## REFERENCIAS

- Alonso, E.; Pinyol, N. Informe Geotécnico: Embalse Castrovido; Confederación hidrográfica del Duero: Leon, Spain, 2009
- IGME: Instituto Geológico y Minero de España. Hoja Geológica Escala 1/50.000 n° 278 (Canales de la Sierra); Instituto Geológico y Minero de España: Madrid, Spain, 1978
- Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L.; Ibsen, M.L. Landslide Recognition. In Identification, Movement and Causes. International Association of Geomorphologists; John Wiley and Sons: Chichester, UK, 1996.
- Sanz, P.; Sanz, E.; Menéndez-Pidal, I.; Galindo, R. Los movimientos en masa asociados a los depósitos morrénicos y áreas de cumbres de la Sierra de Urbión (Cordillera Ibérica). In Proceedings of the IX Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Santander, Spain, 27–30 June 2017.
- Sanz de Ojeda, P.; Sanz, E.; Galindo, R.; Escavy, J.I.; Menéndez-Pidal, I. Retrospective analysis of the Pico del Castillo de Vinuesa large historical landslide (Cordillera Iberica, Spain). *Landslides* 2020, 17, 2837–2848. [CrossRef]
- Sanz Pérez, E. Evolución y extensión del glaciario cuaternario de la Sierra de Neila (Cordillera Ibérica, Burgos). *Geogaceta* 2005, 37, 79–82. Available online: <https://sge.usal.es/archivos/geogacetas/Geo37/Geo37-20.pdf> (accessed on 1 September 2005)
- Serrano, A. Mecánica de rocas I y II; Publicaciones de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de Madrid: Madrid, Spain, 1997.
- Sturzenegger, M.; Stead, D.; Gosse, J.; Ward, B.; Froese, C. Reconstruction of the history of the Palliser Rock-slide based on <sup>36</sup>Cl terrestrial cosmogenic nuclide dating and debris volume estimations. *Landslides* 2014, 12, 1097–1106. [CrossRef]