

2014



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

Cartografía geomorfológica de deslizamientos en el escarpe yesífero de la margen izquierda
del río Ebro en el entorno de Zaragoza.

Trabajo realizado por Iván Lizaga Villuendas



Índice

1. PLANTEAMIENTO.....	1
2. OBJETIVOS.....	3
3. METODOLOGÍA.....	4
4. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	6
5. CONTEXTO GEONORFOLÓGICO.....	9
6. DESCRIPCIÓN DE LOS MOVIMIENTOS.....	11
6.1 Desprendimientos o caídas de bloques (falls).....	11
6.2 Vuelcos (topples)	12
6.3 Deslizamientos rotacionales (rotational slides (slumps))	14
6.4 Deslizamientos complejos.....	16
7. ANÁLISIS DE LA CARTOGRAFÍA.....	19
7.1 Aspectos generales.....	19
7.2 Descripción de las zonas.....	19
8. FACTORES QUE INCIDEN EN LOS MOVIMIENTOS DE MASAS.....	28
8.1 Factores condicionantes.....	29
8.2 Factores desencadenantes.....	31
9. MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD.....	32
10. CICLO EVOLUTIVO.....	33
11. CONCLUSIONES.....	36
12. AGRADECIMIENTOS.....	37

13. BIBLIOGRAFÍA.....	37
14. APÉNDICE (Tabla de contenidos).....	41
15. ANEXO.....	Sobre adjunto
15.1 Mapa geomorfológico delimitado por zonas	
15.2 Mapas individualizados de cada zona (8mapas)	
15.3 Mapa de susceptibilidad	

Abstract

The study area is located on the left margin of the Ebro River 11 km downstream of Zaragoza between the towns of Alfajarin and Osera de Ebro. The area is characterized by the existence of a prominent gypsum scarp affected by mass movements.

Two lithologies crop out in the study area: (1) evaporites susceptible for karst processes from the Zaragoza formation and (2) a basal clay unit from the Sariñena formation at the base of the scarp exhibiting plastic rheologies that favor the development of mass movements. This clay unit appears for the first time at the town of Nuez de Ebro defining different genetic areas with different slope morphologies. Slope movements are conditioned by a preferential joint family oriented NO-SE that., increases the instability of the escarpment and promotes water infiltration. These slope movements can lead to a significant risk to the population or their infrastructures if they are not identified and if their genesis is not understood.

In this work we have performed a detailed mapping in order to identify areas of higher risk in relation to mass movements, analyse the main genetic factors and determine the different types of movements.

Key words: Scarp, slides, clays, risk, mapping.



1. Planteamiento

La mayoría de los fenómenos naturales no suponen un riesgo por si solos, el riesgo se crea cuando existen personas o infraestructuras antrópicas en el área de afección de estos (Selby, 1993).

Los deslizamientos son movimientos de masas de suelo o roca que deslizan, moviéndose relativamente respecto al sustrato, sobre una o varias superficies de rotura netas al superarse la resistencia al corte de estas superficies. La masa generalmente se desplaza en conjunto, comportándose como una unidad en su recorrido. Según Cruden y Varnes (1996) los deslizamientos pueden clasificarse atendiendo a su velocidad en muy lentos (cm/año) a muy rápidos varios metros/día. Sin duda los que entrañan una mayor peligrosidad son los procesos rápidos y de gran volumen.

Analizándolos desde el punto de vista económico, Los movimientos de ladera generan dos tipos de costes:(1) Los costes directos como son la reparación, reemplazo y mantenimiento de los daños provocados a las infraestructuras y (2) los costes indirectos como podría ser la reducción del valor catastral de las zonas cercanas, la reducción de la calidad de la tierra, la obturación de algunos cauces, las medidas de mitigación, así como los posibles procesos desencadenados por estos (inundaciones, materiales sueltos incrementando el riesgo de flujos...). Desde el punto de vista humanitario los costes directos contabilizaría el número de personas afectadas, mortales o no y los costes indirectos abarcarían a daños de tipo psicológico tanto de personas afectadas directamente o indirectamente por el movimiento de ladera.

Este proceso geodinámico externo es uno de los causantes de mayores pérdidas económicas en la sociedad actual y ocasionalmente pueden conllevar pérdidas humanas. Según Ayala-Carcedo (2002), los movimientos de ladera son el tercer riesgo natural en número de víctimas mortales detrás de las inundaciones y terremotos. Este mismo autor señala que la mayor catástrofe natural ligada a deslizamientos tuvo lugar en la localidad de Kansu en el 1920 donde murieron más de 100.000 personas. El deslizamiento más reciente del que se han hecho eco los medios de comunicación sucedió a primeros de mayo del 2014 en la provincia de Badakhshan en Afganistán con más de 2000 víctimas mortales (Bernabé,M,. 2014).



Nuestra zona de estudio se sitúa en la margen izquierda del río Ebro entre las localidades de Alfajarín y Osera de Ebro, situados a unos 20 km al Sureste de la ciudad de Zaragoza. Aquí la migración lateral del río Ebro hacia el Noreste ha dado lugar a la formación de un escarpe yesífero de más de 100 m de altura afectado por numerosos movimientos de ladera. De acuerdo con Gutiérrez *et al.*, (1994), la presencia de un escarpe yesífero es un modelado frecuente en sistemas fluviales que atraviesan un sustrato evaporítico. El origen de los escarpes de yeso ha sido asociado a la existencia de fallas extensionales activas (Van Zuidam, 1976; Silva, 2003) a una subsidencia sinsedimentaria por la disolución intraestratal de evaporitas en un margen del valle (Benito *et al.*, 2000) o la migración aleatoria del cauce asociada a la propia dinámica fluvial (Guerrero, 2014). Independientemente de su génesis y su posible riesgo sísmico, de subsidencia o de deslizamiento, numerosas poblaciones se asientan tanto en la parte superior como en la base del escarpe. Sólo en la provincia de Zaragoza encontramos Calatayud, Urrea y Rueda en valle del río Jalón, Zuera en el valle del río Gállego, Cadrete y Cuarte en el valle del Río Huerva y Remolinos, Alfocea, Zaragoza y los polígonos industriales de Alfajarín, Villafranca y Nuez en el valle del río Ebro. Afortunadamente, el número de víctimas mortales y daños por movimientos de ladera en España no tiene la importancia que en otros países. A pesar de ello, los daños provocados por deslizamientos ascienden a más de 40 millones de euros al año en nuestro país (Ayala-Carcedo, 2002). Además, las poblaciones situadas al pie de estos escarpes yesíferos se ven periódicamente afectadas por deslizamientos y caídas de bloques. Según Gutiérrez y Cooper (2002) el número de muertes por movimientos de ladera procedentes de escarpes yesíferos asciende por encima de los 200 desde 1856 siendo el más grave de ellos el que tuvo lugar en la localidad de Azagra en el valle del río Ebro en 1986 con 100 muertos.



2. Objetivos

Los escarpes yesíferos de la margen izquierda del río Ebro siempre han suscitado el interés de los investigadores, esto es debido a su variedad de procesos de movimiento de ladera, pudiendo estos afectar tanto a las personas como a sus infraestructuras. Todas las investigaciones referidas a los riesgos de estos escarpes, incluso si se quiere extrapolable a todas las investigaciones de movimientos de ladera o riesgos, tienen como objetivos principales el delimitar y localizar los movimientos, estudiar y localizar su génesis, plantear los riesgos que estos pueden causar a la población o infraestructuras cercanas y como punto final la mitigación de los mismos.

El principal objetivo alcanzado en nuestro trabajo ha sido la precisa delimitación de todos los cuerpos de deslizamientos que se producen en la zona de estudio, así como de las morfologías genéticamente o litológicamente relacionadas con ellos o con el escarpe de yesos (depresiones, fracturas y grietas, caída de bloques, vuelcos, dolinas, cicatrices primarias y secundarias). Así mismo, como complemento, fue necesario realizar una cartografía detallada de divisorias de aguas, red de drenaje, terrazas fluviales, abanicos aluviales y morfologías kársticas con el fin de contextualizar la zona de estudio y determinar los factores que podrían estar involucrados en la formación de los movimientos de ladera.

Realizada la cartografía de detalle el siguiente punto fue determinar la actividad o inactividad de los deslizamientos así como la génesis de los mismos mediante un estudio de la morfología y formación del escarpe en su conjunto así como del estudio de las diferentes litologías estructura y morfologías presentes.

Finalmente y atendiendo a la información obtenida se pretende llevar a cabo un mapa de zonación de susceptibilidad a los movimientos de ladera clasificando la zona de estudio en 4 grados de riesgo desde zonas sin riesgo a zonas de elevado riesgo.



3. Metodología

Se han usado diferentes metodologías para la realización de este trabajo, en primer lugar hemos seguido una clara dirección común a todos los trabajos cartográficos y de investigación, comenzando por el estudio y revisión bibliográfica de la zona a estudiar y cartografiar, con escasos resultados, ya que de la zona en concreto no se dispone de estudios en detalle. Paralelo a esto se ha realizado una cartografía de gran detalle sobre la foto aérea de 1986 a escala 1:18.000 mediante el uso del estereoscopio (*Topcon MS-3*). En dicho mapa preliminar se prestó especial importancia a aquellas morfologías relacionadas genéticamente o precursoras de los movimientos de ladera.

La cartografía de detalle fue digitalizada mediante el uso de un sistema de información geográfica (*SIG*) o más conocido por las siglas en inglés *GIS (Geographic Information System)* usando el programa *ArcGIS 10.1*. La ventaja principal de este tipo de programas es la integración organizada de hardware, software y datos geográficos diseñado para capturar, almacenar, manipular, analizar y desplegar la información geográficamente referenciada con el fin de resolver problemas de planificación y gestión geográfica y en nuestro caso gestión geológica de los terrenos, incluyendo las infraestructuras próximas para facilitarnos la delimitación de los riesgos una vez identificados.

La digitalización se realizó sobre las Ortofotos PNOA 2006 ed50 ECW (2-2,2-3,3-2,3-3,3-4,4-2,4-3,4-4) extraídas del sistema de información territorial de Aragón (*SITAR*). Como se puede ver en las siglas de los archivos, estas pertenecen al 2006, otorgándonos una fiabilidad muy buena sobre el terreno actual. Aunque las imágenes están georreferenciadas en eurodatum 50 fueron modificadas al sistema de coordenadas world geodetic system 1998 (*WGS 98*) con el fin de poder localizar con precisión los puntos GPS tomados en campo. El GPS utilizado es de la marca Galmin modelo Oregon 400T con una precisión en las mejores condiciones de 3 metros.

Una vez digitalizado el mapa se procedió a la impresión en varias hojas DIN-A3 a escala 1:1000 de las ortofotos con los trazos superpuestos para su comprobación en campo.

Después de sucesivos días de campo, se han modificado alguno de los trazos realizados con la foto aérea así como añadidos muchos otros en el cuerpo de deslizamiento situado en la zona 4 debido a su actividad, la cual ha modificado significativamente lo cartografiado en gabinete. El resultado final ha sido una cartografía de gran detalle y actualizada que sirve como base para la elaboración del mapa de susceptibilidad.



Con el fin de determinar los factores implicados en la formación de los movimientos de ladera se prestó especial atención a los cambios litológicos en el escarpe y se llevó a cabo esquemas y cortes geológicos complementados con la fotografía digital. Como resultado final, se obtienen el mapa de susceptibilidad y un modelo evolutivo de los movimientos de ladera. El mapa de susceptibilidad abarca tres diferentes niveles de riesgo, desde las zonas de riesgo nulo pasando por las de riesgo medio, finalizando con las zonas de alto riesgo. Este nos permite determinar con exactitud qué zonas entrañan y cuales no un riesgo significativo a la sociedad actual o cuales pueden serlo en un futuro.

El modelo evolutivo abarca una secuencia de diagramas en 3D en el que se hacen constar los principales factores que intervienen en la evolución y dinámica de los deslizamientos en escarpes de yesos.

4. Contexto geológico

El área de estudio está localizada en el sector central de la Cuenca Cenozoica del Ebro sobre sus depósitos Terciarios evaporíticos. La Cuenca terciaria del Ebro es una depresión relativa enmarcada por los Pirineos, la Cordillera Ibérica y las Cadenas Costero-catalanas. Representa la última fase de la evolución de la cuenca de antepaís meridional del orógeno pirenaico, aunque sus márgenes meridional y oriental estuvieron afectados por la actividad tectónica de la Cordillera Ibérica, y de la Cordillera Costero Catalana en el NE de la Península Ibérica (Figura 1) (Vera *et al* 2004).

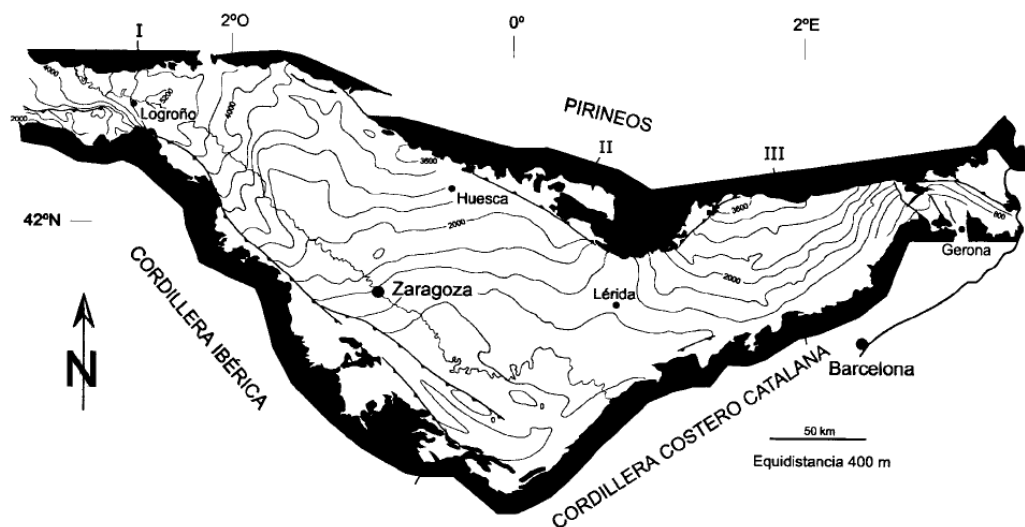


Fig. 1.- Mapa de Isobatas de la cuenca del Ebro (Extraído de Vera (2004))

A finales de Eoceno principios del Oligoceno los Pirineos continuaban su formación, e hicieron retroceder lentamente las aguas del Océano Atlántico, como consecuencia, la Cuenca del Ebro se convirtió en una depresión endorreica con sedimentación continental. Durante este periodo, sedimentación terciaria se articuló en una serie de complejos de abanicos aluviales de mayor o menor extensión que daban paso a depósitos lacustres y palustres de tipo evaporítico o carbonatado hacia el centro de la cuenca en donde se alojaba un gran lago salino (Riba *et al.*, 1983; Ortí, 1997).

A finales del Mioceno la cuenca quedó abierta al mar Mediterráneo, fue entonces cuando un nuevo drenaje comenzó a desarrollarse y diseccionar la cuenca endorreica dando como



resultado con el tiempo el relieve y la morfología que podemos presenciar hoy en día (universidad catalana)

Desde el punto de vista estratigráfico, en la zona de estudio se reconocen dos formaciones geológicas (Zaragoza y Sariñena). La Formación Zaragoza alcanza más de 850m de espesor consistiendo principalmente en halita, anhidrita y glauberita en la superficie y de yesos secundarios en superficie (Torrescusa and Klimowitz,1990) (Salvany et al., 2007). Recientemente, (Salvany 2007) mediante la interpretación de 17 sondeos de exploración minera, distinguió 3 unidades dentro de la parte superior de la Formación Zaragoza: (1) Un nivel basal de halita de unos 75 m de espesor cuyo techo se sitúa a entre los 150 y 175 m.s.n.m. pero que se acuña rápidamente hacia el sureste y que no estaría representado en nuestra zona de estudio, (2) un nivel intermedio de 175 m de espesor constituido por cuerpos de anhidrita, glauberita y margas con interestratificados de halita y arcillas rojas situado por encima de 175 msnm y (3) un nivel superior de unos 110 m de espesor formado por anhidrita y margas. Teniendo en cuenta que nuestra zona de campo se sitúa entre los 180 y 300 msnm, es esperable la existencia de niveles de halita y glauberita formando parte del escarpe yesífero. Como describiremos en siguientes apartados la presencia de sales de alta solubilidad favorece los procesos kársticos y parece condicionar la formación de los movimientos de ladera.

La formación Zaragoza pasa lateralmente a la Formación Sariñena 20 km al sureste de la ciudad de Zaragoza en la localidad de Nuez de Ebro como una secuencia de arcillas rojizas con laminación horizontal aflorando en la base del escarpe. Estas formaciones se encuentran dentro de la unidad tectosedimentaria (UTS) N1 (Pérez et al. 1988) y T5 (Pardo et al, dentro de Vera,. 2004) del Mioceno superior-medio. Dentro de la formación Zaragoza aparecen arcillas de la formación Sariñena debido a cambio lateral. Nuestras unidades son las equivalentes de las unidades Sierra de Pallaruelo-Monte de la Sora y la unidad Remolinos-Lanaja definidas al NW de Zaragoza en la zona de Epila (Esnaola *et al* 1995)

Como describiremos en los siguientes apartados la presencia de arcillas es un factor crítico en la formación de deslizamientos en la zona de estudio.

Estructuralmente, los sedimentos terciarios presentan una disposición subhorizontal y se encuentran afectados por un diaclasado subvertical y por pequeñas fallas normales con



azimuts NO-SE, E-O, y NE-SW (Arlegui y Simón, 2001). Varios estudios documentan la fuerte influencia de la fractura NO-SE en el desarrollo de las diferentes formas de relieve y las características del karst en el sector central de la cuenca del Ebro (Quirantes, 1978; Gutiérrez et al, 1994, 2008).

El río Ebro drena longitudinalmente todo el sector central de la depresión siguiendo el eje NW-SE tendencia de una estructura sinclinal (Quirantes, 1978).

El río Ebro esta escavado en las formaciones Sariñena, Zaragoza y Alcubierre. Abanicos aluviales distales de arcillas y areniscas forman la formación Sariñena cambiando lateralmente a las facies evaporíticas de la formación Zaragoza (Quirantes, 1978)

Las formaciones Sariñena y Zaragoza están limitadas por 70m de espesor de calizas de la formación Alcubierre que dan lugar a plataformas estructurales situadas entre 400m y 600m por encima del fondo del valle. Aunque, dicha formación no aparece en la zona de estudio, la mayor parte de los barrancos laterales de la margen izquierda del río Ebro tienen su cabecera en dichas plataformas. Como consecuencia, los abanicos aluviales que se desarrollan en su confluencia con el nivel de terraza T2 del río Ebro están constituidos por numerosos fragmentos subredondeados de calizas procedentes de la Formación Alcubierre



5. Contexto Geomorfológico

La geomorfología de la zona de estudio viene claramente marcada por la asimetría del valle del río Ebro. La migración lateral del río Ebro hacia el Noreste ha dado lugar a un eskarpe que se prolonga durante 60 km desde Remolinos al Noroeste de la ciudad de Zaragoza a Osera de Ebro. Por el contrario, en la margen opuesta aparece una secuencia escalonada de 11 terrazas fluviales y 7 niveles de glaciares acumulativos (Guerrero et al., 2013).

En nuestra zona de estudio, el eskarpe que puede alcanzar más de 100 m muestra una morfología rectilínea con una orientación NO-SE siguiendo la fracturación tectónica regional durante 60 km. El eskarpe ha experimentado un rápido retroceso como muestra la presencia de facetas triangulares y valles colgados (Gutiérrez et al., 1994).

El continuo desgaste en la base del eskarpe, provocado por la erosión lateral del río y la escasa resistencia de las evaporitas y arcillas de las Formaciones Zaragoza y Sariñena, respectivamente, ha generado laderas altamente inestables y verticalizadas, sobre las que se desarrollan caída de bloques, vuelcos y deslizamientos rotacionales que reposan al pie del eskarpe. Todo esto produce un evidente riesgo para cualquier infraestructura situada en el radio de afección de estos movimientos.

Los movimientos de ladera se encuentran cubriendo los depósitos de la terraza T2 del río Ebro que está representada por un banda estrecha, unos 10 m por encima del cauce actual. Ésta está constituida por unos 4 a 8 m de niveles masivos de gravas con intercalaciones de areniscas de grano grueso a fino (guerrero et al., 2013). No muestra indicios de subsidencia debido a que se encuentra encajada en los depósitos detríticos de la Formación Sariñena (guerrero et al., 2013).

Los afloramientos de evaporitas situadas al norte del eskarpe yesífero presentan una disposición en divisorias redondeadas y barrancos de incisión lineal y fondo plano. Algunos de dichos barrancos descargan sus aguas y depósitos sobre el nivel de terraza T2 dando lugar a abanicos aluviales de espesor variable. Los depósitos de estos abanicos están constituidos por sedimentos procedentes de la erosión de los depósitos evaporíticos. Están compuestos por cantos heterométricos, subredondeados y mal clasificados.

Los abanicos principales de la zona de estudio tienen un área (nombrados de NO-SE): 1.37, 1.27, 0.25, 0.63, 0.049, 0.43 Km².



La mayor parte de las poblaciones se encuentran ocupando los abanicos aluviales. Como consecuencia, las avenidas en los abanicos suponen el mayor riesgo geológico en la zona de estudio por encima del de los movimientos de ladera.

De hecho, estas poblaciones han sufrido inundaciones periódicas y los barrancos han sido canalizados con el fin de minimizar los daños.

Por último, cabe mencionar el río Ebro y su llanura de inundación. Nos encontramos ante un cauce fluvial de tipo meandriforme. Este sufre marcadas épocas de crecida y estiaje que dependiendo de la zona producen inundaciones, o son absorbidas por esta llanura de inundación. En la zona de Nuez de Ebro el cauce principal se encuentra a 3Km de distancia del escarpe, quedando entre ellos una considerable llanura de inundación y la terraza 2 (T2). En dirección SE el río va aproximándose al escarpe hasta situarse a tan solo 600m.

6. Descripción de los movimientos

Atendiendo a la clasificación de Cruden y Varnes (1996) se han cartografiado los siguientes movimientos de ladera en la zona de estudio:

6.1 Desprendimientos o caída de bloques (falls): El desprendimiento se origina por el despegue de una masa de suelo o roca de una ladera/vertiente con una elevada pendiente, vertical o extraplomada. El movimiento tiene lugar mediante caída libre sin rozamiento con el plano de rotura y posterior rebote o rodadura de la masa desprendida (Cruden & Varnes, 1996).

Dependiendo del tipo de material y de la altura desde la que ha caído, este bloque se disgregará en multitud de fragmentos o permanecerá casi intacto. Otro factor a tener en cuenta es la distancia que recorrerá el bloque tomando como origen el escarpe o pared, este es uno de los principales factores a tener en cuenta debido al riesgo que incurre. La distancia recorrida dependerá de la disgregación o no del bloque, acompañado a esto el factor limitante es la pendiente del talud sobre el que va a caer, si este presenta una pendiente idónea (35° - 75°) este amortiguara la caída evitando la disgregación, y más importante, creará una pendiente para que el bloque ruede por ella, añadiéndole aceleración dando resultado a una mayor velocidad y distancia de alcance, lo que es equivalente a un incremento del riesgo.

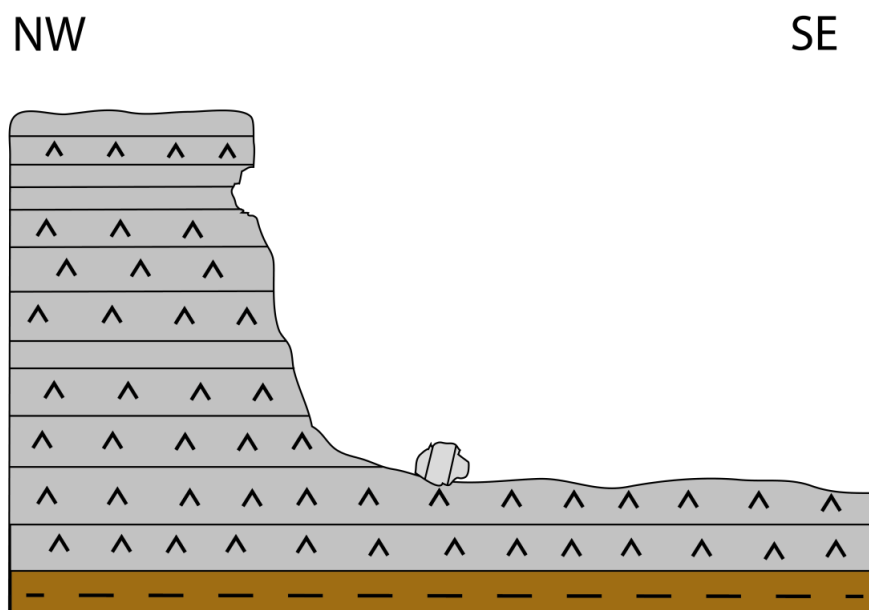


Fig. 2 Corte geológico estimado de la zona de preferencia en caída de bloques, en el podemos observar la cicatriz dejada por el bloque en corte, así como el nivel de arcillas que queda muv por debaixo del escarpe.

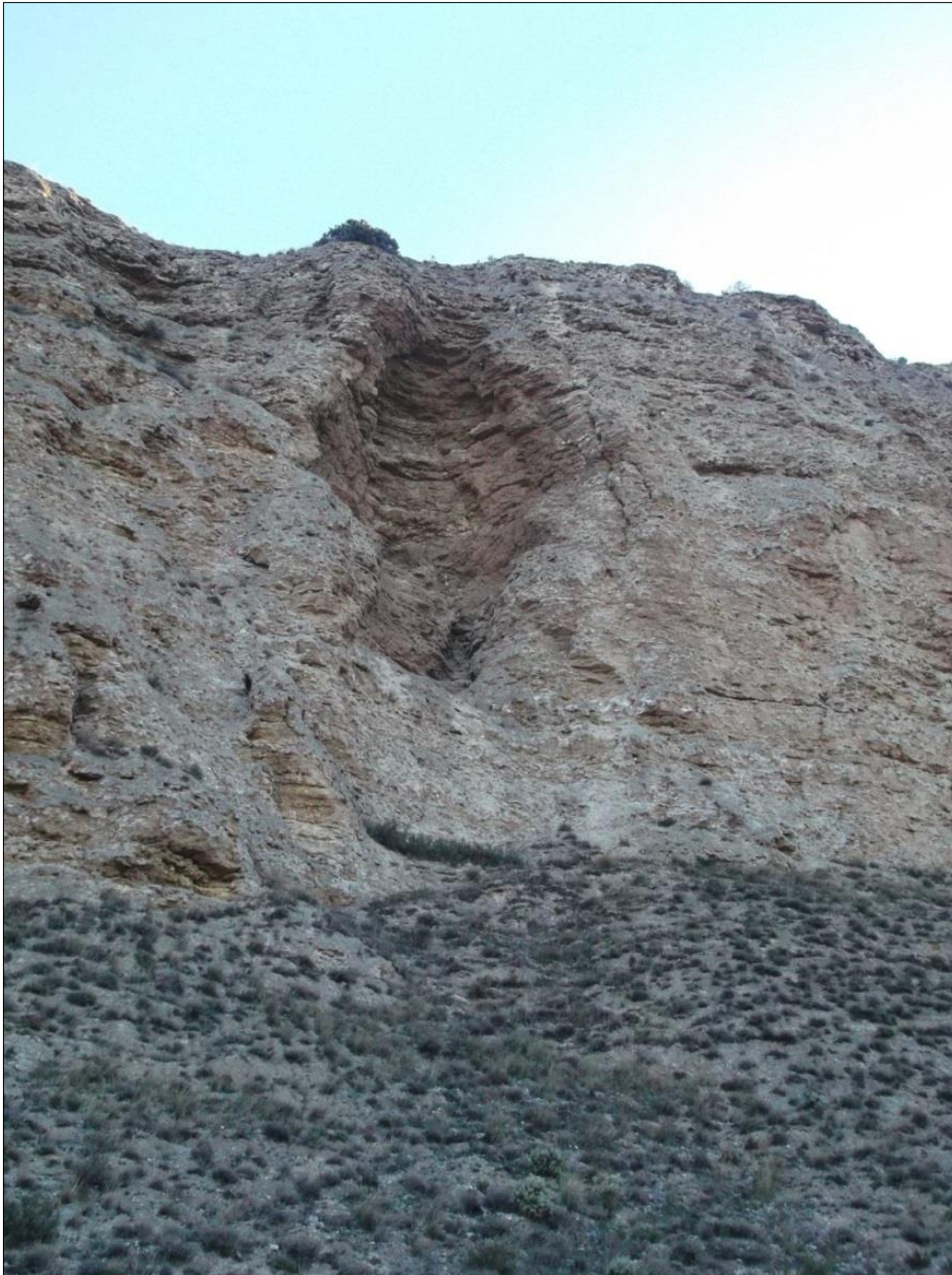


Fig. 3.-Cicatriz de bloque caído en escarpe yesífero de la margen izquierda del Ebro. El bloque caído posee más de $2m^3$, la cicatriz se haya atravesada por un canal erosivo provocado por los torrentes de agua de lluvia. Fotografía realizada al principio de la zona 1 de Bloques y vuelcos

6.2 Vuelcos (topples): Son movimientos de rocas, masas de derrubios o tierra que presentan rotación hacia delante sobre un punto de pivote. Según (Goodman y Bray., 1976) se distinguen tres tipos de vuelcos: (1) vuelcos por flexión (flexural toppling) cuando se produce la rotación a favor de planos de rotura subverticales ;(2) vuelcos en bloque (Block

toppling) (Corominas y García., 2004) o en los cuales la parte movida cae con un movimiento brusco de giro, al menos inicial, apoyado en su base externa. Estos movimientos se producen en bordes acantilados rocosos o de materiales areno-arcillosos compactados o como en nuestro caso en escarpes yesíferos; (3) vuelcos mixtos (Block-flexure-toppling) los cuales se caracterizan por ser una suma de los dos anteriores o presentar características comunes a estos simultáneamente

Los vuelcos cartografiados en nuestra zona de estudio son los de tipo bloque (Block toppling).

Con el progresivo basculamiento del bloque ladera abajo, se genera una abertura en forma de cuña entre el macizo y el bloque que aumenta proporcionalmente a la rotación. Estas aberturas aparecen rellenas de limos yesíferos masivos con bloques decimétricos a métricos de yeso. Este fenómeno es típico de vuelcos en bloque de media-baja velocidad de génesis y en materiales de media-baja competencia como son los presentes en nuestra zona de estudio. Esta característica se puede observar perfectamente en la fotografía y en el corte idealizado creado a partir de la misma (Figura 4 y 5).

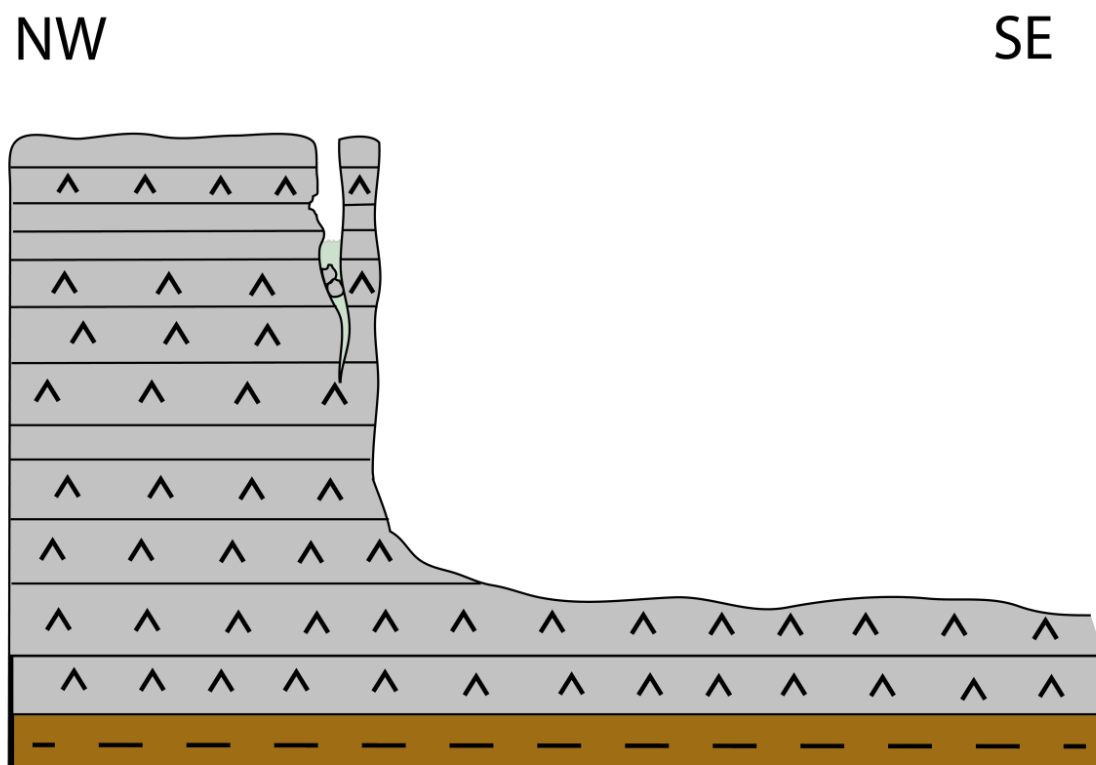


Fig. 4.- Corte idealizado de un vuelco típico de nuestra zona de estudio en el que se pueden destacar el relleno de la fractura, la orientación de la misma y la no presencia de la capa arcillosa en superficie.



Fig. 5.- Dos grandes vuelcos en bloque de aproximadamente 10m de altura con un volumen de 3000m^3 y 5° de inclinación producidos en yesos horizontales, en ellos se puede observar la fracturación de orientación preferente NO-SE. La abertura macizo-bloque tiene una anchura máxima de 6 m está rellena de limos y algún bloque de pequeño-mediano tamaño. Estos bloques están localizados al Ne de nuestra zona 1 donde las arcillas no llegan todavía a superficie.

6.3 Deslizamientos rotacionales (rotational slides (slumps)):

Las masas se deslizan por gravedad ladera abajo a favor de una o más superficies de fractura cóncavas. La concavidad del plano provoca la rotación de las capas conforme avanzan por el plano de cizalla. Como resultado se forma una depresión en la cabecera del deslizamiento. En nuestra zona de campo se reconocen fácilmente dado que las capas pasan de tener buzamientos horizontales a estar inclinadas hacia la ladera. A mayor inclinación mayor ha sido el desplazamiento. Las depresiones de cabecera se presentan en todos los cuerpos exceptuando (2,6 y 8) con áreas entre ($53\text{-}8207\text{m}^2$), en todos los cuerpos exceptuando el número 3 se encuentran incididas por la red de drenaje y con morfologías subredondeadas, símbolo de inactividad. En el cuerpo 3 predominan con morfologías alargadas, sin estar incididas por la red de drenaje y siendo capturadas símbolo de clara actividad. Su formación

tiene lugar allí donde las arcillas de la formación Sariñena afloran en la base del escarpe, lo que demuestra su estrecha vinculación.

El nivel de rotura se enraíza en el nivel de arcillas. Tenemos más de un plano de rotura pero que enraízan en el principal. Así cuerpos de deslizamientos con numerosos planos de rotura que lo individualizan en distintos cuerpos de génesis conjunta. La suma de todos estos planos si el deslizamiento es activo crea morfologías de crestas en sierra como vemos en la (Figura 6). Pueden alcanzar áreas de hasta (581111m^2) . El inicio de los desplazamientos desarrolla grietas en la cabecera de los cuerpos. Estas tienen morfología lineal, creada en su mayoría perpendiculares al movimiento del cuerpo deslizado. Esto sucede por el esfuerzo de tensión generado paralelo al desplazamiento del cuerpo con respecto a la ladera. Pueden llegar a tener más de 700m de longitud con profundidades de más de 8m y una anchura de hasta 3m.



Fig. 6.- Sistema de deslizamientos rotacionales en la formación yesos de Zaragoza del escarpe yesífero de la margen izquierda del río Ebro. Se observan claramente tres cuerpos deslizados en serie, viéndose una clara continuidad de estas cicatrices hasta el margen inferior de la fotografía las cuales alcanzan una longitud de (1104m) desarrollándose a lo largo de gran parte del cuerpo del deslizamiento. Estas cicatrices se localizan en la zona 4 con dirección preferencial NE-SO, este cuerpo es el que se ha señalado con el mayor grado de peligrosidad debido a su gran actividad actual, la cual será desarrollada en “Análisis de cuerpos individuales”

NW

SE

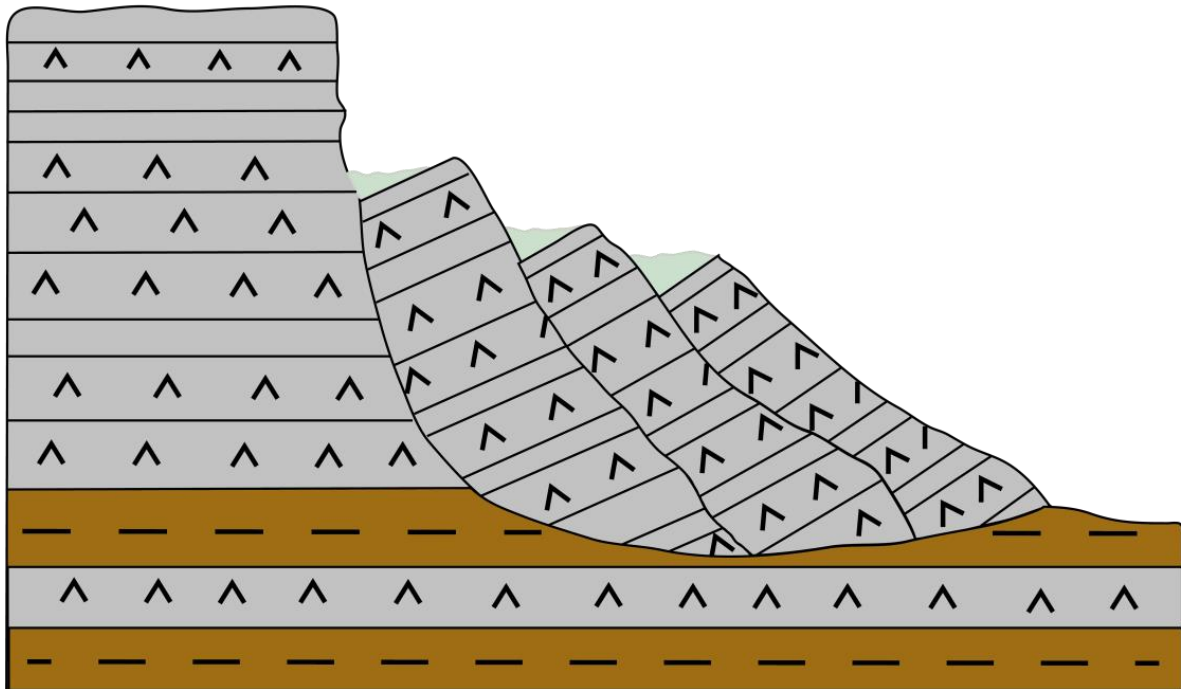


Fig. 7.- Corte idealizado de un sistema de deslizamientos rotacionales en el escarpe yesífero de la margen izquierda del Ebro. Se puede observar las arcillas aflorando en superficie y el plano principal de deslizamiento desarrollado a favor de esta por los factores descritos posteriormente en el apartado (Factores condicionantes), también prestar atención al relleno típico en las depresiones de las cabeceras de los cuerpos de deslizamiento, el cual si no presenta fracturación, o cierta karstificación será claro indicativo de inactividad siendo el caso contrario un claro indicio de actividad o de un cuerpo de fácil reactivación

6.4 Deslizamientos complejos: Son aquellos deslizamientos que se caracterizan por un tipo o estilo de movimiento que combina dos o más de los principales tipos de movimientos (caída, deslizamiento, vuelco, desplazamientos laterales o flujo) produciéndose en secuencia. En la zona de estudio encontramos los del tipo Deslizamiento rotacional+Spreading como resultado de un deslizamiento rotacional que tiene implícito un desplazamiento lateral debido al flujo plástico o licuefacción del material arcilloso subyacente (Cruden & Varnes,. 1996). Es evidente por tanto, que su formación está íntimamente ligada a la presencia de arcillas en la base del escarpe. En este tipo de movimiento los bloques se suelen desplazar muy lentamente a favor de pendientes muy débiles, pueden llegar a ser muy extensos y generalmente fragmentan las capas superiores generando grietas, vuelcos.... (González de Vallejo,.2004). En la zona de estudio son los que evidencian mayor grado de actividad, con un desplazamiento entre bloques de hasta 10m. Asociados a estos se pueden crear vuelcos debido a la inestabilidad que se

provoca en las paredes que han sido separadas. Este tipo de movimiento complejo está muy representado en el cuerpo de deslizamiento de mayor actividad (situado en la zona 4). (Figura 9). Tras periodos de lluvia importantes, el agua de escorrentía se infiltra a través del plano de rotura alcanzando el nivel de arcillas infrayacente. Las arcillas adquieren entonces un comportamiento plástico por aumento de la humedad. El peso de los bloques deslizados provoca la extrusión de la arcilla y el consiguiente desplazamiento lateral de estos (Selby, M. 1993)

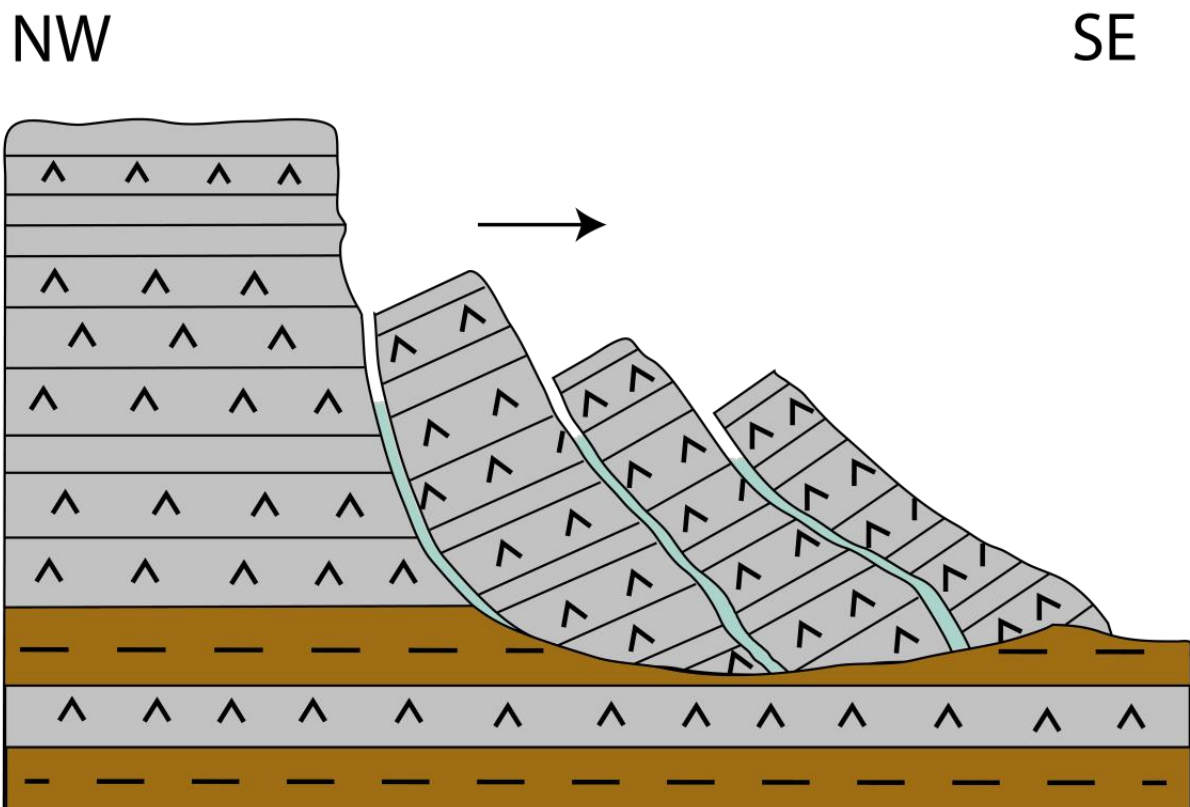


Fig. 8.- Corte idealizado de un sistema de deslizamientos complejos de expansión rotacional, extraído de la (zona4) el cual presenta mayor actividad. Notar el desplazamiento lateral de los bloques deslizados, adhiriendo así un movimiento muy característico, presentando unas morfologías que no lo son menos. La principal característica geomorfológica sería el espacio desarrollado entre cuerpos pudiendo observarse la cicatriz claramente y depositándose en este hueco rellenos de limos yesíferos provenientes de la deposición debido a la erosión. Precisar que una de las maneras más fáciles de su diferenciación sería la ausencia de depósitos en su zona superior, los cuales han sido desplazados al hueco entre planos debido a la abertura provocada por el "spreading".



Fig. 9.- Sistema de deslizamientos complejos (spreading+deslizamiento rotacional) en el cuerpo activo de nuestra zona de estudio. En esta imagen se ve claramente el gran espacio creado entre bloques (9m) debido al desplazamiento lateral de los cuerpos. Nos encontramos ante un bloque de unos 4m de altura en su parte posterior y unos 120m^3 de volumen. Podemos observar que el bloque todavía no se haya muy rotado a pesar de la gran apertura entre ellos, lo cual sería indicativo del bajo valor del rozamiento del plano inferior en esa zona.



7. Análisis de la cartografía

7.1. Aspectos generales

El área de estudio es de 5.7 km² de los cuales 3.5 km² se ven afectados por movimientos de ladera, lo que supone que el 61% del área cartografiada en detalle se ha visto o se puede ver en un futuro afectada por caídas de bloques y deslizamientos. En la cartografía realizada (*Anexo*) se puede observar como el escarpe principal, cicatrices secundarias y el eje mayor de los deslizamientos muestran una dirección NO-SE coincidiendo con el diaclasado regional, lo que demuestra la importancia de la estructura en la formación del escarpe de yesos y los movimientos de ladera. Para conseguir una descripción más detallada de las morfologías principales cartografiadas, se han reconocido un total de 12 zonas afectadas por movimientos de ladera. La zona más occidental (Zona 1) representa un área afectada por numerosas caídas de bloques y vuelcos. Las zonas restantes (zonas 2 a 12) se corresponden cada una con un cuerpo de deslizamiento de primer orden (11 grandes cuerpos de deslizamiento). Dentro de estos once cuerpos tenemos gran variedad en el tamaño de los mismos, desde el de menor tamaño con un área en planta de tan solo 6357m² hasta los de mayor tamaño con una superficie en planta de 581111 m².

De los once cuerpos principales que se presentan en la zona como queda reflejado en la cartografía, diez se encuentran en la zona frontal del escarpe y tan solo el 8^o cuerpo aparece alejado del frente del escarpe. Todos los deslizamientos presentes en la zona son de tipo rotacional, encontrándose también deslizamientos de tipo complejo spreading rotacional dentro de los cuerpos principales. Tan solo tres de ellos muestran grietas de cabecera símbolo de la distensión provocada por el movimiento del bloque.

Analizaremos a continuación las diferentes zonas cartografiadas, centrándonos en las morfologías (tipo y dimensiones) y la actividad de los procesos que será un valor crítico en el mapa de susceptibilidad de deslizamientos del apartado 9.

7.2. Descripción de las zonas

La zona más occidental (Zona 1) con un área de 34870m² se caracteriza por un predominio de los vuelcos y caídas de bloques. El escarpe está constituido por una alternancia de niveles métricos de yeso con intercalaciones decimétricas de margas grises. La ausencia de arcillas basales inhibe la formación de deslizamientos y procesos de expansión lateral. Los vuelcos y caídas de bloques se ven favorecidos por la verticalidad del escarpe con



pendientes de entre 70-90°. La base del escarpe está cubierta por un manto de bloques desde decimétricos hasta de volúmenes superiores a 4.5 m³ englobados en una matriz de limos yesíferos procedentes de la degradación del escarpe. Por encima de los grandes rockfalls, el escarpe muestra las cicatrices de procedencia. Generalmente éstas suelen ser cavidades de mayor tamaño que los bloques, lo que permite suponer que los rockfalls se fragmentan en su caída en bloques más pequeños. La distancia recorrida por los bloques caídos parece ser proporcional al volumen de sedimentos acumulados al pie del escarpe. Así distancias recorridas oscilan entre los 4 y 60 m en función del tamaño del cono de detritos situado a la base del escarpe. Esta observación es crucial a la hora de delimitar las zonas de riesgo dentro de nuestro mapa de susceptibilidad.

Los vuelcos son generalmente de mayor volumen que las caídas. Los bloques basculados pueden alcanzar un área en planta de 300 m² con alturas de 10m y volúmenes de hasta 3000 m³.

La abertura generada por rotación entre el bloque basculado y el escarpe se encuentra rellena parcialmente por bloques de pequeño-mediano tamaño empastados en limos yesíferos amarillentos, dando lugar a una depresión alineada en la dirección del escarpe. Todos los vuelcos se forman a partir de diaclasas de orientación NO-SE evidenciando la importancia de dicha fracturación en su génesis.

El escarpe yesífero en las zonas 2 a 12 se caracteriza por la existencia de arcillas aflorando en la base que aparecen por primera vez a partir de la localidad de Nuez de Ebro. La formación de planos de rotura a favor de la capa de arcillas favorece el desarrollo de los deslizamientos y procesos de expansión lateral que pasan a ser el movimiento predominante. Las caídas y vuelcos son menos frecuentes y se generan a partir de las cicatrices principales de deslizamiento o como movimientos complejos. De este modo, desde la localidad de Nuez de Ebro se observa el cambio progresivo pasando de un escarpe con presencia de grandes vuelcos y caídas de bloques (Figuras 2-5) al comienzo de deslizamientos de mediano a gran tamaño (zonas 2 y 3) y posteriormente los grandes deslizamientos (Figuras 6-9. Zonas 4-12) que no finalizan hasta la desaparición del escarpe yesífero en la localidad de Osera de Ebro.

El Primer cuerpo de deslizamiento (zona 2) con una de superficie en planta de 116744m², presenta 3 cicatrices secundarias de rotura, paralelas a la cicatriz principal, observándose magníficamente la más alejada del escarpe ya que queda descubierta por la obras realizadas para el asentamiento de la rotonda de la ARA-A1 (Figura 10).



Fig. 10.- Cicatriz secundaria y su bloque deslizado asociado. Al ser la última cicatriz secundaria ha adquirido un ángulo de más de 75° . Gracias a la gran zanja abierta por las obras y a ser una estructura fosilizada se puede observar el plano en perfectas condiciones de conservación.

Estas cicatrices secundarias se hallan fosilizadas por un depósito de Glacis. En las excavaciones para la construcción de la rotonda podemos observar un deslizamiento rotacional y su depresión de cabecera asociada, la cual está rellena con una gran potencia de relleno y el material de glacis discordante con el material de relleno, cubriendo el bloque deslizado y fosilizando la cicatriz subyacente (Figura 11).

El material de relleno de depresión está compuesto por más de 7m de limos yesíferos masivos con cantos y bloques de yesos. Discordantemente se apoya el nivel de glacis con un espesor variable de 3-6m de potencia, de color beige con tan sólo pequeños cantos redondeados de yeso. La ausencia de bloques angulosos y fracturas en el depósito de glacis evidencia la inactividad de este deslizamiento. Estos glacis presentan un área de (17047 m^2 y 3989 m^2) con el 18% del área del cuerpo deslizado principal.



Fig. 11.- Trinchera realizada por las obras de la ARA-A1 en un cuerpo deslizado. En esta trinchera se observa un deslizamiento rotacional con una gran potencia de relleno y material de glaciares fosilizándolo en la parte superior.

El segundo cuerpo categorizado como principal (Zona3) es de pequeño tamaño con una superficie de 6367m^2 . Muestra una cicatriz principal de 65m y una secundaria al pie del cuerpo de tan solo 100m.

El tercer cuerpo de deslizamiento (zona 4) está separado de los 2 anteriores por dos de los grandes barrancos de incisión lineal (Bco.de Villafranca y Bco.Arenal) que dan lugar a formación de un abanico aluvial de $1,37\text{ Km}^2$ de Área y sobre el que se asienta la localidad de Villafranca. Este tercer cuerpo es el más interesante desde el punto de vista geomorfológico y geotécnico y en el que nos vamos a centrar para describir y observar la mayoría de las morfologías kársticas, fluviales y de ladera. Nos encontramos en el deslizamiento que presenta mayor grado en el mapa de susceptibilidad debido a su evidente actividad reciente. Este deslizamiento presenta una cicatriz principal de 946m de longitud y hasta 13m de altura. Este cuerpo a pesar de no ser el de mayor tamaño, presenta un área en planta de 213222m^2 con un eje mayor de 1394m y un menor de 250 m.

El cuerpo principal nos lo encontramos a su vez segmentado por un total de 18 cicatrices secundarias todas ellas paralelas a la cicatriz principal. La de mayor continuidad lateral con una longitud de 1104m y un eskarpe de hasta 9 m de altura, está situada a media altura y atraviesa el cuerpo principal de NO a SE en su totalidad, dividiéndose en ocasiones en 3 planos diferentes como se observa al NE del cuerpo. Se han cartografiado un total de 67



grietas extensionales de entre 8 y 700 m de longitud, una abertura lateral de hasta 3 m y una profundidad de 1-8m. Estas son generalmente asociadas a las cabeceras de las cicatrices secundarias como consecuencia de una importante extensión lateral y la formación de nuevos planos de rotura.

A pesar de que todo el cuerpo de deslizamiento muestra claros indicios de actividad, los sectores oriental y occidental muestran un mayor número de morfologías recientes con respecto al sector central. En sector occidental destaca la existencia de 7 cicatrices secundarias desde la parte superior a la inferior con una distancia entre cada una a veces inferior a 15m. En este sector se han contabilizado un total de 28 grietas de escaso desarrollo lateral y vertical. El sector oriental muestra 10 cicatrices secundarias pero 3 de ellas, las de mayor longitud, acomodan la mayor parte de la deformación dando lugar a escarpes de más de 8 m. Así mismo las grietas extensionales son de mayor longitud (hasta 700 m) y mayor abertura que en el sector oriental contabilizándose hasta un total de 34.

La componente rotacional de los deslizamientos se corrobora por la existencia de 18 depresiones cerradas en el sector central y oriental que cubren un área de 33000m² (14,6 % total del deslizamiento). Curiosamente, no aparecen en el sector occidental. La mayoría de las situadas en el sector central han sido capturadas mientras que las situadas en el sector oriental presentan generalmente un drenaje interno y con frecuencia son seccionadas por grietas extensionales.

La karstificación juega un papel importante en la disminución de la resistencia mecánica del macizo rocoso como demuestra la presencia de dolinas de más de 10m de diámetro a diferentes alturas de la masa deslizada. Se trata de dolinas de colapso asociadas a la karstificación intraestratal de las evaporitas (Gutiérrez, 2008). Las paleodolinas aparecen todas semi-rellenas y con una densa cubierta vegetal sobre ellas.

Las que muestran una mayor actividad se encuentran a lo largo de grietas, generadas por disolución a favor de estas.



Fig. 12.- Paleodolina de substrato soluble por colapso (Gutiérrez et al., 2008)

Uno de los procesos más significativos del deslizamiento de la zona 4 es el Spreading. El flujo de arcillas ha compartimentado la masa deslizado en grandes bloques de 4-15m de longitud, 4-10 m de altura y 4-6 m de anchura como el de la Figura 9. En esta separación se generan grandes depresiones de planta longitudinal alargada pudiendo llegar a dimensiones de 5048m². Este tipo de movimiento se da principalmente en el sector oriental superior en donde los procesos de expansión lateral evolucionan a desprendimientos de bloques y vuelcos de pequeño tamaño generados durante la rotura y separación de los bloques principales.

Las evidencias más significativas de actividad son: (1) Grietas y cicatrices frescas, sin erosionar ni cubiertas por vegetación (2) Red de drenaje no jerarquizada con depresiones con drenaje interno, (3) Depresiones de cabecera de deslizamiento colmatadas y actualmente seccionadas por grietas extensionales que evidencian una reactivación (4) depósitos de barrancos seccionados.

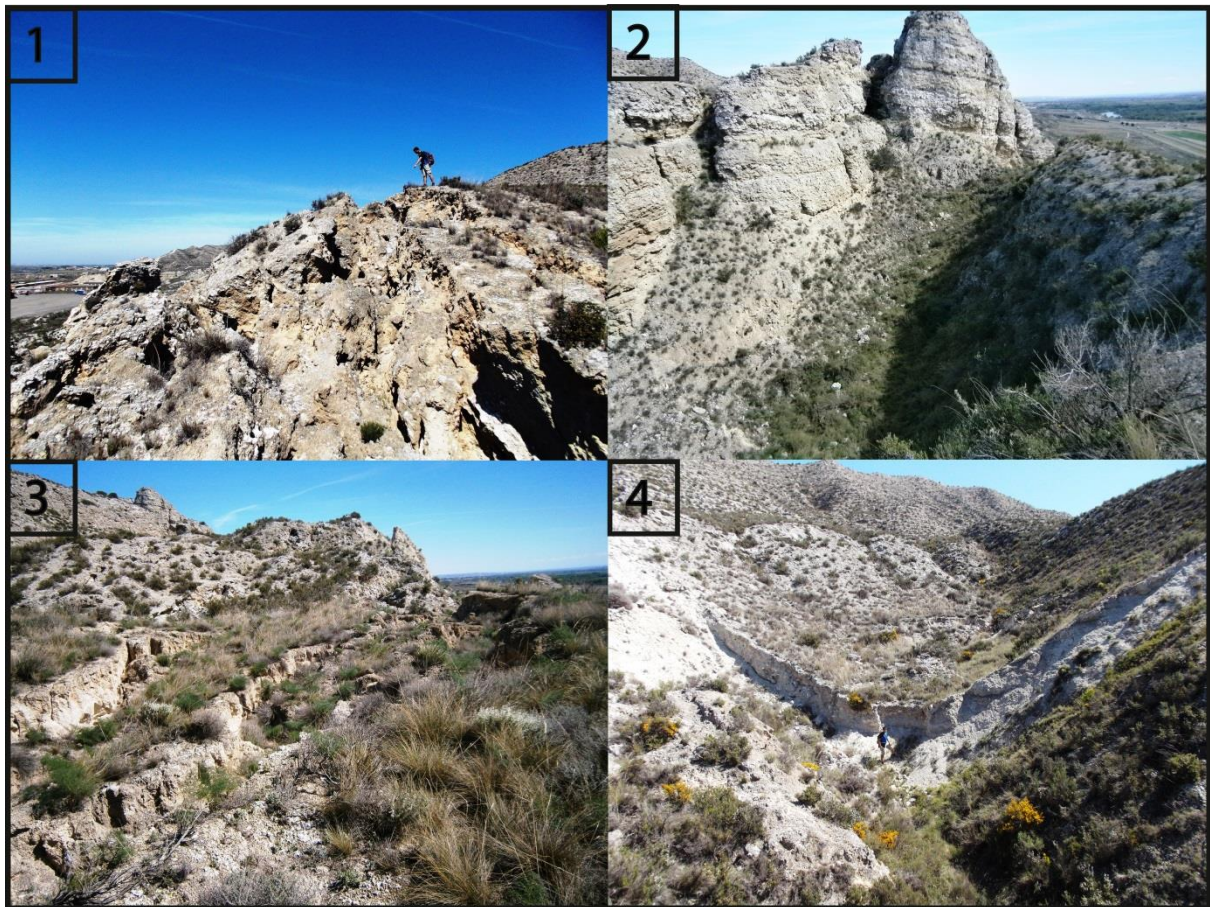


Fig. 13.- En estas 4 imágenes se presentan los más claros símbolos de actividad. 1) Grietas extensionales de cabecera sin presentar síntomas de degradación. Tienen más de 8 m de profundidad por 1-3m de anchura alcanzando longitudes de 380m en esa zona. 2) Gran depresión producida por el desplazamiento del bloque. Esto crea inestabilidad pudiendo dar origen a otros cuerpos deslizados o grandes vuelcos (parte superior de la imagen). 3) Depresión seccionada por numerosas grietas. Las grietas de la imagen alcanzan la zona topográfica central, siendo esta la de la imagen 1. 4) Barranco de incisión lineal seccionado por un plano de deslizamiento. Muestra gran actividad ya que este salto presenta una erosión casi nula.

El 4º cuerpo (zona 5) es el único gran deslizamiento con una orientación NE-SO perpendicular al escarpe. El motivo es que su génesis se debe al descalce de un barranco (Bco. de Raciél) en su margen oriental. Que origina un abanico al pie de escarpe de 0.25km². Presenta un área de 63905m², un eje mayor de 163 m y un eje menor de 408 m. Lo realmente característico de este cuerpo son las 2 grandes cicatrices en dirección perpendicular al escarpe habiendo condicionado la formación de varias depresiones paralelas a ellas. Estas cicatrices están seccionadas por otra cicatriz paralela a la dirección del valle del Ebro y por tanto más reciente.



El 5º cuerpo (zona 6) presenta un área en planta de 198065 m^2 y unos ejes de 760m y 295 m. La parte lateral occidental ha sido erosionada por el barranco de Raciel confiriéndole una morfología en forma de punta de cuchillo en esa dirección. El cuerpo principal está a su vez segmentado por 3 grandes cicatrices secundarias con escarpes de hasta 8 m que pueden sufrir ramificaciones en algunos puntos. Éstas atraviesan la masa deslizada de NO a SE y continúan por el cuerpo de deslizamiento siguiente (zona 7). Se reconocen 2 niveles de glaciares, uno situado en la zona inferior central del cuerpo ocupando una superficie de (23983 m^2) y un nivel superior pobremente representado por una superficie de menor tamaño (491 m^2) en la zona superior occidental. En este cuerpo así como en los 2 siguientes observaremos como se reduce considerablemente el área ocupada por depresiones presentándose en éste únicamente 4 pequeñas-medianas depresiones ocupando el 2% del cuerpo. Este cuerpo de deslizamiento así como su cicatriz principal y secundarias se encuentran seccionados por una densa red de drenaje bien jerarquizada, indicativo de la escasa actividad reciente.

En 6º cuerpo (zona 7) presenta un área de 54338 m^2 , un eje mayor de 146 m^2 uno menor de 349 m^2 y una cicatriz principal de tan solo 229 m^2 . Muestra una morfología alargada en la dirección perpendicular al escarpe debido a que se encuentra modelado por barrancos laterales. Está seccionado por una gran cicatriz secundaria a mitad de vertiente que se prolonga durante más de 2,5Km a lo largo de los cuerpos 5º, 6º y 7º. La erosión lateral de la masa deslizada por el barranco más oriental ha dado lugar a la formación de 2 pequeños deslizamientos con escarpes frescos cuyas cicatrices semicirculares seccionan las roturas secundarias anteriormente mencionadas y que evidencian su actividad. La parte superior del deslizamiento está cubierta por un nivel de glaciares que ocupa una superficie de 19124 m^2 (35% del área total de la masa deslizada) Este glaciares se encuentra seccionado en dos por la gran cicatriz secundaria anteriormente descrita informándonos que su máxima antigüedad es cuaternaria. A los laterales de la cabecera del deslizamiento se pueden observar dos pequeños cuerpos deslizados por la erosión inferior del barranco. El de la zona oriental presenta una grieta de cabecera pero con presencia de cobertera vegetal.

El 7º cuerpo (zona 8) es el de mayor entidad en la zona de estudio con un escarpe de principal de 1427m de longitud, un área de 581111 m^2 , un eje mayor de 1540 m y menor de 430 m. Caracterizado por presentar una red de drenaje bien desarrollada como el 5º cuerpo. Se han reconocido tres superficies de glaciares que ocupan un área total de 99086 m^2 (17 % del total del cuerpo) fosilizando varias cicatrices secundarias de gran longitud entre las

cuales se encuentra la gran cicatriz (más de 2.5Km) que se extiende por los cuerpos 5 y 6, y otras 12 que van desde los 85m a los 1284m. En este cuerpo de gran tamaño se pueden encontrar 21 depresiones de pequeño-mediano tamaño en la cabecera de planos de rotura secundarios que abarcan el 2% del total de la masa deslizada. Las depresiones se encuentran colmatadas y capturadas por la red de drenaje lo que demuestra que el deslizamiento se encuentra actualmente inactivo.

El 8º cuerpo (zona 9) con un área de 81780 m², está situado al N de la parte oriental del 7º cuerpo, este deslizamiento es el único de nuestra área que se ha producido a una distancia considerable del escarpe principal (+500 m al N) presentando únicamente la cicatriz principal. La orientación del escarpe principal y su eje mayor paralelo a la dirección de un barranco lateral, nos demuestra que su génesis está asociado a la erosión lateral de dicho barranco. La presencia de terrazas de barranco no deformadas fosilizando el deslizamiento evidencia la antigüedad e inactividad de este deslizamiento (Figura 14).



Fig. 14.- 8º cuerpo deslizado, totalmente condicionada su morfología por los grandes barrancos circundantes. El paso del tiempo con su inactividad ha creado una morfología tipo glacis.

Los últimos tres (9º, 10º, 11º) con áreas respectivamente de (179948, 252911, 366127 m²) son cuerpos correspondientes a las (zona 10, 11 y 12) al SE de la zona de estudio. Estos tres muestran unas características similares a los anteriormente descritos. Presentan una media de 9 cicatrices secundarias muy degradadas, cubiertas por vegetación y longitudes variables de 25m hasta 673m. Numerosas depresiones aparecen en la cabecera de las mismas. Presentan dimensiones variables siendo una de las mayores la situada en el margen occidental del undécimo cuerpo (zona 12) con una superficie de 8207m². Todas ellas se encuentran colmatadas y capturadas por la red de drenaje. En el cuerpo 10, se han



cartografiado tres planos de rotura secundarios de pequeña-media entidad, uno de los cuales corta a un glacis indicando su máxima edad en el Cuaternario, pero a su vez ésta está incidida por la red de drenaje indicándonos la escasa actividad actual.

Estos tres cuerpos presentan una densa red de drenaje en la totalidad de sus laderas cortando todas las morfologías descritas, lo cual es un claro indicativo de una ausencia de actividad reciente

8. Factores que inciden en los movimientos de masa

Debido al gran potencial destructivo de los movimientos de masa, los científicos llevan mucho tiempo intentando comprender e identificar las condiciones necesarias para determinar la estabilidad de ladera. Así la inestabilidad de laderas es definida como “la propensión de una ladera a someterse morfológica y estructuralmente a los procesos de movimientos de masa (Glade, 2004).

Estos factores han sido propuestos en múltiples y diversas clasificaciones a lo largo de los años, así (Glade,2004) los divide en preconditionantes, preparatorios, desencadenantes y sustentadores. Selby,.1993 divide estos factores en externos e internos. Los externos incluirían a todos aquellos factores que producen un incremento en la tensión o esfuerzos, pero no en la resistencia de los materiales. Por contra los internos provocan una disminución en la resistencia de los materiales pero sin variar la tensión o esfuerzos.

Se ha preferido por su mayor sencillez la clasificación de Crozier (1986) quien diferencia los factores en condicionantes y desencadenantes. Los factores **condicionantes** son todos aquellos que favorezcan la génesis de los procesos de movimientos de masa, englobando dentro de estos la litología, topografía, estructura geológica (González de Vallejo,.2004). Los factores **desencadenantes** son los que inician el movimiento de la ladera siendo los principales la lluvia (infiltración) y la climatología en su conjunto (ciclos lluvia-sequía), karstificación, erosión de la base del escarpe por el río Ebro.



8.1. Factores condicionantes

8.1.1 La litoestratigrafía de la zona está constituida por dos tipos de materiales con características físicas muy diferentes. Por un lado, encontramos las evaporitas de la formación Zaragoza que son materiales con un alto grado de disolución y cierta debilidad a la fracturación. Además la posible existencia de glauberitas ($\text{Na}_2\text{Ca}[\text{SO}_4]_2$) con tasas de disolución muy superiores a la de los yesos favorece los procesos de karstificación y un aumento de la inestabilidad de ladera. Por otro lado, encontramos las arcillas de la formación Sariñena que afloran en la base del escarpe a partir de la localidad de Nuez de Ebro. Como hemos podido observar en el apartado anterior “Análisis de la Cartografía”, la presencia de esta unidad arcillosa basal es el principal condicionante de la génesis de los deslizamientos y procesos de spreading.

El papel crítico de las arcillas reside en su comportamiento frente a los esfuerzos. Cuando se aplica un esfuerzo a un material perfectamente plástico, ninguna deformación puede ocurrir hasta que se rompen los enlaces que mantienen juntas las redes de sus cristales minerales. Una vez que se supera este valor de umbral, o límite elástico, la deformación se produce a una velocidad constante siempre que el estrés sea uniforme. La mayoría de los suelos y las rocas son mezclas de varios materiales y no se comportan como sustancias plásticas puras. Un suelo de arcilla húmeda, por ejemplo, inicialmente puede deformarse rápidamente a medida que los huecos se reducen, posteriormente se produce a una velocidad casi constante hasta que la deformación produce debilitamiento permanente de la superficie del suelo mediante la alineación de las partículas de arcilla de manera que ofrece una reducida resistencia a un movimiento adicional (Bennet y Hulbert., 1986) (Figura 15). En este momento se dice que se ha alcanzado una resistencia residual (Selby, 1993).

Al tratarse de un movimiento plástico cuando se quita el estrés, la tensión es permanente (Selby.,1985).

En nuestro caso, las arcillas que aparecen en la base del escarpe han estado sometidas a la presión ejercida por más de 600 metros de serie Miocena y culminada por las calizas de la formación Alcubierre. Como consecuencia, es muy probable que dichas arcillas hayan alcanzado su resistencia residual caracterizadas por una asociación laminar cara–cara y una microfábrica de tipo laminar u orientada. Bajo estas condiciones, el rozamiento se ve claramente reducido lo que facilita la formación de planos de rotura y el movimiento de la masa deslizada a través de ellos.

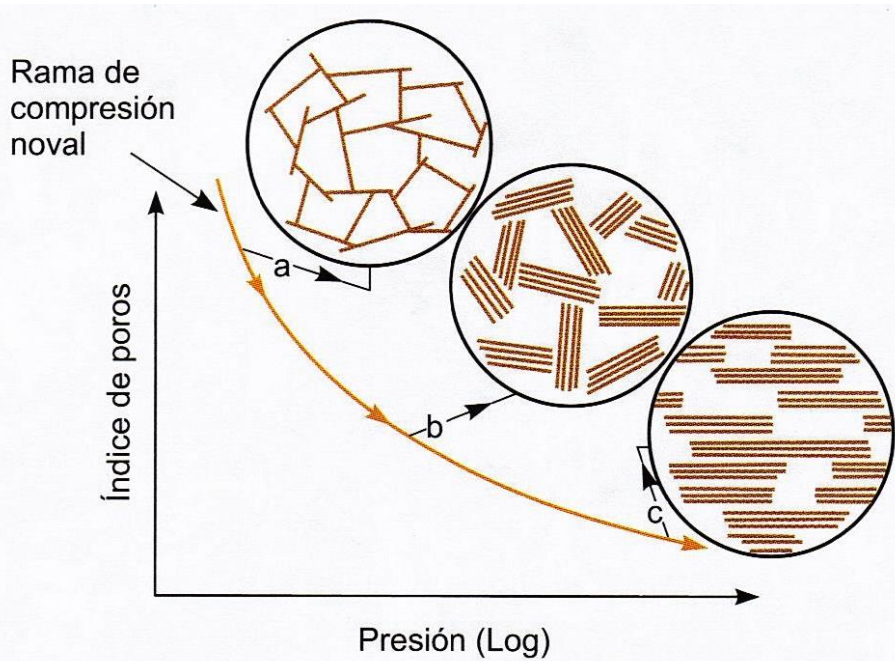
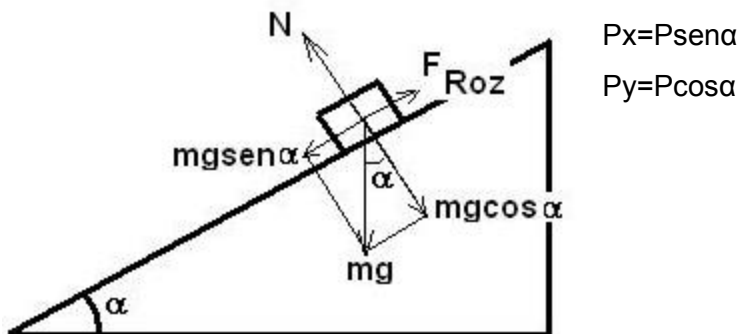


Fig. 15.- Reordenamiento de las partículas e índice de poros en función de la presión de consolidación (Bennet y Hilbert 1986)(Extraído de Vallejo 2004)

8.1.2 La topografía es importante debido a la reducción proporcional del vector rozamiento con el incremento de la pendiente otorgando mayor importancia al vector gravedad. Si simplificamos el movimiento de un deslizamiento con un plano inclinado podemos observar como conforme aumenta la pendiente de la ladera la componente horizontal del peso aumenta mientras que el rozamiento dependiente de la componente vertical disminuye



$$P_x = P \sin \alpha$$

$$P_y = P \cos \alpha$$

Grados ladera	5°	30°	60°	85°
Seno	0.08	0.5	0.86	0.98
Coseno	0.99	0.86	0.5	0.08



Así cuanto mayor sea la pendiente de la ladera, mayores serán las probabilidades de generarse un deslizamiento.

8.1.3 La estructura es un factor esencial en la génesis de todos los movimientos de ladera descritos. La familia de diaclasas NO-SE es sin duda la que mayor influye en el desarrollo y evolución del escarpe de yesos como demuestra: (1) la orientación NO-SE del escarpe de yesos, el eje mayor de los cuerpos deslizados y cicatrices principales y secundarias, (2) grietas de extensión a favor de dicha familia de diaclasas y (3) la presencia de grietas y depresiones alargadas a lo largo de la dirección NO-SE. Por otro lado, muchos de los planos de diaclasas se muestran abiertos como consecuencia de un importante desconfinamiento. Suponiendo que la densidad del sustrato es de 2 gr/cm^3 y una serie erosionado de 600 m, se obtiene una reducción de la presión de 120 kg/cm^2 con la consiguiente recuperación de volumen asociado a la deformación elástica de los materiales (Guerrero et al., 2005).

8.2. Factores desencadenantes

El factor desencadenante más representativo es el descalce por erosión fluvial del pie del escarpe, que disminuye el soporte basal de la ladera y aumenta la pendiente del escarpe favoreciendo la formación de planos de rotura y la inestabilidad de la ladera. El agua de infiltración procedente de la lluvia tiene un efecto inmediato en el equilibrio de tensiones de la ladera dado que aumenta de la presión intersticial y disminuye la presión efectiva (componente vertical del peso). Este efecto conlleva una reducción significativa del rozamiento. Además el agua infiltrada a favor del diaclasado y planos de rotura alcanzan finalmente el nivel arcilloso basal, el cual puede aumentar su nivel de humedad hasta alcanzar su límite plástico y fluir favoreciendo los procesos de *spreading* (Guerrero et al., 2005).

Según Gutiérrez et al. (1994), la karstificación es factor decisivo en la pérdida de resistencia mecánica del macizo evaporítico en la zona de estudio. Según Guerrero et al. (2005) la karstificación a lo largo de diaclasas y planos de rotura conlleva una pérdida de rozamiento al disminuir el volumen de material en contacto con el plano de cizalla. Por otro lado, la karstificación puede dar lugar a la formación de cavidades cuyo colapso generaría el desplazamiento brusco de los materiales suprayacentes.



9. Mapa de susceptibilidad

Tras realizar la cartografía geomorfológica, hemos procedido a la realización de un mapa de susceptibilidad de los riesgos asociados a los movimientos de ladera. Se ha caracterizado el total de nuestra zona de estudio teniendo en cuenta la actividad de los cuerpos. Se ha otorgado diferentes grados de riesgo que van, desde el más bajo “zona de riesgo nulo”, nombrado así por la inexistencia del riesgo asociado a los movimientos de masas. En esta zona no se ha detectado, ni se encuentra dentro del perímetro de seguridad de ningún riesgo en relación con estos movimientos.

Posteriormente se presenta la “zona de riesgo medio” caracterizada por deslizamientos inactivos en el presente. Cabe mencionar que la colocación de cualquier edificación o infraestructura, así como posibles canteras o excavaciones podrían reactivarlos. Como consecuencia se desaconseja cualquier actuación en estas zonas. Por último se presenta la “zona de alto riesgo” señalada como tal, debido a la presencia de procesos activos en la actualidad y entre los que se incluyen caídas, vuelcos y deslizamientos rotacionales activos. En esta zona de alto riesgo, cualquier edificación, infraestructuras o actuación situada dentro de su perímetro será afectada negativamente. En la “zona de riesgo nulo” con respecto a los movimientos de masas es donde se hayan situadas la mayor parte de las infraestructuras. Se trata de la mayor área del mapa al abarcar abanicos, terrazas, afloramientos yesíferos, barrancos de fondo plano e incisión fluvial y llanura de inundación. Sin embargo, es la de menor tamaño en el entorno más cercano al escarpe yesífero. La “zona de riesgo medio” es la más representada en la base del escarpe dado que abarca a todos los cuerpos inactivos de deslizamiento. De este modo, este grado incluye las zonas 2,3,5,6,7,8,9,10,11,12 constituyendo el 83% del área afectada por algún tipo de movimiento de ladera. Las áreas de alto riesgo abarcan un área de 265996 m², mientras que las de grado medio 1873288 m².

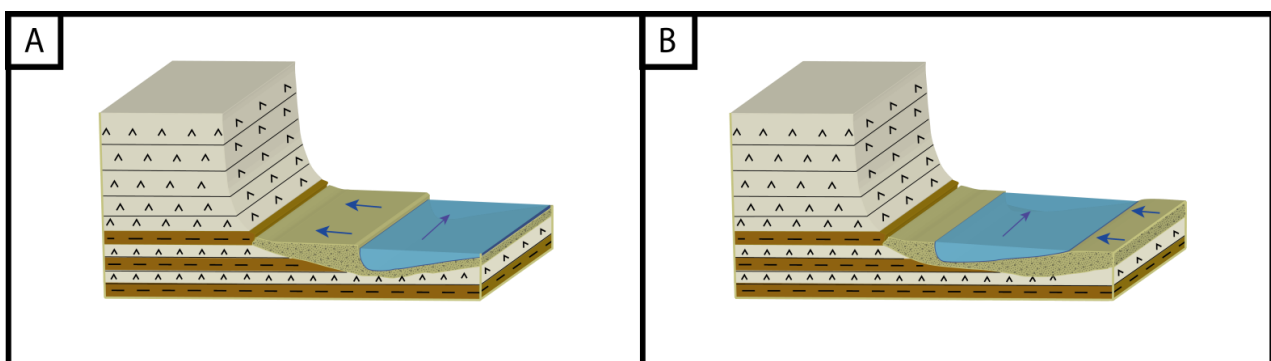
Todos estos cuerpos, aunque en estado latente, son susceptibles de reactivarse y por tanto ser trasladados a la zona de alto riesgo si sufren cualquier alteración en su equilibrio. Nuestro grado más elevado o “zona de alto riesgo” ha sido adjudicado a la zona 1 y zona 4. La zona 1 ha sido delimitada usando la distancia máxima de alcance del bloque más lejano, añadiéndole un 20% al perímetro de seguridad pasando de una zona de 34870 m² a una zona de 41844 m² para evitar posibles impactos. La zona 1 es la más cercana a la localidad de Nuez de Ebro presentando varias infraestructuras en sus proximidades. Aunque en la

actualidad no se han visto afectadas, éstas se encuentran dentro del perímetro de riesgo. La zona 4 que incluye el único deslizamiento activo, presenta la mayor actividad, adquiriendo un gran riesgo para cualquier infraestructura o persona que entre en su perímetro. A esta zona no se le ha otorgado ningún margen de seguridad debido a que todos los movimientos comienzan y terminan dentro de la ladera, y las morfologías observadas tales como cicatrices secundarias y grietas van perdiendo entidad conforme descendemos en altura.

La elaboración de un mapa de susceptibilidad es el objetivo final de la fase de estudio de riesgos geológicos, para a continuación dar paso a la elaboración de un plan de prevención y en el caso de ser necesario de mitigación. En este sentido, sería conveniente realizar un mapa integral de riesgos que incluya no sólo deslizamientos sino también avenidas, erosión, contaminación de acuíferos,... De hecho, el mayor riesgo de la zona estudiada son las avenidas asociadas a barrancos laterales en abanicos aluviales afectando a numerosas poblaciones e infraestructuras situadas sobre ellos como Villafranca, polígonos industriales, carretera, autopista....

10. Ciclo evolutivo

Durante todo el trabajo se ha mencionado y explicado levemente el proceso de formación de los deslizamientos en el escarpe yesífero a favor de la capa de arcillas. Pero no se ha profundizado en él lo suficiente como para obtener una clara imagen de la génesis cíclica y del desplazamiento del escarpe. Por ello se ha realizado un esquema evolutivo tridimensional idealizado para el desarrollo de la génesis cíclica de los deslizamientos rotacionales en un escarpe yesífero. Estos diagramas abarcan desde las etapas previas a su desarrollo, hasta el comienzo del siguiente ciclo.



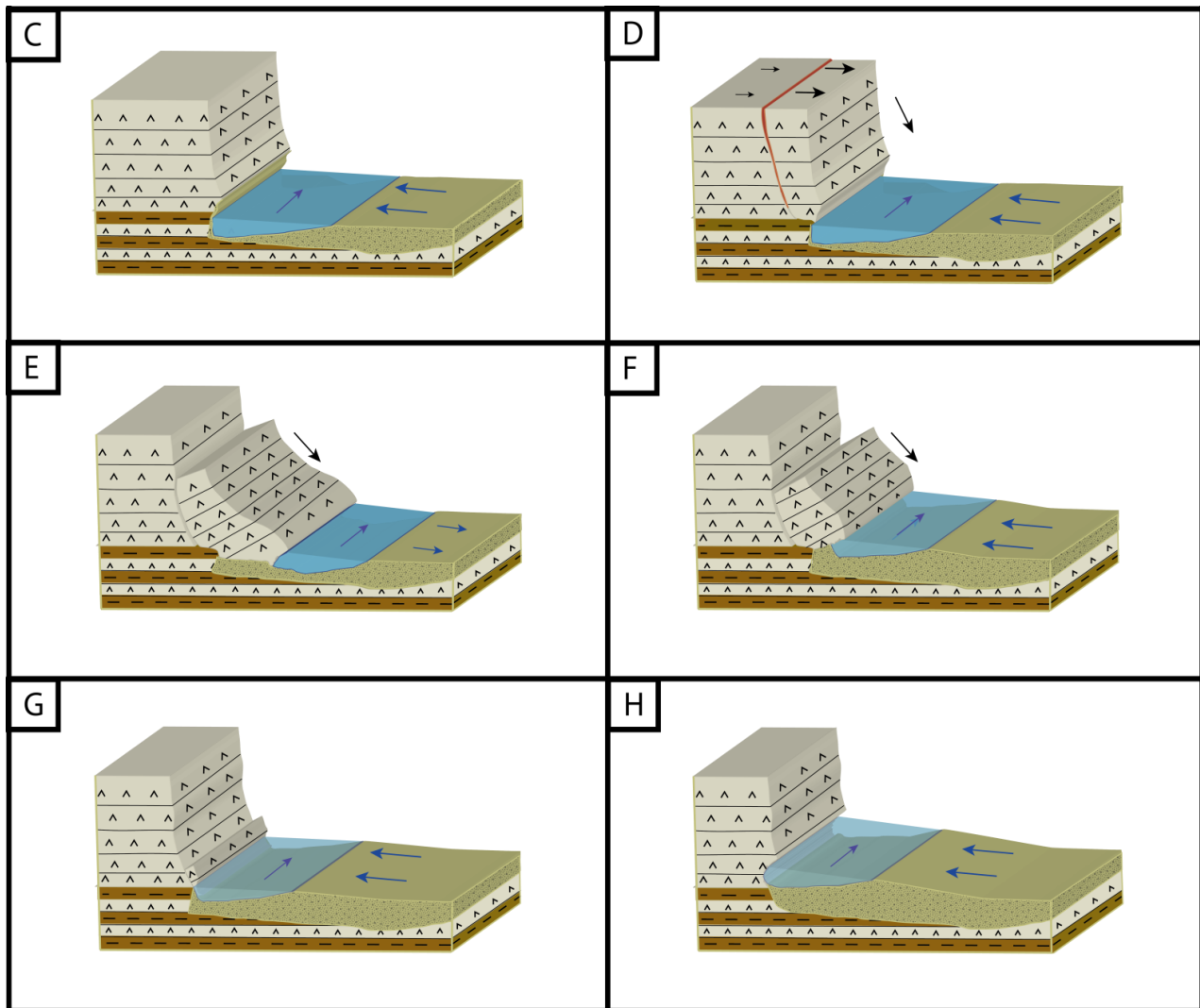


Fig. 16.- Esquema evolutivo del escarpe yesífero.

En el diagrama número A se observan el escarpe yesífero y bajo él como aflora la capa de arcillas basales. A partir de aquí comienza el ciclo con la migración del cauce fluvial activo en dirección del escarpe como ya se observa en el diagrama B. El cauce activo en C comienza a erosionar y eliminar material del pie del escarpe en un proceso continuo que crea una gran inestabilidad en la ladera por pérdida del punto de apoyo. Esta inestabilidad y la continuación de la erosión del pie acaban provocando las tensiones suficientes para que se supere el límite de deformación plástica y rompa el cuerpo del deslizamiento a favor de las arcillas de su zona basal D. Estas tensiones y movimientos generan numerosas grietas de cabecera como la observable en color rojo en el diagrama D. A favor de estas grietas se produce un proceso de *karstificación cicloprogresivo*. La lluvia se infiltra por estas



karstificando la superficie principal de rotura y reduciendo en gran manera su rozamiento. Esto genera una mayor inestabilidad, la cual provoca un aumento del número, profundidad y tamaño de las grietas. Al aumentar en entidad estas, se infiltra mayor cantidad de lluvia favoreciendo la mayor karstificación y aumentando la profundidad a la que llega esta.

Todo el punto de apoyo inferior está situado sobre las arcillas basales. Estas como podemos ver en E debido a sus características favorecen que el cuerpo deslice sobre ellas generando un deslizamiento de tipo rotacional. En los apartados F y G se observa como el cuerpo deslizado es erosionado por el río. La erosión producida sobre el bloque ya deslizado, provoca de nuevo la pérdida del punto de apoyo principal provocando su descenso. Este ciclo erosión-descenso se repite hasta la total desaparición del cuerpo. Tras haber erosionado el cuerpo deslizado, el río sigue su avance como observamos en H dando comienzo al ciclo de nuevo.

Este ciclo continuará hasta que el canal activo migre en la dirección contraria al escarpe pudiendo producirse igualmente deslizamientos a favor de las tensiones creadas en los ciclos anteriores.



11. Conclusions

The study area has a characteristic geomorphology of an escarpment created in river valleys that cross evaporites materials. The scarp exhibits a marked orientation NW-SE due to migration of the Ebro river with the fracturing of the same preferred direction. In the 5.7 km² studied there is a total of 3.5 km² that are affected by landslides, which means that 61% of the area is affected. The movements presented are topless, falls, rotational slides and complex slide (rotational + spreading). This total has been divided into 12 zones, zone 1 is characterized by the presence of tipping and falling blocks followed by the other 11 whose main characteristic is the presence of large bodies slipped with different characteristics. Starting from the town of Nuez de Ebro departing of zone 1 in surface outcrops of Sariñena formation clays, which are the main factor for the occurrence of landslides as the main motion. On these 11 zones there are 11 bodies of different entity, different risk due to their current or no activity and conditioned by this, presenting different morphologies from each other. Along 11 bodies have obtained numerous tests and data indicative of the activity or inactivity of these bodies, as well as the risk that these may entail. The main conditioning factors are the lithostratigraphy of the area, topography and structure. Triggers are the undermining on the bottom of the scarp by the river, rain and internal karstification. Finally a map of mass movements susceptibility was performed from geomorphological mapping previously created. With this completed we can see that these movements don't represent a great risk to nearby towns. This is because none of them is within the radius of any body affected by mass movements. Just on the edge of the perimeter of protection (zone 1), two infrastructures are located. These are not at risk as it has applied a 20% margin. Finally name the risk of people moving between tracks and paths to the feet of all areas, which should establish a protective perimeter. In the area you can identify a higher risk than landslides. It comes to alluvial fans on which are numerous infrastructure and entire villages in the case of Villafranca. They have had to be adapted some of these ravines to minimize the risk factor of some flood-prone areas.

Natural hazards must be prevented by studying, to the realization of mitigation according to them.



12. Agradecimientos

En primer lugar me gustaría agradecer y dedicar este trabajo a mi familia, en especial a mi recién difunto abuelo y mi novia por haberme soportado con el trabajo. A mi hermano por venir a todas salidas de campo y aguantar mis explicaciones. Un especial agradecimiento a Domingo Carbone por estar siempre en el despacho para ayudar en lo que surgiera, a Francisco Gutiérrez, Antonio Pérez y Cinta por resolverme algunas dudas que surgían sobre la marcha y estar siempre dispuestos a ayudar. Dar las gracias a Alfonso Meléndez por comprender la situación y finalmente gracias a Jesús por haberme explicado tanto y tantas veces dudas no solo sobre mi trabajo sino sobre trabajos que él estaba realizando, simplemente por expandir mis conocimientos sobre geomorfología.

13. Bibliografía

Arlegui, L., Simón, J.L. (2001): *Geometry and distribution of regional joint sets in a nonhomogeneous stress field: case study in the Ebro basin (Spain)*. J. Struct. Geol. 23, 297–313

Ayala-Carcedo, F.J. (2002): *Análisis de riesgos por movimientos de ladera*. En: Ayala-Carcedo, F.J. y Olcina, J. (eds.) Riesgos Naturales. Editorial Ariel. Barcelona, 379-407.

Benito, G., Gutiérrez, F., Pérez-González, A., Machado, M.J. (2000): *Geomorphological and sedimentological features in Quaternary fluvial systems affected by solution-induced subsidence (Ebro basin, Spain)*. Geomorphology 33, 209-224.

Bernabé, M. (02/05/2014): *Al menos 350 muertos tras un deslizamiento de tierra en Afganistán, según la ONU*. Periódico digital EL Mundo.
<http://www.elmundo.es/internacional/2014/05/02/5363b7fa22601d013f8b457a.html>

Corominas, J. (2004): *Tipos de rotura en laderas y taludes*. En Carlos López-Jimeno (editor). Ingeniería del Terreno (Ingeo Ter 4). E.T.S. I. Minas – Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, 447 .



Crozier, M.J. (1986): *Landslides: Causes, Consequences and Environment*. Croom Helm, London, 252 .

Cruden, D.M., Varnes, D.J. (1996): *Landslide types and processes*. En: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*. National Academy Press Washington DC, USA. 36–75.

Esnaola, J.M., Gil, C. (1995): *Memoria y mapa geológico de España, 1:50.000 Zaragoza (382)*. IGME, Madrid, Spain.

Esnaola, J.M., Gil, C. (1995): *Memoria y mapa geológico de España, 1:50.000 Zaragoza (384)*. IGME, Madrid, Spain.

Glade, T., Anderson, M., Crozier, J. (2004): *Landslide Hazard and Risk*. Chapter 2: The nature of landslide hazard impact. Wiley. 143-198.

González Vallejo, L.I.; Ferrer, M., Ortuña, L., y Oteo, O., (2004): *Ingeniería Geológica*. Pearson Prentice Hall. Madrid. 74-105

Goodman, R.E., Bray, J.W. (1976): *Toppling of rock slopes*. Specialty Conference on Rock Engineering for Foundations and Slopes ASCE/Boulder, Colorado.

Guerrero, J., Gutiérrez, F., Galve, J.P. (2013): *Large depressions, thickened terraces and gravitational deformation in the Ebro River valley (Zaragoza area, NE Spain)*. Evidence of glauberite and halite interstratal karstification. *Geomorphology*, 196, 162-176.

Guerrero, J. (2014): *Gypsum scarps and asymmetric fluvial valleys in evaporitic terrains. The role of river migration, landslides, karstification and lithology (Ebro River, NE Spain)*. *Geomorphology*, in press.

Gutiérrez, F., Arauzo, T., Desir, G. (1994): *Deslizamientos en el escarpe de Alfajarín (Zaragoza)*. *Cuaternario y Geomorfología* 8, 57–68.

Gutiérrez, F., Cooper, A. (2002): *Evaporite dissolution subsidence in the historical city of Calatayud, Spain. Damage appraisal and prevention*. *Natural Hazards* 25, 259-288.



Gutiérrez, F., Guerrero, J., Lucha, P. (2008): *A genetic classification of sinkholes based on the analysis of evaporite paleokarst exposures in Spain*. Environ. Geol. 53, 993–1006.

Gutiérrez, M. (2008): *Geomorfología*. Pearson Prentice Hall. Madrid. 229-246.

Ortí, F. (1997): *Evaporitic sedimentation in the south Pyrenean foredeeps and the Ebro basin during the Tertiary: a general view*. En: Busson, G., Schreiber, B.Ch. (Eds.). *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain*. Columbia University Press. New York, USA. 319–334.

Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G., Villena, J. y Arenas, C. (1988b): *Las Unidades Tectosedimentarias de Neógeno del Borde Ibérico de la Depresión del Ebro (Sector Central). En Sistemas lacustres neogenos del margen Ibérico de la Cuenca del Ebro. Guía de Campo de la III Reunión del Grupo Español de Trabajo*. IGCP 21, Comparative lacustrine Sedimentology in Space and Time. Secretaría de Publicaciones. Universidad de Zaragoza, 7-20.

Quirantes, J. (1978): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Institución Fernando el Católico, CSIC, Zaragoza, Spain. 200.

Riba, O., Reguant, S., Villena, J. (1983): *Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca Terciaria del Ebro*. Libro jubilar J. M. Ríos, Mapa Geológico de España, Zaragoza, Escala 1:50.000, Segunda serie, IGME, Madrid. 131–159.

Salvany, J.M., García-Veigas, J., Ortí, F. (2007): *Glauberite–halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain)*. Sedimentology 54, 443–467.

Selby, M.J. (1985): *Earth's changing surface (An introduction to Geomorphology)*. Clarendon Press. Oxford. 607

Selby, M.J., (1993): *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press. Oxford, 451.

Torrescusa, S., Klimowitz, J. (1990): *Contribución al conocimiento de las evaporitas Miocenas (Formación Zaragoza) de la Cuenca del Ebro*. En: Ortí, F., Salvany, J.M. 120-122.



Van Zuidam, R. (1976): *Geomorphological Development of the Zaragoza Region. Processes and Landforms Related to Climatic Changes in a Large Mediterranean River Basin*. Enschede. Int. Inst. for Aerial Survey and Earth Science (I.T.C.), Utrecht, Germany, 221 pp

Vera, J.A. (editor) (2004): *Geología de España (Cuencas Cenozoicas)*. SGE-IGME, Madrid, Ministerio de educación y ciencia. 529-586.

Apéndice

Zona(Cuerpo)	Área del cuerpo (m ²)	Cicatriz principal (m)	Eje mayor y menor del cuerpo (m)	Cicatrices secundarias min y máx (m)		
1	34870	-----	1011	-----		
2(1)	105280	1073	1020	40		
3(2)	6347	136	128	57		
4(3)	224513	1350	1394	110		
5(4)	63903	345	163	42		
6(5)	192575	583	760	120		
7(6)	54338	229	146	27		
8(7)	581111	1427	1540	36		
9(8)	81780	402	469	191		
10(9)	179948	946	693	322		
11(10)	252911	615	759	404		
12(11)	366127	1089	1088	544		
Zona(Cuerpo)	Fracturas (m)	Depresiones (m ²)	Glacis (m ²)	Dolinas(perim (m))	Vuelcos (m ³)	Grado de peligrosidad
1	-----	-----	-----	-----	3000,2800,775,414	Alto
2(1)	-----	247	17047-3989	-----	-----	Medio
3(2)	-----	-----	-----	41-28-18-14	-----	Medio
4(3)	14- >700	152-5048	-----	-----	-----	Alto
5(4)	-----	434-3121	-----	-----	-----	Medio
6(5)	-----	437-1202	491-6311-17672	-----	-----	Medio
7(6)	-----	-----	-----	-----	-----	Medio
8(7)	-----	117-1202	2928-68956-22970-7170	-----	-----	Medio
9(8)	-----	-----	-----	-----	-----	Medio
10(9)	-----	112-3351	2528	-----	-----	Medio
11(10)	-----	53-1017	24209-10212	-----	-----	Medio
12(11)	-----	105-8207	-----	-----	-----	Medio

Tabla 1.- Tabla realizada para añadir el conjunto de datos en un bloque y poder acceder a ellos de manera más rápida. Aquí están representados casi todos valores representativos de los movimientos de masa.