



Universidad
Zaragoza



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

Trabajo Fin de Grado

CARTOGRAFÍA Y CARACTERIZACIÓN DEL DESLIZAMIENTO DE
VILAFRANCA DEL EBRO, VALLE DEL EBRO, ZARAGOZA.

MAPPING AND CHARACTERIZATION OF THE VILAFRANCA DEL EBRO
LANDSLIDE, EBRO VALLEY, ZARAGOZA.

Autora

Yanara Zegarra Cayo

Director

Francisco Gutiérrez Santolalla

Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza

Curso 2022/2023

Índice

1. PLANTEAMIENTO	1
2. OBJETIVOS	2
3. METODOLOGIA	2
4. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	5
5. CONTEXTO GEOLÓGICO	5
6. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO	8
7. DESCRIPCIÓN DE LOS MOVIMIENTOS	9
8. RESULTADOS.....	12
9. DISCUSIÓN	21
10. CONCLUSIÓN	22
11. AGRADECIMIENTOS	22
12. REFERENCIAS	23
13. ANEXO.....	26

ABSTRACT

The study area is located on the proximity of the village of Villafranca del Ebro, 20 km downstream of the city of Zaragoza. It comprises a section of the gypsum escarpment at the northern margin of the Ebro Valley. The main objective of the present work is to map and characterize the active Villafranca de Ebro landslide based on the observed geological and geomorphological features. To achieve this general objectives, it was necessary to identify the different landslide masses, determine the rupture mechanism, establish their relative chronology, infer the factors controlling the evolution of the landslides and evaluate the degree of activity. Using orthoimages and a Digital Elevation Model (DEM) a preliminary detailed mapping was produced. LIDAR data from 2010 and 2016 were utilized to produce higher resolution DEMs of different dates were generated. Using 274 zenithal drone photographs with longitudinal and transverse overlaps of 75%, a high-resolution DEM and orthomosaic were generated by photogrammetry. Detailed digital mapping on the drone-derived high-resolution data was carried out in which three main zones were recognized. The results obtained indicate that for zone 1 the volume of landslide is 486.846 m³, for zone 2 it is 2.395175 m³ and for zone 3 the volume is 4.273.375 m³, the sum of which gives a total volume of 7.155.596 m³. The development of rotational landslides is determined by three conditioning factors: (1) the lithostratigraphy, with the presence of clay sediments at the base of the escarpment which favors the development of listric failure planes; (2) the structure, characterized by a set of NW-SE-oriented joints which play a fundamental role in the development of the landslides and the evolution of the escarpment; and the topography. Among the triggering factors, precipitation is the most important because it can increase the moisture content of the clay level and favor lateral expansion. In addition, gypsum dissolution it is responsible for the widening of fissures, the development of collapses, and the loss of mechanical strength of the rock mass. Finally, fluvial erosion, which was relevant at the beginning of the evolutionary cycle, reduced the basal support by undermining inducing slope instability. Although slope movements do not pose a great risk, they can generate considerable economic losses. Therefore, detailed cartographic inventories help to identify unstable areas as an essential basis for risk mitigation by preventive planning.

Key words: Gypsum escarpment, landslide, mapping, evaporite dissolution, activity assessment

1. PLANTEAMIENTO

Los conocimientos actuales permiten identificar con un elevado grado de acierto las zonas susceptibles a la actuación de procesos potencialmente peligrosos (Costa y Baker, 1981; Cendrero, 1997). Sin embargo, numerosos núcleos de población tienden y obras de ingeniería tienden a ocupar zonas de riesgo. Esta paradójica situación está motivada en gran medida por una inadecuada percepción del riesgo y por el escaso o nulo protagonismo que se le otorga a los análisis de riesgos en la ordenación del territorio (Guerrero *et al.*, 2004b).

En el área de estudio se desarrollan distintos tipos de movimientos de ladera. Según Cruden (1991), un deslizamiento es un movimiento de roca y/o suelo a favor de la pendiente causado por efectos de la gravedad. A nivel mundial los deslizamientos son un proceso geológico común que puede estar provocado por causas naturales o actividad antrópica. Entre los factores desencadenantes más habituales se encuentran los terremotos, la precipitación, el descalce por erosión fluvial, el vulcanismo y la actividad humana. En España, los movimientos de ladera ocupan el tercer lugar tras la erosión de suelos en lo referente a pérdidas económicas (González de Vallejo, 1988), estimándose en 41,7 millones de euros al año para la década 1990-2000 (Araya-Carcedo *et al.*, 2003). Las víctimas mortales causadas por este tipo de procesos están asociadas a movimientos rápidos, destacando los desprendimientos en zonas urbanas situadas a pie de escarpes formados por sedimentos yesíferos terciarios (Gutiérrez *et al.*, 2001; Guerrero *et al.*, 2004b). Según Ayala-Carcedo y Ferrer (1988) sucesivos desplomes ocurridos en 1856, 1874, 1903 y 1946 provocaron 11, 100, 1 y 2 muertos, respectivamente en la localidad de Navarra de Azagra, situada al pie de un escarpe en yesos paleógenos. En 1988 un desprendimiento en el escarpe en yesos de Calatayud causó una víctima mortal (Gutiérrez, 1998; Gutiérrez y Cooper, 2002).

La configuración asimétrica del valle y la existencia de un escarpe en yesos de gran desnivel son características comunes de los sistemas fluviales que atraviesan formaciones evaporíticas terciarias en España (Gutiérrez *et al.*, 1994). Los sistemas fluviales excavados en formaciones yesíferas terciarias muestran valles asimétricos con terrazas fluviales escalonadas en un flanco del valle y un escarpe prominente de longitud kilométrica y más de 100 m de altura en el lado opuesto (Guerrero y Gutiérrez, 2017). Este fenómeno geomorfológico está bien desarrollado en Depresión del Ebro, concretamente en los valles de los ríos Ebro (Pellicer *et al.*, 1984; Faci *et al.*, 1986, 1988; Benito, 1989; Gutiérrez *et al.*, 1994), Ginel (Burillo *et al.*, 1985), Jalón, Aragón (Carcedo *et al.*, 1988; Lenaroz, 1993), Huerva (Guerrero *et al.*, 2005, 2008), Ega (Carcedo *et al.*, 1988; Lenaroz, 1993), Arga (Lenaroz, 1993) y Gallego (Benito, 1989).

Los escarpes en yesos también pueden formarse en ambos lados del valle, pudiendo dar lugar a valles estrechos con terrazas emparejadas (Lucha *et al.*, 2012). En el caso del Valle del Ebro, los escarpes tienden a mostrar una traza rectilínea controlada por familias de diaclasas (Gutiérrez *et al.*, 1994). El continuo socavamiento en la base del escarpe debido a la erosión lateral del río genera laderas verticales inestables afectadas por desprendimientos de roca y deslizamientos que suponen un riesgo para los pueblos situados al pie de los escarpes (Guerrero y Gutiérrez, 2017). El rápido retroceso debido a la persistente migración lateral del canal fluvial puede dar lugar a facetas triangulares y valles colgados. La presencia de barrancos perpendiculares al escarpe que quedan colgados hasta 35 m respecto a la llanura aluvial (Ibañez y Mensua, 1976) y las paredes verticales de hasta 100 m de altura sugieren que el escarpe ha experimentado recientemente un rápido retroceso, siendo los movimientos de masas el principal fenómeno responsable de su evolución (Gutiérrez *et al.*, 1994; Guerrero, 2014). Los escarpes fluviales yesíferos del margen izquierdo

del Río Ebro han suscitado un gran interés debido a la variedad de riesgos geológicos presentes. La importancia de su estudio reside principalmente en la afección que pueden provocar tanto a las personas como a las infraestructuras situadas en zonas con alta probabilidad de ser afectadas por movimientos de ladera (Lizaga *et al.*, 2016).

2. OBJETIVOS

El objetivo principal del presente trabajo es cartografiar y caracterizar el deslizamiento activo de Villafranca de Ebro a partir de los rasgos geológicos y geomorfológicos observados. Para lograr el objetivo general es necesario identificar las distintas masas deslizadas, determinar los mecanismos de rotura, establecer su cronología relativa, inferir los factores que controlan la evolución de los deslizamientos y evaluar el grado de actividad.

3. METODOLOGIA

Para la elaboración de este trabajo, la metodología se dividió en tres etapas principales:

Etapas 1: Recopilación de información y estudio preliminar de gabinete

Consistió en la recopilación y revisión bibliográfica de estudios preliminares de la zona de estudio. Posteriormente se descargó del Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG) una ortofoto PNOA de máxima actualidad con una resolución espacial de 25 cm, y un Modelo de Elevación del Terreno (MDE) con una resolución de 5m, ambos con un sistema de referencia ETRS89 HUSO 30N. Adicionalmente se descargaron datos LIDAR (nubes de puntos) del año 2010 y 2016 con una densidad de puntos de 0.5 puntos/m². Utilizando la herramienta LAStools los archivos en formato LAZ se descomprimieron y se transformaron a formato LAS para poder cargarlos en ArcGIS. Los LASDataset de ambas fechas fueron agrupados y filtrados por ground para eliminar los puntos que corresponden a edificaciones o vegetación, y así generar MDEs de mayor resolución y de distintas fechas. Mediante una operación sencilla en ArcGis se realizó una resta de ambas MDEs con el fin de identificar las zonas que han un desplazamiento significativo en ese intervalo de tiempo. Por otra parte, el MDE de 2016 se empleó para generar un modelo sombreado con el que se realizó una cartografía preliminar.

Etapas 2: Trabajo de campo

En esta etapa se realizó una salida de campo en la cual se examinó el deslizamiento de Villafranca de Ebro, prestando especial atención a la litoestratigrafía y los rasgos geomorfológicos presentes tales como escarpe de cabecera, escarpes secundarios, fisuras, depresiones, colapsos, desprendimientos, vuelcos, barrancos y barrancos colgados. Previamente a la realización de un vuelo con dron, se colocaron cuatro puntos de control y se midió su ubicación con precisión centimétrica con un GPS diferencial (Fig. 1).

Se realizó un vuelo de dron a 100 m. de altura cubriendo un área de 788 m². Se tomaron 273 fotografías cenitales con una resolución de 4.93 cm/píxel (5472 x 3648 pixeles) y solapes longitudinales y transversales del 75 %.



Figura 1. GPS diferencial y GCP (diana).

Etapa 3: Etapa de gabinete

Las coordenadas de los 4 puntos de control se transformaron a coordenadas UTM del sistema de referencia ETRS89 zona 30 N (EPSG:25830). Las imágenes obtenidas con el dron fueron procesadas con el software Agisoft Metashape Professional para la generación de modelos mediante la técnica Structure from Motion Photogrammetry. Primeramente, se alinearon las imágenes y posteriormente se cargaron los puntos de control para generar una nube de puntos densa y un modelo triangular texturizado. A partir de ellos se generaron un MDE y un ortomosaico de alta resolución (Fig. 2). Con el MDE se volvió a generar un Hillshade, pero con mayor resolución para modificar la cartografía preliminar y digitalizarla.

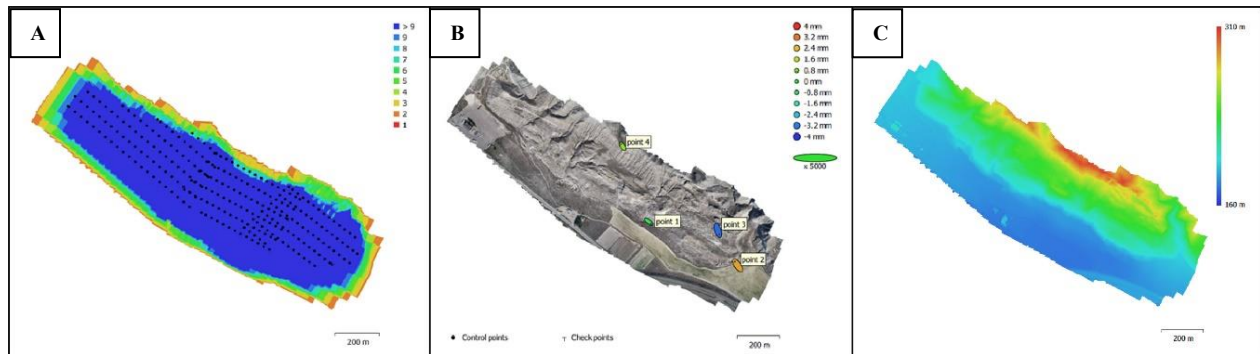


Figura 2. Pasos en el software Agisoft Metashape. A) Ubicación de la cámara para la toma de las imágenes y su solape. B) Ortofoto generada con la nube de puntos densa (*dense cloud*), ubicación de los 4 puntos de control y su error estimado. C) Modelo digital de elevaciones reconstruido.

Se realizó la estimación de los parámetros morfométricos definidos por Cruden y Varnes (1996) (Fig. 3):

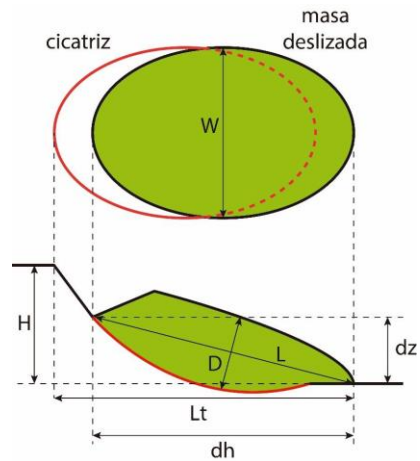


Figura 3. Parámetros morfométricos de un deslizamiento. Modificado de Cruden y Varnes (1996).

Donde,

- Longitud (L_d): Longitud entre los límites superior e inferior de la masa deslizada
- Anchura (W_d): Anchura de la masa deslizada, perpendicular a la pendiente.
- Profundidad (D_d): Línea de mayor longitud entre la cicatriz estimada y la superficie de la masa deslizada, perpendicular a la longitud.

Con la herramienta “medir” de ArcGis se calculó el espesor y longitud de cada masa deslizada. A partir del MDE se realizaron tres perfiles topográficos en cada deslizamiento para trazar la geometría de la superficie de rotura estimada (Fig. 4). Finalmente, se calcula el área media (A_m) a partir de las múltiples secciones y se multiplica por el espesor (W_d) para estimar el volumen de cada deslizamiento.

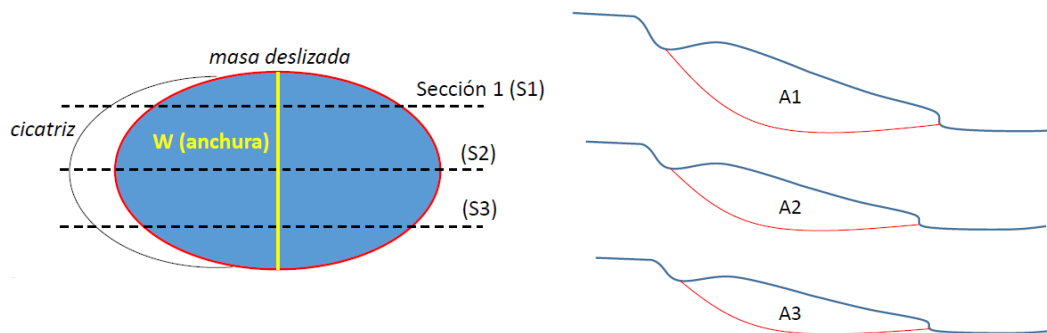


Figura 4. Esquema de las secciones topográficas representativas y la superficie basal del deslizamiento estimada. Modificado de Cruden y Varnes (1996).

4. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio se ubica en las proximidades de la localidad de Villafranca del Ebro, 20 km aguas abajo de la ciudad de Zaragoza (Fig. 5). Comprende específicamente una sección del escarpe de yesos del margen septentrional del Valle del Ebro.

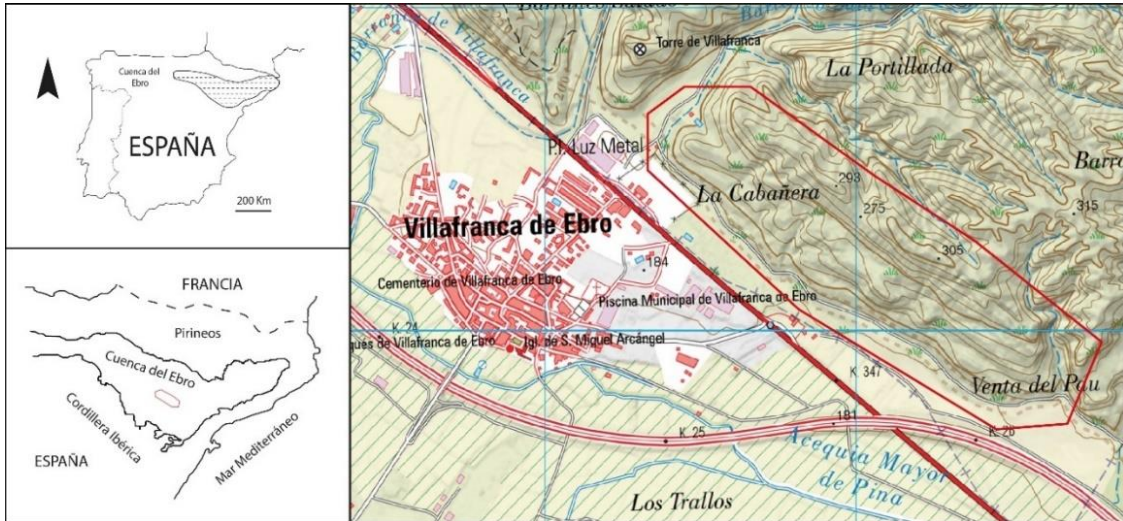


Figura 5. Situación geográfica del deslizamiento de Villafranca de Ebro. El área de estudio está delimitada por el polígono rojo. Modificado de mapa topográfico 1:25000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

5. CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio está situada en el sector central de la Cuenca Terciaria del Ebro, que corresponde a una cuenca de antepaís meridional del orógeno pirenaico (Riba *et al.*, 1983). Esta depresión de forma triangular está delimitada por los Pirineos, la Cordillera Ibérica y las Cadenas Costero-catalanas (Fig. 6). Representa la última fase de evolución de la cuenca de antepaís surpirenaica, y sus límites y estructura actual se establecieron entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, cuando los cabalgamientos frontales surpirenaicos alcanzaron su emplazamiento definitivo (Civis y Vera, 2004).

A finales del Eoceno la Cuenca del Ebro se convirtió en una depresión cerrada sin salida al mar rodeada por cadenas montañosas. Durante esta etapa endorreica la sedimentación estuvo dominada en las zonas marginales por facies aluviales de extensión variable que daban paso a sedimentos lacustres evaporíticos y carbonatados en los sectores de mayor subsidencia, los cuales migraron progresivamente hacia el sur (Riba *et al.*, 1983; Ortí, 1997). En el Mioceno medio-superior la cuenca fue capturada y abierta hacia el Mar Mediterráneo (García Castellanos *et al.*, 2003; Pérez-Rivarés *et al.*, 2004), y comenzó el desarrollo de una nueva red de drenaje que incidió el relleno endorreico de la cuenca por erosión remontante, dando lugar a secuencias escalonadas de glaciares y terrazas (Guerrero y Gutiérrez, 2017).

Los depósitos terciarios evaporíticos y detríticos que se reconocen en la zona de estudio pertenecen a las formaciones geológicas Zaragoza y Sariñena (Fig. 7). La distribución de la Formación Zaragoza de edad

Mioceno tiene una orientación NO-SE, está situada en la parte central de la Cuenca del Ebro. Alcanza más de 850 m. de espesor (Torrescusa y Klimowitz, 1990) y está constituida principalmente por anhidrita, halita, glauberita en el subsuelo y por yesos secundarios que afloran en superficie (Salvany *et al.*, 2007). Las facies laminadas a nodulares de yeso secundario blanco presentan intercalaciones de niveles de lutita y margas azuladas que afloran en la base del escarpe (Quirantes, 1978). Recientemente, Salvany (2009) realizó 19 sondeos para un estudio de exploración minera que permitió describir detalladamente la litoestratigrafía de la parte más alta de la Formación Zaragoza. De base a techo, distinguió: (i) una unidad inferior de halita de 75 m de espesor situada a 150-175 m snm, ~40-15 m por debajo del fondo del Valle del Ebro; (ii) una unidad intermedia de 150-175 m de espesor formada por glauberita y anhidrita, y niveles menores de halita y arcilla entre 175-430 m snm; y (iii) una unidad superior de anhidrita de unos 110 m de espesor, situada por encima de la terraza conservada más alta del río Ebro. Las secuencias de yeso expuestas en la zona de estudio corresponden a una litofacies secundaria derivada de la sustitución de anhidrita y glauberita (yesificación) en las zonas próximas a la superficie afectadas por meteorización (Guerrero y Gutiérrez, 2017).

A 20 km al sureste de la ciudad de Zaragoza, en la localidad de Nuez de Ebro, la Formación Zaragoza se interdigita con la Formación Sariñena. Esta se compone mayoritariamente de arcillas rojizas y margas verdosas que afloran en la parte inferior del escarpe (Villuendas *et al.*, 2016). La figura 6 muestra las litologías del área de estudio.

La Formación Alcubierre corresponde a mesetas de calizas que se encuentran entre 400 y 600 m por encima del fondo del valle y constituyen el techo de la sedimentación neógena. Dicha formación no aflora en la zona de estudio, sin embargo, la mayor parte de los barrancos laterales del margen izquierdo del río Ebro tienen su cabecera en dicha formación. Como consecuencia, los abanicos aluviales que se apoyan sobre el nivel de terraza T2 del Río Ebro muestran abundantes clastos calcáreos subredondeados procedentes de esta formación.

Desde el punto de vista estructural, la secuencia estratigráfica terciaria presenta una disposición subhorizontal y está afectada por tres familias de diaclasas regionales subverticales con orientaciones NO-SE, E-O y NE-SO (Arlegui y Simón, 2001). El desarrollo de las diferentes formas de relieve y las características del karst en el sector central de la cuenca del Ebro viene dado por la fuerte influencia de la fractura NO-SE (Quirantes, 1978; Gutiérrez *et al.*, 1994, 2008).

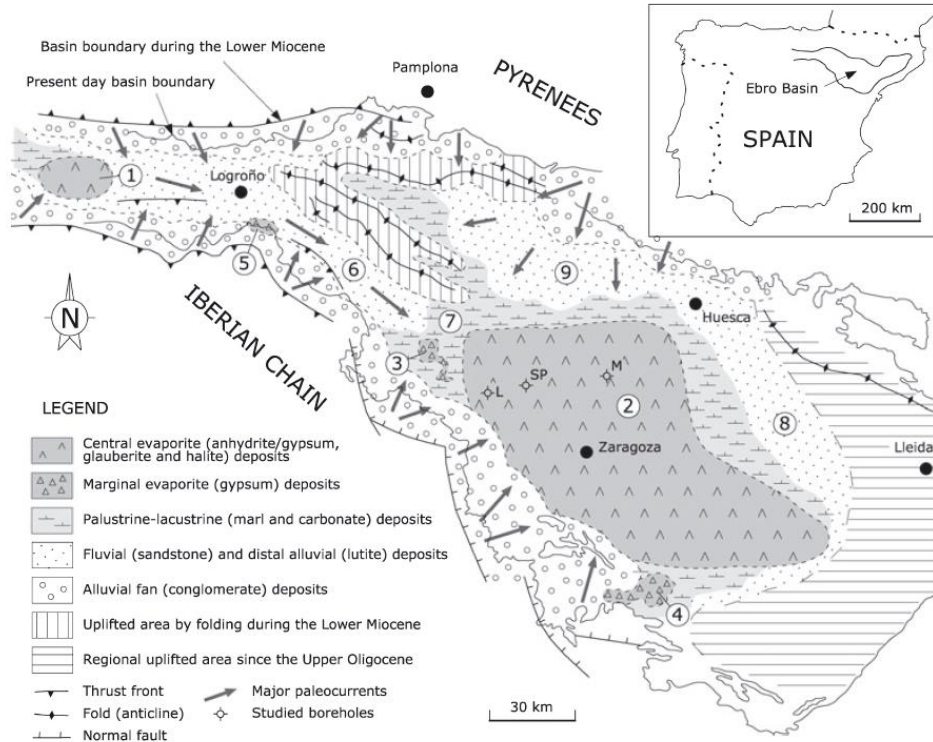


Figura 6. Mapa paleogeográfico de la Cuenca del Ebro durante el Mioceno inferior que muestra la distribución de los ambientes clásticos y lacustres de las unidades litoestratigráficas y las características estructurales de los márgenes de la cuenca. (1) Formación Yesos de Cerezo; (2) Formación Yesos de Zaragoza; (3) Unidad Yesos de Ablitas-Borjas; (4) Unidad Yesos de Lécera; (5) Unidad Yesos de Ribafrecha; (6) Formación Areniscas de Alfaro; (7) Formación Lutitas de Tudela; (8) Formación Areniscas de Sariñena y (9) Formación Areniscas de Ujue'-Uncastillo. Extraído de Salvani (2007).

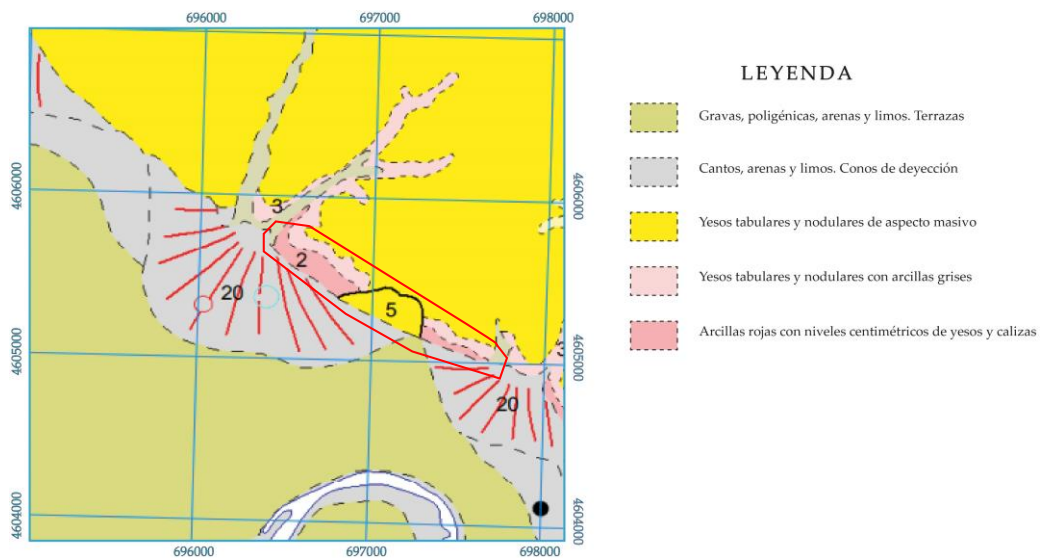


Figura 7. Mapa geológico del área de estudio (polígono rojo) a escala 1:50000. Modificado del Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

6. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

La geomorfología del área de estudio está marcada por el desarrollo de un valle fluvial asimétrico, con una secuencia de terrazas escalonadas en el margen meridional, y un margen septentrional definido por un escarpe de yeso de 60 km de longitud y hasta 120 m de altura. Los escarpes tienden a mostrar una traza rectilínea con dirección N145E cuyo desarrollo está controlado por el patrón de diaclasas, con una familia NO-SE muy penetrativa (Gutiérrez *et al.*, 1994). Se extiende desde las inmediaciones de Remolinos, a unos 35 km aguas arriba de la ciudad de Zaragoza, hasta el Barranco Osera, donde la Formación Zaragoza, de naturaleza evaporítica se interdigita con la Formación Sariñena de naturaleza arcillosa.

Por un lado, la presencia de valles colgados y facetas triangulares en el escarpe yesífero, y por otro lado la ausencia de abanicos aluviales bien desarrollados y antiguos niveles de terraza en el margen oriental del valle asimétrico, son indicativos de la migración lateral persistente y el encajamiento del sistema fluvial, acompañados por un rápido retroceso del escarpe (Guerrero y Gutiérrez, 2017).

Actualmente el Río Ebro tienen un caudal medio de 250 m³/s. Se trata de un cauce meandriformes de gravas que discurre a lo largo de una amplia llanura de inundación de 4 km de anchura dominada por la sedimentación de sedimentos de grano fino. Además, presenta un cinturón canales abandonados y lóbulos de meandro relacionados con procesos de avulsión y estrangulamiento que se encuentran en las zonas adyacentes al canal actualmente activo (Guerrero y Gutiérrez, 2017). Los principales afluentes del Río Ebro son el río Gallego en el norte y los ríos Huerva y Ginel en el sur. Guerrero *et al.* (2008, 2013) identificaron 11 terraza escalonadas sobre el nivel de base local (T1: 200-210, T2: 180-190, T3: 150-160, T4: 120-130, T5: 100-105, T6: 85-90, T7: 65-70, T8: 45-55, T9: 25-35, T10: 10-15, T11: 2-7) y siete niveles de glaciares que pueden ser correlacionados con algunas terrazas. Los movimientos de ladera se encuentran apoyados sobre los depósitos de la terraza T2 del río que está situada a unos 180-190 metros por encima del cauce actual (Fig. 8). Está constituida por niveles masivos de gravas con intercalaciones de arenas de grano grueso a fino. No muestra indicios de subsidencia debido a que se encuentra encajada con los depósitos detríticos de la Formación Sariñena (Guerrero *et al.*, 2013).

En los márgenes del valle del Ebro se localizan depresiones kársticas de fondo plano de hasta 50 m de profundidad, controladas estructuralmente y de escala kilométrica (Guerrero *et al.*, 2013). Su génesis se atribuye a la subsidencia causada por la karstificación interestatal de glauberita y halita. La mayoría de estas depresiones kársticas están capturadas por la red de barrancos de fondo plano que diseccionan los afloramientos de yeso secundario y alimentan abanicos aluviales en los márgenes del valle del Ebro (Guerrero y Gutiérrez, 2017).

Las características climáticas de la zona es un ambiente continental semiárido, con una temperatura y precipitación media anual de 14,6°C y 315 mm respectivamente, y una evapotranspiración potencial de 760 mm. La precipitación es de carácter tormentoso y se distribuye principalmente en dos máximos pluviométricos, primavera y otoño (Guerrero *et al.*, 2013; Guerrero y Gutiérrez, 2017).



Figura 8. Terraza fluvial (T2) del río Ebro con clastos subredondeados calcáreos.

7. DESCRIPCIÓN DE LOS MOVIMIENTOS

Para describir y analizar los movimientos de ladera presentes en la zona de estudio, se utilizó la clasificación de Cruden y Varnes (1996) la cual se basa en el tipo de movimiento y el material involucrado (ver anexo 1).

7.1 Desprendimientos o caídas de bloques (*falls*)

Un desprendimiento se origina con el despegue de una masa de suelo o roca de una ladera de elevada pendiente, vertical o extraplomada, en la que se produce poco o ningún desplazamiento por cizalla con el plano de rotura. Tras su despegue, el movimiento tiene lugar mediante caída libre y rebotando o rodando tras impactar con la superficie o pie de talud. La masa al desplazarse puede fragmentarse en bloques progresivamente más pequeños (Ritchie, 1983; Cruden y Varnes, 1996). El rebote depende de las propiedades del material, principalmente de los coeficientes de restitución, y del ángulo entre la pendiente y la trayectoria de la masa desprendida. En pendientes con ángulos iguales o inferiores a 45° , las partículas tendrán un movimiento dominado por la rodadura. Esta se produce por una transición gradual del balanceo al rebote a medida que los ángulos de incidencia disminuyen y los rebotes se acortan. Sin embargo, cualquier cambio local de inclinación de la pendiente puede modificar la trayectoria y volver a proyectar partículas rodantes en el aire, reiniciando la secuencia de caída libre, rebote, rodadura (Hungry y Evans, 1988)

Otros factores que se deben considerar son la velocidad y alcance del bloque desprendido. La velocidad puede ser de muy rápida a extremadamente rápida y la distancia recorrida dependerá de la velocidad y la

masa del desprendimiento. Los bloques desprendidos suelen acumularse al pie del escarpe, y ocasionalmente experimentan roturas y originan corrientes de derrubios (Van Steijn *et al.*, 1988).

7.2 Vuelcos (*topples*)

Un vuelco se define como la rotación hacia el exterior de la ladera de una masa de tierra o roca (cabeceo) entorno a un punto o eje situado por debajo del centro de gravedad de la masa desplazada. En algunos casos, el vuelco puede deberse al esfuerzo lateral o de cizalla ejercido por el material situado ladera arriba, mientras que en otros casos puede ser causado por el agua o el hielo que se acumulan en las grietas de descarga paralelas a la dirección de talud. Los vuelcos pueden provocar caídas o deslizamientos de masa desplazada, dependiendo de la geometría de la masa en movimiento, la geometría de la superficie de separación y la orientación y extensión de las discontinuidades cinemáticamente activas. Los vuelcos y los desprendimientos a que dan lugar van de extremadamente lentos a extremadamente rápidos, y en algunos casos pueden acelerarse durante el movimiento (Cruden y Varnes, 1996). Los vuelcos se caracterizan por su carácter retrogresivo, ya que cuando se produce el cabeceo de un bloque, la parte posterior se desconfinan lateralmente y también comienza a rotar hacia el exterior. La rotación que se produce hacia el exterior de la ladera es lenta y gradual, una vez que el bloque queda individualizado, se clasifica como un desprendimiento.

Según Goodman y Bray (1976) se identifican tres tipos de vuelcos: (1) vuelcos por flexión (*flexural toppling*), los cuales se producen cuando la rotación es a favor de planos de rotura subverticales; (2) vuelcos en bloque (*block toppling*), que se producen cuando los pilares están divididos por juntas muy espaciadas. La base del talud recibe la carga del vuelco de los pilares más largos situados por encima, generando un empuje brusco de los pilares hacia delante, permitiendo un mayor derrumbe (Cruden y Varnes, 1996). Estos movimientos comúnmente ocurren en acantilados rocosos o materiales areno-arcillosos compactados. (3) Los vuelcos mixtos (*block flexure-toppling*) se caracterizan por ser una combinación de ambos de manera simultánea.

En el caso del área de estudio, los vuelcos son de tipo bloque (*block toppling*) de pequeñas dimensiones y se desarrollan de manera secundaria en las zonas altas a partir de grietas de descarga de los deslizamientos (Fig. 9 a, b). El basculamiento del bloque genera una abertura entre el macizo y el bloque en forma de cuña que aparecen rellenas de limos yesíferos masivos.

7.3 Deslizamientos rotacionales (*rotational slides/slumps*)

Un deslizamiento rotacional es un movimiento de ladera de una masa de suelo o roca que se produce predominantemente a favor de superficies de rotura curva o cóncava. La masa desplazada puede moverse a lo largo de la superficie lo que provoca la rotación de las capas conforme avanza por el plano de cizalla. Esta rotación es en torno a un eje imaginario situado por encima del centro de gravedad de la masa deslizada, que provoca un giro hacia el interior de la ladera y da lugar a depresiones en la cabecera del deslizamiento (Cruden y Varnes, 1996). El agua que se introduce en la cabecera puede contribuir a mantener la actividad

del deslizamiento. Las depresiones de cabecera tienden a ser rellenas por materiales procedentes del escarpe.

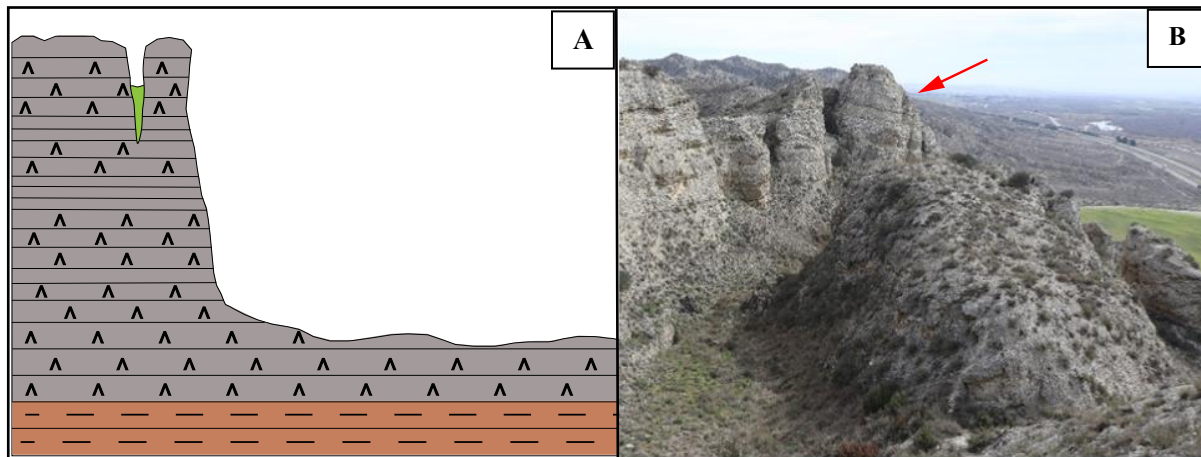


Figura 9. Vuelcos tipo bloque (*block toppling*). A. Corte geológico esquemático de un vuelco. B. Vuelco marcado con flecha roja. Se observa la abertura de orientación preferencial NO-SE con relleno de limo yesífero.

El escarpe en la cicatriz superior de un deslizamiento rotacional puede ser casi vertical y desconfinado lateralmente. Los movimientos posteriores por tanto pueden provocar la retrogresión del deslizamiento hacia el interior de la ladera (Fig. 10). La interrupción del drenaje puede mantener húmedo el material desplazado y perpetuar los movimientos del talud hasta que se forme un talud con elevada pendiente (Cruden y Varnes, 1996).

7.4 Movimientos complejos

Se caracterizan por la combinación dos o más tipos de movimientos y que pueden afectar a más de un tipo de material. En el área de estudio se encuentra la combinación expansión lateral-deslizamiento rotacional. Ambos están favorecidos por la presencia de arcillas en la parte inferior del escarpe, que favorecen la expansión lateral por su deformación plástica, y los deslizamientos rotacionales por el desarrollo de planos de rotura subcirculares (Cruden y Varnes, 1996). Este tipo de movimiento se desplazan muy lentamente, pueden tener una amplia extensión y generalmente fragmentan las capas superiores generando fisuras, vuelcos, desprendimientos, entre otros (González de Vallejo, *et al.*, 2004).

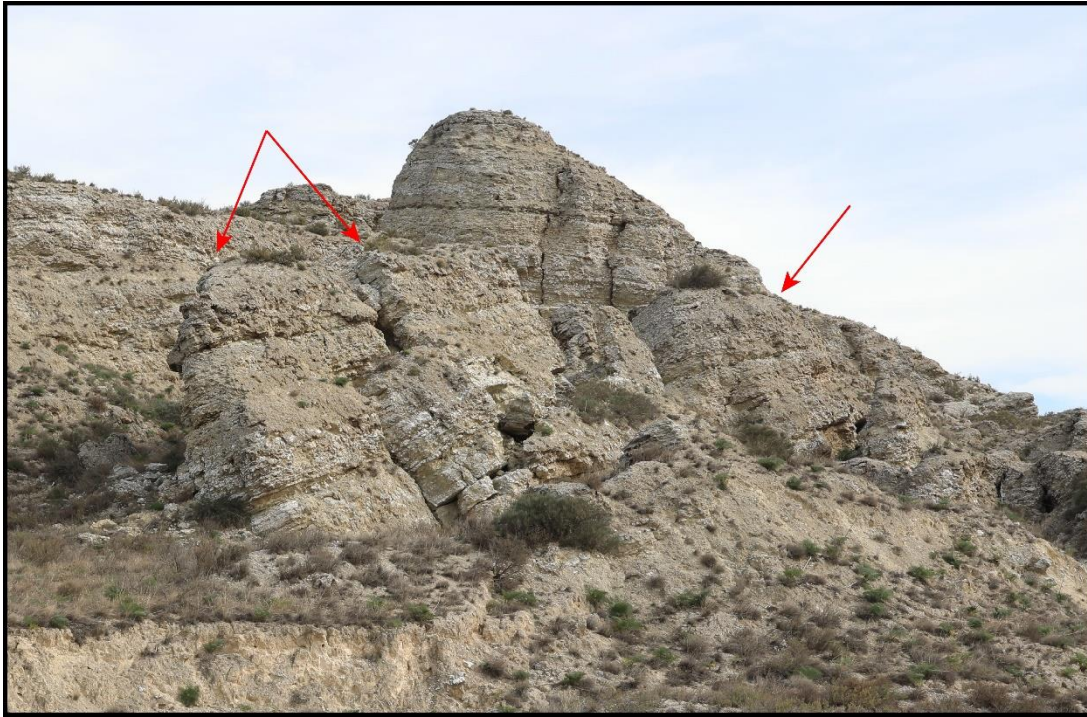


Figura 10. Bloques rotado (flechas rojas) buzando hacia el interior de la ladera.

8. RESULTADOS

Se ha elaborado una cartografía de detalle del deslizamiento de Villafranca del Ebro (ver Anexo 2). Se han diferenciado tres tipos principales de movimientos de masas: deslizamientos rotacionales (*rotational slides*), desprendimientos (*rock falls*) y vuelcos (*rock topples*). La cartografía fue realizada a una escala 1:2000 y se distinguen fundamentalmente tres zonas: zona 1, zona 2 y zona 3 (ver Anexo 2).

El deslizamiento tiene una anchura (Wd) de 1,463 metros y una longitud (Ld) de 280 metros. Cubre una superficie de 273.864 m² y el volumen total deslizado es de 7.155.596 m³. En toda el área los materiales yesíferos de la Formación Zaragoza se apoyan sobre niveles de arcilla y margas de la Formación Sariñena, propiciando el desarrollo de múltiples deslizamientos rotacionales rocosos como el tipo de movimiento de ladera principal. También se identifican desprendimientos y vuelcos como movimientos de ladera secundarios. La altura aproximada del nivel de arcillas con respecto a la base del escarpe es de 223 metros.

Zona 1

La zona 1 abarca la parte occidental del área de estudio, cubre un área de 38.432 m². En ella se identifican dos cuerpos principales: uno superior (Ia) y uno inferior de menor tamaño (Ib). Ambos activos y de tipo rotacional.

La porción del deslizamiento Ia tiene una anchura (Wd) de 412,4 metros y una longitud (Ld) de 158,1 m. Cubre un área de 23.954 m² y corresponde al 62,3% del área total de esta zona. El cuerpo Ib es de menor

dimensión. Tiene una anchura (W_d) de 203,7 metros, una longitud (L_d) de 96,7 metros y una superficie de 14.479 m² que corresponde al 37,7% del área total de la zona. La tabla 1 resume los parámetros para cada masa deslizada identificada.

El escarpe de cabecera en esta porción del deslizamiento tiene una longitud de 439 m y una dirección NO-SE. En su extremo SE, se curva tomando una dirección NE-SW transversa y forman el escarpe lateral de la porción 1 (Fig. 11a). Se observan escarpes en las mismas direcciones de 35 a 71 m de extensión y barrancos colgados con un salto de 3 m. (Fig. 11b).

El deslizamiento Ib parece corresponder a una reactivación del deslizamiento I en la zona inferior. Esto se deduce a partir de las relaciones de corte observadas con el MDE. La figura 12 muestra un corte esquemático de la zona donde se identifica los planos de rotura estimados y la rotación hacia el interior de la ladera de los bloques deslizados.

Zonas	Deslizamiento	Tipología	Actividad	W_d (m)	L_d (m)	Área (m ²)	Área total (m ²)	Porcentaje
Zona 1	I a	Rotacional	Activo	412,4	158,1	23.954	38.432	62,3
	I b	Rotacional	Activo	203,7	96,7	14.479		37,7
Zona 2	II a	Rotacional	Inactivo	643,2	207,1	47.164	110.820	42,6
	II b	Rotacional	Activo	577,1	131,3	63.656		57,4
Zona 3	III a	Complejo	Activo	197,5	65,6	11.374	119.167	9,5
	III b	Complejo	Activo	443,2	142,7	37.926		31,8
	III c	Complejo	Activo	530,6	182,3	21.980		18,4
	III d	Complejo	Activo	450,6	297,6	38.097		32
	III e	Rotacional	Activo	175,9	64,3	9.790		8,2

Tabla 1. Parámetros calculados para cada deslizamiento.

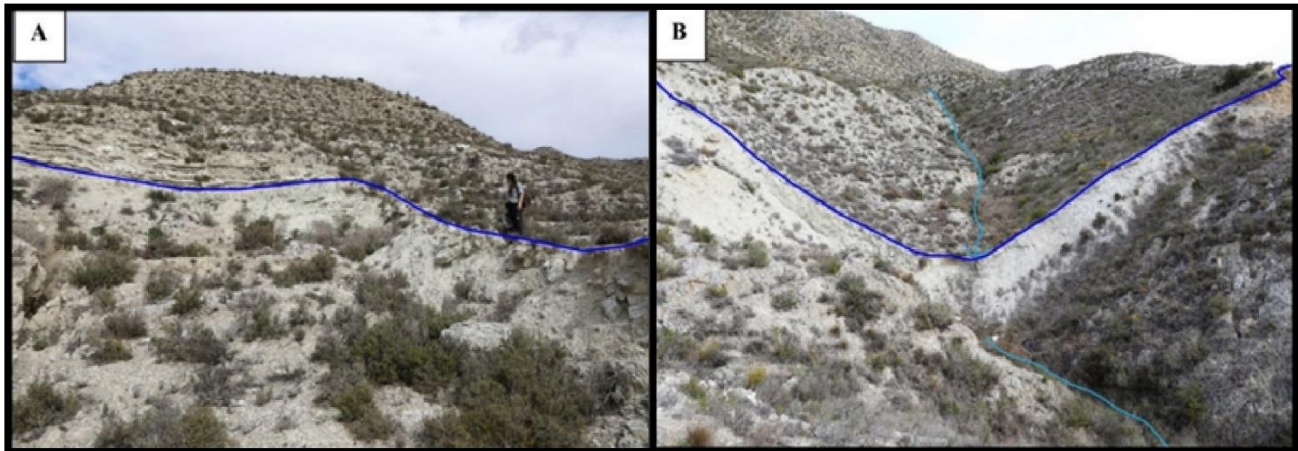


Figura 11. Fotografías de la zona 1. A) Escarpe del deslizamiento lo marcado en azul. B) Barranco desplazado verticalmente por el deslizamiento (línea celeste), quedando el tramo superior colgado. La poca erosión del escarpe y la escasez de vegetación son indicativos de una actividad reciente.

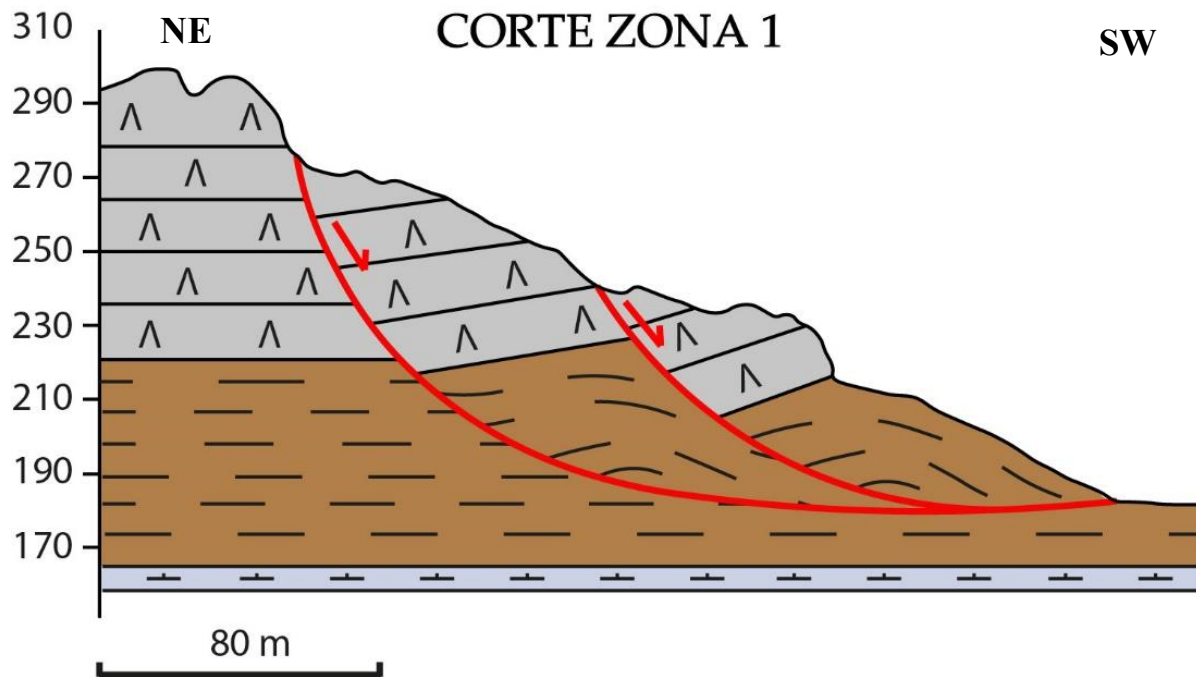


Figura 12. Corte esquemático de los deslizamientos de la zona 1 con los planos de rotura estimados y la rotación de los bloques desplazados.

El volumen total desplazado es de 486.846 m^3 . Se calculó a partir de tres secciones indicadas en el anexo 3. La tabla 2 resume el área calculada en cada sección, la anchura (Wd) de los deslizamientos y el volumen

total por zona. La resta de MDEs de los años 2016 y 2010 muestra que los sectores que han sufrido subsidencia reciente de 2 a 3 cm corresponden con el escarpe lateral del deslizamiento Ia.

CUBICACIÓN						
Zonas	Secciones	Área sección (m ²)	Área media (m ²)	Wd (m)	Volumen (m ³)	Subsidencia (cm)
Zona 1	S1	496	1248	390	486.846	2 - 3
	S2	1055				
	S3	2.193				
Zona 2	S4	4.010	4254	563	2.395.175	2 - 6
	S5	4.606				
	S6	4.148				
Zona 3	S7	9.221	8380	510	4.273.575	2 - 14
	S8	10.496				
	S9	5.422				
Total				1463	7.155.596	

Tabla 2. Cubicación obtenida a partir de tres secciones por zona.

Zona 2

Esta zona comprende la parte central del deslizamiento, cubre un área de 110.820 m² (tabla 1). Se reconocen dos deslizamientos rotacionales: un cuerpo superior inactivo IIa, y un cuerpo inferior activo IIb (ver anexo 2).

El deslizamiento IIa tiene una anchura (Wd) de 643,2 metros y una longitud (Ld) de 207,1 metros. Comprende un área de 47.164 m² que es 42,6% del área total.

El escarpe principal está muy degradado y apenas es reconocible en esta zona. La masa al deslizar ha generado depresiones cerradas en la parte superior de IIa. Estas depresiones se encuentran en gran medida rellenas de limos yesíferos y capturadas por los barrancos (Fig. 13a). La depresión de mayor dimensión tiene un área de 8.104 m². Dado que los rellanos no presentan grietas y los bloques deslizados se encuentran degradados se infiere que esta porción del deslizamiento está inactiva.

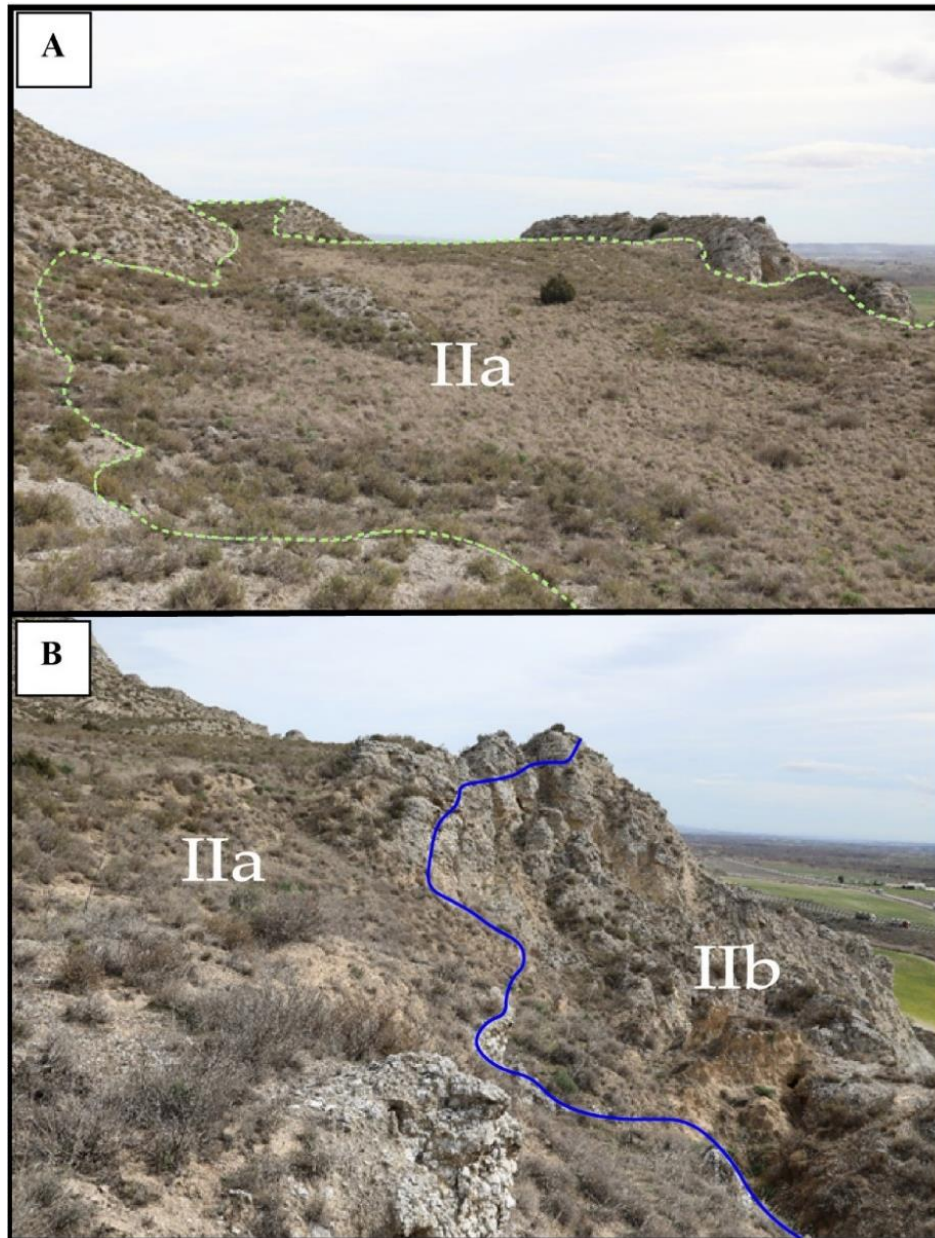


Figura 13. Fotografías de la zona 2. A) Depresión del deslizamiento IIa (línea punteada) rellena de limo yesífero. B) Escarpe secundario en la cabecera del deslizamiento IIb.

El deslizamiento II b tiene una anchura (W_d) de 577,1 metros y una longitud (L_d) de 131,3 metros. Su área es 63.656 m² y corresponde al 57,4 % del área total de la zona 2 (tabla 1). Es un deslizamiento activo que corresponde a la reactivación del deslizamiento II a. Desarrolla un escarpe secundario de 532 metros de longitud en la cabecera del deslizamiento IIb (Fig. 13b). Se generan pequeños vuelcos en las paredes subverticales cercanas al escarpe y desprendimientos de bloques o cantos de yeso al pie del talud (ver anexo 2).

La estratificación de los bloques en ambos cuerpos se encuentra buzando hacia el interior de la ladera, aunque algunos vuelcos presentan buzamiento hacia el exterior. En la parte frontal, al pie de talud se observa brechificación (Fig. 14a), múltiples desprendimientos de bloques provenientes de las paredes verticales (Fig. 14 b) y escarpes secundarios de menor longitud (Fig. 14c). La figura 15 muestra un corte esquemático de los deslizamientos de esta zona.

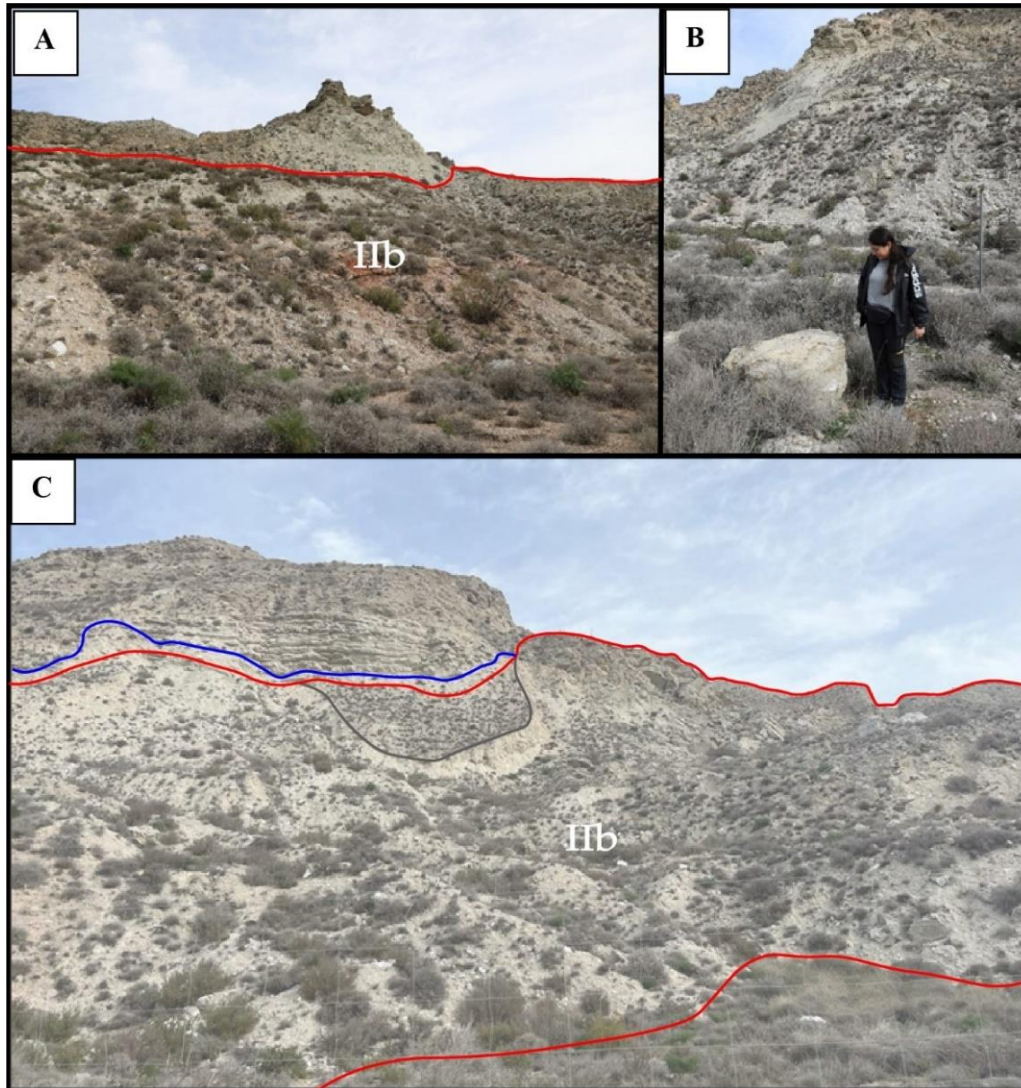


Figura 14. Deslizamiento IIb de la zona 2. A) brechificación en la parte frontal del deslizamiento. B) desprendimiento de bloque que alcanza la valla de seguridad. C) Escarpe secundario de cabecera (línea azul), deslizamiento IIb con brechificación al pie del talud y desarrollo de escarpes secundarios de menor longitud (línea gris).

Las secciones utilizadas para el cálculo del área media se muestran en el anexo 4. El volumen total del deslizamiento es de 2.395.175 m³, con un área media de 4.254 m² y una anchura (Wd) de 563 metros (tabla 2).

La resta de MDEs muestra que la distribución espacial de las zonas con subsidencia de 2 a 6 cm coincide con el escarpe de cabecera del deslizamiento activo IIb, escarpes secundarios y desprendimientos.

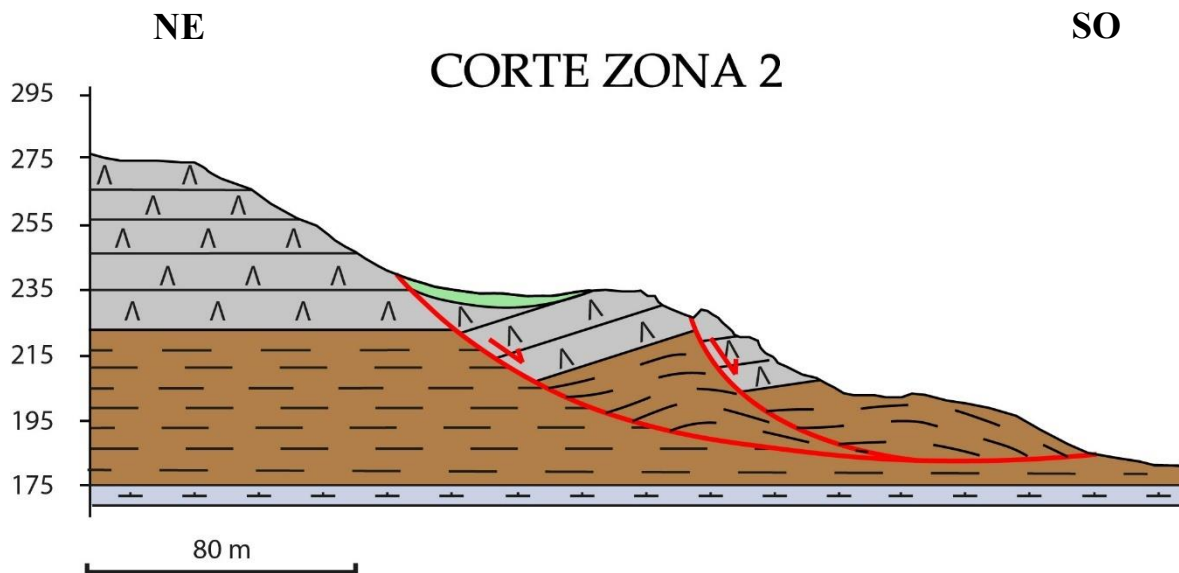


Figura 15. Corte esquemático de los deslizamientos de la zona 2.

Zona 3

La zona 3 está situada en la parte oriental del área de estudio y tiene un área de 119.167 m². Se compone de 5 cuerpos activos: IIIa, IIIb, IIIc, IIId y IIIe (ver Anexo 2).

El deslizamiento IIIa tiene las menores dimensiones: un ancho de 197,5 metros, una longitud de 65,6 metros y un área de 11.374 m² la cual corresponde al 9,5% del área total (tabla 1). El escarpe tiene una longitud de 213 metros y una orientación NO-SE. En la parte frontal del deslizamiento el material se encuentra intensamente fragmentado y reducido a limo yesífero con cantos o bloques desprendidos.

El deslizamiento IIIb es de mayor dimensión: tiene un ancho de 443,2 metros, una longitud de 142,7 metros y un área de 37.926 m² (31,8% del área total, tabla 1). El escarpe de orientación NO-SE tiene una extensión de 397,7 metros y un desplazamiento vertical de 14 m. Las depresión tiene una geometría elongada con un área de 9.801 m². Esta cortada por fisuras con extensión entre 10 a 47 metros y una profundidad de 2 a 3 metros (Fig. 16a).

El deslizamiento IIIc comprende una anchura de 530,6 y una longitud de 182,3 metros. Su área es de 21.980 m² y corresponde al 18,4% del área total (tabla 1). El escarpe tiene una orientación NO-SE y una longitud de 430 metros. Las depresiones son de menor dimensión y debido a las reactivaciones han sido desplazadas verticalmente hasta 23 metros (Fig. 16b) Cerca del escarpe se desarrollan pequeños vuelcos que buzan hacia el exterior de la ladera. Adicionalmente se originan fisuras cuya extensión varía entre 8-73 metros y se forman colapsos de hasta 5 m de diámetro (Fig. 16c, d).

El deslizamiento IIId posee un ancho de 450,6 metros, una longitud de 297,6 metros y un área de 38.097 m² (32% del área total; tabla 1). Se identifican bloques de geometría alargada paralela al escarpe que mantienen coherencia y han sido despegados de la ladera a favor de un diaclasado preferencial. Se encuentran rotados y desplazados lateralmente (Fig. 17a). Las depresiones cerradas se ubican entre los bloques elongados, están

rellenas de limo yesífero con cantos o bloques de yeso y buzan hacia el interior de la ladera (Fig. 17b). Se identifican pequeños vuelcos hacia el SE del deslizamiento y pequeños colapsos de hasta 5 metros de diámetro situadas a diferentes alturas del deslizamiento, controlados por el diaclasado.

El deslizamiento IIIe tiene una anchura de 175,9 metros, una longitud de 64,3 metros y un área de 9.790 m² (8,2% del área total). La depresión de orientación N-S posee un área de 3.043 m². Se desplaza hacia el E y corresponde a una rotura secundaria controlada por el barranco lateral.

Es importante destacar que en la zona 3 la ubicación y geometría de las depresiones cambia conforme nos alejamos del escarpe. Es decir, en la parte superior las depresiones se ubican entre los bloques elongados y presentan una geometría más alargada, mientras que a medida que nos alejamos del escarpe, estas depresiones son más anchas y se sitúan sobre los bloques deslizados rotacionalmente y no entre ellos. La reactivación de los distintos deslizamientos da lugar al desarrollo de escarpes que tienen una rápida evolución por desprendimientos y generan el desplazamiento vertical métrico de las depresiones.

En base a las relaciones de corte observadas se infiere que la inestabilidad ha debido progresar hacia la cabecera desde III a hasta III d, dando un carácter retroprogresivo. El tipo de movimiento de ladera es complejo ya que consiste en una combinación de deslizamiento rotacional y expansión lateral (Fig. 18).

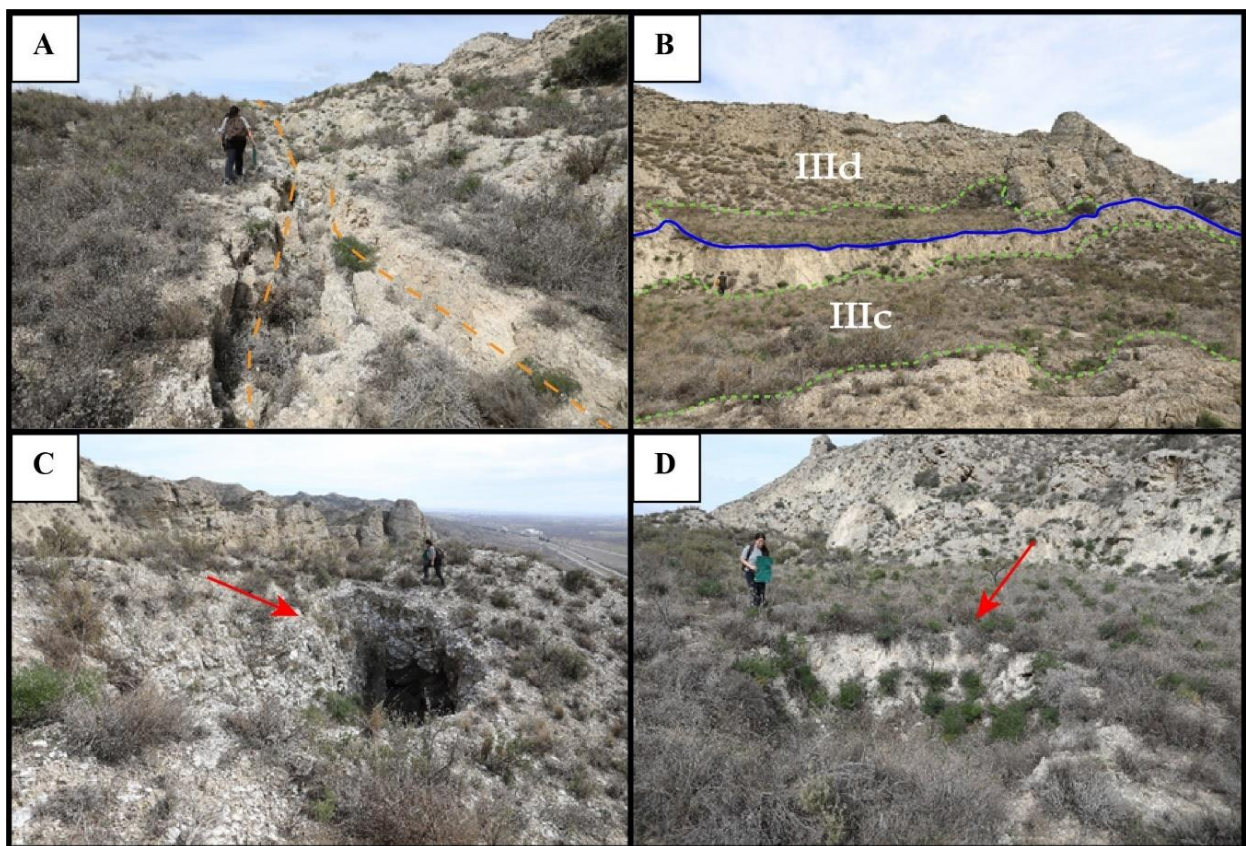


Figura 16. Fotografías de la zona 3. A) Fisuras de 2 a 3 metros de profundidad paralelas al escarpe. B) Depresiones rellenas de limo yesífero desplazadas verticalmente. C) Dolina de colapso de 5 m de diámetro. D) Dolina de colapso con cobertura vegetal.

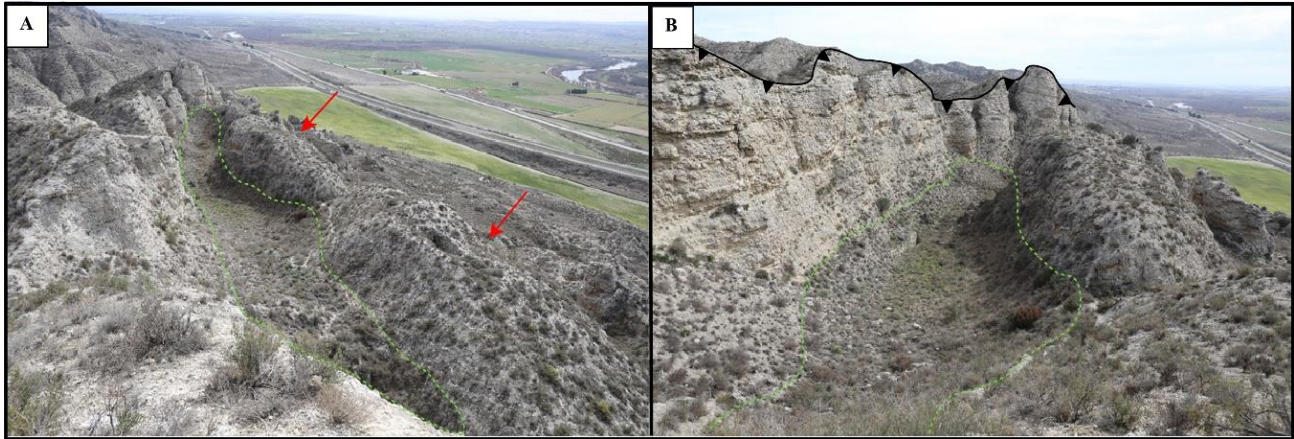


Figura 17. Deslizamiento IIIId de la zona 3. A) Depresión elongada con bloques rotados y desplazados lateralmente (flecha roja). B) Depresión elongada (línea verde) entre bloques buzando hacia el interior de la ladera con el escarpe principal (línea negra).

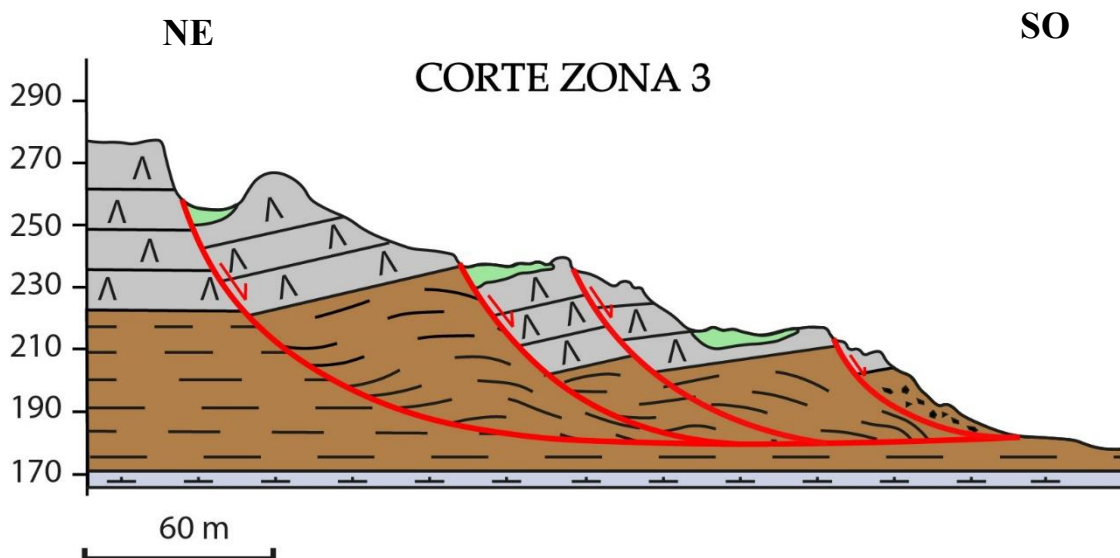


Figura 18. Corte esquemático de los deslizamientos de la zona 3.

El área media de las secciones es 8.380 m^2 y la anchura (W_d) es 510 metros. Por lo tanto, el volumen total desplazado es de $4.273.575 \text{ m}^3$ (tabla 2). La resta de MDEs señala que las zonas que han sufrido mayor subsidencia son las depresiones del deslizamiento IIIId, arrojando los valores más altos que varían entre 2 a 14 cm (ver anexo 5)

9. DISCUSIÓN

A partir de la cartografía realizada y de los resultados obtenidos del deslizamiento de Villafranca de Ebro, se puede inferir que el desarrollo de los deslizamientos rotacionales está fuertemente controlado con la litoestratigrafía del área de estudio. La distribución espacial de los deslizamientos rotacionales junto con los procesos de expansión lateral coincide con la presencia de niveles de arcillas en la base del escarpe, lo que indica su papel crítico. Las arcillas son litologías propensas a desencadenar movimientos de ladera debido a su baja resistencia mecánica lo que favorece el desarrollo de planos de rotura. Sus partículas se reorientan a lo largo de bandas paralelas a la superficie del deslizamiento alcanzando valores de resistencia residual tras un escaso desplazamiento (Rouaiguia, 2010). La presencia de sedimentos arcillosos mecánicamente débiles en el base de la escarpe permite el desarrollo de planos de falla lístricos subverticales que se horizontalizan en profundidad. Adicionalmente el hinchamiento asociado a los minerales arcillosos puede ser crucial en el desencadenamiento de deslizamientos (Selby, 1993; Gutiérrez *et al.*, 1994), ya que los cambios de meteorización de las rocas arcillosas van acompañados de disminuciones graduales de la resistencia al cizallamiento y aumento en el contenido de agua y del valor del límite de Atterberg (Guerrero y Gutiérrez, 2017).

Otro factor esencial para comprender la génesis de los movimientos de ladera descritos es la estructura. Las masas rocosas suelen contener numerosas discontinuidades como planos de estratificación, fisuras, diaclasas o fallas, entre otras. En el área de estudio, la Formación Zaragoza está afectada por una familia de diaclasas subverticales con orientación NO-SE. Este es el segundo factor que más influye en la evolución y desarrollo de los deslizamientos. Así lo demuestra la geometría rectilínea del escarpe con una orientación NO-SE, la geometría alargada de los deslizamientos, la orientación de los escarpes primarios y secundarios, la presencia de fisuras y el desarrollo de depresiones alargadas con la misma dirección.

La importancia de la topografía generada por erosión fluvial (encajamiento y migración lateral) reside en el incremento del esfuerzo de corte en planos potenciales de rotura. Así, cuanto mayor sea la pendiente de la ladera, mayor será la probabilidad que se originen movimientos de ladera. Estos tres factores condicionantes anteriormente mencionados favorecen la génesis de los movimientos de masa cartografiados. Sin embargo, también se deben incluir los factores desencadenantes que son los que inician el movimiento de ladera.

Uno de los factores desencadenante más importante es la precipitación. Cuando el agua procedente de la lluvia se infiltra a favor del diaclasado y los planos de rotura, conlleva a la reducción significativa del rozamiento. Una vez que el agua infiltrada alcanza el nivel arcilloso basal, puede aumentar el grado de humedad hasta alcanzar su límite plástico y fluir favoreciendo los proceso de expansión lateral que ocurren principalmente en la zona 3 (Guerrero, 2014). La precipitación y la karstificación están estrechamente relacionadas y, a menudo, actúan de manera simultánea. El agua que penetra a través de fisuras disuelve el yeso hasta alcanzar la saturación. La solubilidad del yeso en agua pura a 25°C y 1 atm es de 2,4 gr/l (Ford y Williams, 1989). La karstificación intraestratal que ensancha las fisuras por disolución, actúa principalmente en zonas de alta porosidad y esencialmente en el contacto entre los yesos y los niveles impermeables de arcillas y margas, ocasionando una progresiva reducción de volumen y pérdida de su resistencia mecánica, dando lugar a la formación de cavidades cuyo colapso desplaza los materiales suprayacentes (Gutiérrez *et al.*, 1994, 2008; Gutiérrez y Lizaga, 2016).

El segundo factor desencadenante es la erosión fluvial. La socavación de la base del escarpe por este factor disminuye el soporte basal de la ladera, aumentando la pendiente, favoreciendo la inestabilidad y el

desarrollo de planos de rotura lítricos. La erosión tuvo mayor relevancia al inicio del ciclo evolutivo cuando el cauce fluvial descalzaba la ladera, pero actualmente el canal activo se encuentra alejado del escarpe.

10. CONCLUSIÓN

The Villafranca de Ebro landslide is a large volume active rotational landslide. Detailed mapping allowed us to distinguish three areas. Zone 1 is completely active and has had progressive reactivation towards the foot of the slope. Zone 2 shows signs of activity in the frontal part, with the development of multiple secondary scars and fissures parallel to the scarp. In this sector, the reactivation is of progressive nature (i.e., towards the front). The highest activity is identified in zone 3, where the highest subsidence values are obtained. The reactivation is of a retrogressive nature as they have progressed backwards. In addition, rock falls and topples occur secondary slope movements.

The development of rotational landslides in the study area is determined by three conditions factors: the lithostratigraphy, with the presence of clay at the base of the escarpment which favor the development of listric failure rupture planes; the structure, characterized by a family of NW-SE trending joints which play a fundamental role in the evolution and development of the landslides; and the topography created by fluvial erosion in the past.

Among the triggering factors, precipitation is the most important because it can increase the moisture content of the clay level and favor lateral expansion. In addition, intrastratal karstification develops, widening of fissures and dissolving the gypsum until saturation is reached, leading to development of collapses, and for the loss of mechanical strength of the rock mass. Finally, fluvial erosion, which is more relevant at the beginning of the evolutionary cycle, reduces the basal support and generates slope instability.

Although most of the mapped slope movement do not pose a major risk, it could cause considerable economic losses in case it would be used for the construction of any human structure. Detailed mapping inventories help to identify unstable areas and reduce the risk by preventive planning.

11. AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mi profesor Francisco Gutiérrez por tener una excelente disposición para resolver dudas y darme la oportunidad de realizar mi trabajo de fin de grado con él. A mi familia que me ha brindado el apoyo desde el día uno y me han guiado en cada decisión, sin ellos nada de esto sería posible. A las maravillosas personas que conocí aquí en España durante estos cinco meses de intercambio, con quienes compartí grandes momentos y me hicieron sentir como en casa. A mis compañeros chilenos que prácticamente fueron mi segunda familia. Y a todos mis amigos de Chile que a pesar de la distancia siempre estuvieron presentes. Muchísimas gracias por hacer de esta experiencia algo inolvidable.

12. REFERENCIAS

- Arlegui, L. y 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, F. y Ferrer, M. (1988): *Catálogo Nacional de Riesgos Geológicos*. ITGE, Madrid, 263 pp.
- Ayala-Carcedo, F.J., Olcina Cantos, J. y Vilaplana, J.M. (2003): Impacto económico y estrategias de mitigación de los riesgos naturales en España en el período 1990-2000. *Gerencia de riesgos y seguros*, 84: 19-27.
- Benito, G. (1989): Geomorfología de la Cuenca Baja del Río Gállego. Universidad de Zaragoza, Ph.D. Thesis, Zaragoza, Spain.
- Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1985): Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en Mediana de Aragón (Zaragoza). *Cuad. Investig. Geogr.* 11, 193–207.
- Carcedo, A., Valls, A. y Borel, C. (1988): Estudio de inestabilidades en los acantilados yesíferos de la Ribera de Navarra. In: Alonso, E., Corominas, J. (Eds.), II Simposio sobre taludes y laderas inestables. IGME, Andorra, pp. 657–668.
- Cendrero, A. (1997): Riesgos naturales e impacto ambiental. En: *La interpretación de la problemática ambiental* (M.N. Villaverde & R.L. Tébar, coords.). Fundación Universidad-Empresa, Madrid, 23-90.
- Civis, J., y Vera, J. A. (2004): Cuencas cenozoicas. *Geología de España*, 529-586.
- Costa, J.E. y Baker, V.R. (1981): *Surficial geology: building with the earth*. John Wiley & Sons, New York, 498 pp.
- Cruden, D.M. (1991): A Simple Definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, nº 43: 27-19.
- Cruden, D.M. y 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.
- Faci, E., Rodríguez-Avial, J.I. y Jugo, J. (1986): Estabilización y establecimiento de medidas preventivas en un talud rocoso en Azagra (Navarra). In: Alonso, E., Corominas, J. (Eds.), II Simposio sobre taludes y laderas inestables. IGME, Andorra, pp. 485–496.
- Faci, E., Rodríguez-Avial, J.I. y Jugo, J. (1988): Estabilización y medidas correctoras en el talud rocoso de Las Tres Marías en Falces (Navarra). In: Alonso, E., Corominas, J. (Eds.), II Simposio sobre taludes y laderas inestables. IGME, Andorra, pp. 497–511.
- Ford, D. y Williams, P. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, Winchester, MA.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. y Cloetingh, S. (2003): Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro basin (NE Iberia). *J. Geophys. Res.* 108 (B7), 2347 (ETG 8–1/8–18).
- González de Vallejo, L. (1988): La importancia socioeconómica de los riesgos geológicos en España. En: *Riesgos geológicos* (F.J. Ayala-Carcedo & J.J. Durán, eds.). IGME, 21-34.
- González de Vallejo, L.I., Ferrer, M., Ortuña, L. y Oteo, O. (2004): *Ingeniería Geológica*. Pearson Prentice Hall. Madrid. 74-105.
- Goodman, R.E. y Bray, J.W. (1976): *Toppling of rock slopes*. Specialty Conference on Rock Engineering for Foundations and Slopes ASCE/Boulder, Colorado.

- Guerrero, J., Gutiérrez, F. y Lucha, P. (2004a): Paleosubsidence and active subsidence due to evaporite dissolution in the Zaragoza city area (Huerva River valley, NE Spain). Processes, spatial distribution and protection measures for linear infrastructures. *Eng Geol.* 72:309–329.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F. y Lucha, P. (2004b): El riesgo de movimientos de ladera en escarpes yesíferos. El caso de la localidad de Cadrete (Depresión del Ebro). In: Benito G, Díez Herrero A (eds.) Riesgos naturales y antrópicos en Geomorfología, VII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo, pp. 453–462.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., y Lucha, P. (2005): Peligrosidad, daños y mitigación de inundaciones, subsidencia por disolución y movimientos de ladera en la localidad de Cadrete (Depresión del Ebro, Zaragoza). *Cuaternario y Geomorfología*, 19(1-2), 63-82.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F. y Lucha, P. (2008): The impact of halite dissolution subsidence on fluvial terrace development. The case study of the Huerva River in the Ebro basin (NE Spain). *Geomorphology* 100 (1–2), 164–179.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F. y 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.
- Guerrero, J. y Gutiérrez, F. (2017): Gypsum scarps and asymmetric fluvial valleys in evaporitic terrains. The role of river migration, landslides, karstification and lithology (Ebro River, NE Spain). *Geomorphology*, 297, 137-152.
- Gutiérrez, F., Arauzo, T. y Desir, G. (1994): Deslizamientos en el escarpe de Alfajarín (Zaragoza). *Cuat. Geomorfol.* 8, 57–68.
- Gutiérrez, F. (1998): Fenómenos de subsidencia por disolución de formaciones evaporíticas en las Fosas Neógenas de Teruel y Calatayud (Cordillera Ibérica). (Ph.D. Thesis). Zaragoza University, Spain.
- Gutiérrez, F., Ortí, F., Gutiérrez-Elorza, M., Pérez-González, A., Benito, G., Gracia-Prieto, J. y Durán, JJ. (2001a): The stratigraphical record and activity of evaporite dissolution subsidence in Spain. *Carbonates Evaporites* 16:46–70.
- Gutiérrez, F. y 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. y Lucha, P. (2008): A genetic classification of sinkholes based on the analysis of evaporite paleokarst exposures in Spain. *Environ. Geol.* 53, 993–1006.
- Gutiérrez, F. y Lizaga, I. (2016): Sinkholes, collapse structures and large landslides in an active salt dome submerged by a reservoir: The unique case of the Ambal ridge in the Karun River, Zagros Mountains, Iran. *Geomorphology* 254, 88-103. DOI:10.1016/j.geomorph.2015.11.020
- Hungr, O. y Evans, S.G. (1988): Engineering Evaluation of Fragmental Rockfall Hazards. In *Proc. Fifth International Symposium on Landslides* (C. Bonnard, ed.), A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, Vol. 1, pp. 685-690.
- Ibáñez, M. J. y Mensua, S. (1976): Contribución al estudio de vertientes en condiciones semiáridas. Tipos de vertientes sobre yesos en el valle del Ebro, *Boletín de la Real Sociedad Geográfica*, CXII, 381-394
- Lenaroz, B. (1993): Geomorfología y geología ambiental de la ribera de Navarra. (Ph.D. Thesis). Universidad de Zaragoza, Spain.
- Lizaga, I., Guerrero, J. y Navas, A.M. (2016): Los escarpes yesíferos del río Ebro en el entorno de Zaragoza. Riesgos geológicos, génesis y evolución. *Naturaleza aragonesa*, nº33 :22-27.

- Lucha, P., Gutiérrez, F., Galve, J.P. y Guerrero, J. (2012): Geomorphic and stratigraphic evidence of incision-induced halokinetic uplift and dissolution subsidence in transverse drainages crossing the evaporite-cored Barbastro-Balaguer anticline (Ebro basin, NE Spain). *Geomorphology* 171-172, 154–172.
- 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*. Press Universidad Columbia. New York, USA. 319–334.
- Pellicer, F., Echevarría, M.T. y Ibañez, M.J. (1984): Procesos actuales en el escarpe de yesos de Remolinos. *Cuad. Investig. Geogr.* 10, 159–168.
- Pérez-Rivarés, F., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2004): Magnetostratigraphy of the Miocene continental deposits of the Montes de Castejón (central Ebro basin, Spain): geochronological and paleoenvironmental implications. *Geológica Acta* 2, 221–234.
- 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. y 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.
- Ritchie, A.M. (1963): Evaluation of Rockfall and Its Control. In Highway Research Record 17, HRB, National Research Council, Washington, D.C., pp. 13-28.
- Rouaiguia, A. (2010): Residual shear strength of clay-structure interfaces. *International Journal of Civil & Environmental Engineering*, 10, 5–18.
- Salvany, J.M., García-Veigas, J. y Ortí, F. (2007): Glauberite-halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentology* 54, 443–467.
- Salvany, J.M. (2009): Geología del yacimiento glauberítico de Montes de Torrero. Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Spain.
- Selby, M.J. (1993): *Hillslope materials and processes*. Oxford University Pres. Oxford, 451.
- Stark, T.D. y Eid, H.T. (1994): Drained residual strength of cohesive soils. *J. Geotech. Eng.* 5, 856–871.
- Torrescusa, S. y 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.
- Tsui, P.C. y Cruden, D.M. (1984): Deformation associated with gypsumkarst in the Salt River escarpment, northeastern Alberta. *Can. J. Earth Sci.* 21, 949–959.
- Van Steijn, H., De Ruig, J. y Hoozemans, F. (1988): Aspectos morfológicos y mecánicos de los flujos de escombros en partes de los Alpes franceses. *Zeitschrift für geomorphologie*, 32 (2), 143-161.
- Vera, J.A. (2004): *Geología de España (Cuencas Cenozoicas)*. SGE-IGME, Madrid, Ministerio de educación y ciencia. 529-586.
- Villuendas, I. L., Iturbe, J. G., y Izquierdo, A. M. N. (2016): Los escarpes yesíferos del río Ebro en el entorno de Zaragoza. Riesgos geológicos, génesis y evolución. *Naturaleza aragonesa: revista de la Sociedad de Amigos del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, (33), 21-26.