

## Trabajo Fin de Grado

Análisis de susceptibilidad de deslizamientos en la futura ampliación de la estación de esquí de Formigal en Canal Roya (Pirineo Aragonés)

Analysis of susceptibility of landslides in the future expansion of the Formigal ski resort in Canal Roya (Aragonese Pyrenees)

*Autor/es*

Nuria Bernués Asún

*Director/es*

Jesús Guerrero Iturbe

ESCUELA POLITÉCNICA SUPERIOR

2017

## Resumen

En el año 1998 se presentó el proyecto de unión de tres estaciones de esquí (Formigal, Astún y Candanchú) ubicadas en el Pirineo Aragonés, el cual se sigue reconsiderando desde el año 2004 como una propuesta viable para conseguir el mayor dominio esquiable de España y uno de los mayores de Europa.

Dicha unión se realizaría a través del valle de Canal Roya, por lo que el objetivo de este trabajo consiste en analizar la susceptibilidad de que se produzcan deslizamientos en el caso de que la ampliación se llevara a cabo.

Se ha realizado una cartografía geomorfológica completa del valle de Canal Roya en la que se han plasmado los movimientos de ladera principales tales como deslizamientos, *sackungs*, caídas de rocas y *debris flows*. Posteriormente se ha realizado un modelo de susceptibilidad con la ayuda de ArcMap utilizando diferentes variables: pendientes, orientación, vegetación, litología, distancia a fallas e isoterma 0°.

El modelo ha resultado satisfactorio para los deslizamientos, caídas de rocas y *debris flows*, pero no ha funcionado para los *sackungs*, siendo necesario en este caso el empleo de otras variables diferentes. En cuanto a la viabilidad de la unión de las estaciones de esquí se plantean 4 opciones, 2 de ellas propuestas en el proyecto de ampliación y 2 alternativas propias. De estas 4, una de ellas se ha desestimado debido al riesgo elevado del movimiento de laderas, otra solo tiene un 3% de zonas de alta susceptibilidad pero su presupuesto es muy alto, y las dos alternativas propias tienen un presupuesto más asequible y un porcentaje medio de zonas susceptibles. En cualquier caso se ha considerado poco rentable esta ampliación teniendo en cuenta otros factores como el cambio climático, el impacto en el medio ambiente o la inversión financiera.

## Palabras clave

Movimientos de ladera

Glaciación

SIG

Desprendimiento

## **Abstract**

In 1998 was presented the project for the union of three ski resorts: Formigal, Astún and Candanchú, all of them placed in the Aragonese Pyrenees. This project has been reconsidered as a viable desing to get the greatest ski domain in Spain and one of the biggest of Europe.

This union would be done through the Canal Roya valley, so the aim of this study is to analyze the susceptibility of landslides if the expansion would carrie out.

A complete geomorphological cartography of the Canal Roya valley has been done with the slope movements: landslides, sacking, rock falls and debris flow. Afterward, a susceptibility model has been realized with ArcMap using different variables: slopes, orientation, vegetation, lithology, distance to faults and 0° isotherm.

The model has been satisfactory for landslides, rock falls and debris flow, but not for the sackung, being necessary in this case to use different variables. There are 4 options about the viability of the union of the ski resorts, 2 of them proposed in the expansion project and the others are own alternatives. About the four options, one of them has been reject due to the high risk of slope movements, another option has only 3% of high susceptibility areas but the budget is very high and the own alternatives have less budget and a medium percentage of susceptible areas. In any case, the expansion has been considered not worthwhile considering other factors: climate change, environmental impact or financial investment.

## **Keywords**

Slope movement

Glaciation

SIG

Landslide

## Índice

1. Introducción	pág. 8
1.1. Antecedentes	pág. 8
2. Metodología	pág. 11
3. Área de estudio	pág. 13
3.1. Situación geográfica	pág. 13
3.2. Relieve y red de drenaje	pág. 14
3.3. Clima	pág. 15
3.4. Vegetación	pág. 17
3.5. Contexto geológico	pág. 18
3.6. Contexto geomorfológico	pág. 19
4. Mapa geomorfológico	pág. 28
4.1. Antecedentes	pág. 28
4.2. Descripción geomorfológica de detalle	pág. 29
5. Análisis de susceptibilidad	pág. 52
5.1. Introducción	pág. 52
5.2. Modelos de susceptibilidad a los deslizamientos de Canal Royá aplicando la metodología de (Remondo, 2001); (Santacana, 2001); (Van der Linden, 2015); (Acosta, 2006)	pág. 53
5.3. Mapa de susceptibilidad a los deslizamientos	pág. 55
6. Discusión	pág. 65
7. Conclusiones	pág. 70
8. Bibliografía	pág. 71
Anexos	pág. 75

## Índice de figuras

- Figura 1. Plano de la unión entre las estaciones de esquí de Formigal, Astún y Candanchú\_\_\_\_\_ pág. 9
- Figuras 2, 3 y 4. Repercusiones de las obras realizadas en las ampliaciones de la estación\_\_\_\_\_ pág. 10
- Figura 5. Ubicación del valle Canal Roya en la comarca de la Jacetania (indicado en color rojo)\_\_\_\_\_ pág. 13
- Figura 6. Ubicación del valle Canal Roya\_\_\_\_\_ pág. 14
- Figura 7. Modelo digital del relieve de la zona de estudio\_\_\_\_\_ pág. 15
- Figura 8. Climograma del valle de Canal Roya (datos medios obtenidos de las mediciones entre los años 1970 y 2000)\_\_\_\_\_ pág. 16
- Figura 9. Mapa de la vegetación de Canal Roya\_\_\_\_\_ pág. 17
- Figura 10. Mapa de la litología de Canal Roya\_\_\_\_\_ pág. 18
- Figura 11. Modelado del paisaje en la época glaciár\_\_\_\_\_ pág. 20
- Figura 12. Modelado del paisaje en la época de la deglaciación\_\_\_\_\_ pág. 20
- Figura 13. Vista del valle glaciár de Canal Roya\_\_\_\_\_ pág. 21
- Figura 14. Tipos de morrena de un paisaje glaciár\_\_\_\_\_ pág. 22
- Figura 15. Proceso de formación de los ibones\_\_\_\_\_ pág. 22
- Figura 16. Glaciár rocoso en uno de los circos glaciares de Canal Roya\_ pág. 23
- Figura 17. Tipos de movimientos de ladera\_\_\_\_\_ pág. 24
- Figura 18. Clasificación abreviada de los movimientos de ladera atendiendo al tipo de movimiento y el material implicado\_\_\_\_\_ pág. 24
- Figura 19. Deslizamiento traslacional y rotacional\_\_\_\_\_ pág. 25
- Figura 20. Diagramas de diferentes tipos de fracturas laterales\_\_\_\_\_ pág. 26
- Figura 21. Esquema de un proceso de *debris flow*\_\_\_\_\_ pág. 27
- Figura 22. Esquema de una caída de rocas o *rockfall*\_\_\_\_\_ pág. 27
- Figura 23. Mapa geomorfológico de Canal Roya y leyenda. García-Ruiz, J. M. (1989)\_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_ pág. 29
- Figura 24. Mapa geomorfológico de Canal Roya\_\_\_\_\_ pág. 30
- Figura 25. Vista de uno de los ibones de Anayet\_\_\_\_\_ pág. 31

Figura 26. Vista de la zona Este del valle glaciar de Canal Roya, de una morrena frontal y lateral y de un canchal que alimentó un glaciar rocoso_____	pág. 31
Figura 27. Vista de diferentes formas periglaciares en Canal Roya_____	pág. 32
Figura 28. Vista de caídas de rocas situadas a la entrada del valle_____	pág. 33
Figura 29. Vista de caídas de bloques grandes en la parte Oeste y Este del valle_____	pág. 34
Figura 30. Vista de <i>debris flow</i> en las laderas Oeste, Este y Norte del valle_____	pág. 35
Figura 31. Vista de dos <i>debris flow</i> ubicados en la parte Oeste del valle_	pág. 36
Figuras 32 - 44. Imágenes relativas a los deslizamientos D1, D2, D3, D4, D5, D6, D7, D8, D9, D10, D11, D12, D13, D14, D15 y D16_____	págs. 37-49
Figura 45. Imágenes relativas a los <i>sackungs</i> S1- S6_____	pág. 51
Figura 46. Imágenes relativas a los <i>sackungs</i> S7-S9_____	pág. 52
Figura 47. Modelos de susceptibilidad del valle de Canal Roya aplicando las variables y pesos de diferentes autores_____	pág. 53
Figura 48. Capa de pendientes realizada con ArcMap_____	pág. 56
Figura 49. Capa de orientaciones realizada con ArcMap_____	pág. 57
Figura 50. Capa de vegetación realizada con ArcMap_____	pág. 58
Figura 51. Capa de litología realizada con ArcMap_____	pág. 59
Figura 52. Capa de distancia a fallas realizada con ArcMap_____	pág. 60
Figura 53. Capa de pendientes realizada con ArcMap_____	pág. 61
Figura 54. Modelo de susceptibilidad de deslizamientos realizado con ArcMap en el valle de Canal Roya_____	pág. 62
Figura 55. Modelo de susceptibilidad de caídas de bloques realizado con ArcMap en el valle de Canal Roya_____	pág. 63
Figura 56. Modelo de susceptibilidad de <i>debris flows</i> realizado con ArcMap en el valle de Canal Roya_____	pág. 63
Figura 57. Modelo de susceptibilidad de <i>sackungs</i> realizado con ArcMap en el valle de Canal Roya_____	pág. 64
Figura 58. Figura comparativa de los trazados para el telesilla propuesto en el PIGA_____	pág. 66

## Índice de tablas

Tabla 1. Características de los deslizamientos de Canal Roya_____	pág. 37
Tabla 2. Características de los <i>sackungs</i> de Canal Roya_____	pág. 50
Tabla 3: modelos de susceptibilidad comparados_____	pág. 55
Tabla 4. Valores asignados para las pendientes_____	pág. 56
Tabla 5. Valores asignados para las orientaciones_____	pág. 57
Tabla 6. Valores asignados para la vegetación_____	pág. 58
Tabla 7. Valores asignados para la litología_____	pág. 59
Tabla 8. Valores asignados para la distancia a fallas_____	pág. 60
Tabla 9. Valores asignados para la isoterma 0°_____	pág. 61
Tabla 10. Comparación de las diferentes propuestas para el telesilla_____	pág. 69

## **1. Introducción**

### **1.1. Antecedentes**

La actividad del esquí dentro del sector turismo se ha vuelto muy importante en la actualidad, ya que genera un impacto muy importante en la economía de las zonas de montaña. Esta economía ha estado tradicionalmente ligada al sector primario, en concreto a la agricultura y a la ganadería, pero con la aparición del éxodo rural, sobre los años 70, un gran número de población emigró a las ciudades en busca de mejores oportunidades laborales (García & Mateu, 2003). Esta tendencia se está invirtiendo en la actualidad gracias al fuerte desarrollo del sector servicios, en concreto del turismo y en este caso del turismo invernal.

Los impactos positivos que genera el esquí son claros, ya que mejora la economía, el empleo y ayuda a fijar población en la zona, pero también hay impactos negativos, ya que se producen modificaciones en la topografía y geomorfología (debido a la construcción de vías de acceso o a la adecuación de las laderas para las pistas de esquí), en la vegetación, en los cursos hídricos y en el paisaje natural de la zona (Pérez & Cáncer, 2001).

La estación de esquí de Formigal, ubicada en el valle de Tena (Huesca) comenzó su funcionamiento en el año 1965 y fue en el año 2002 cuando se incorporó al grupo Aramón (empresa pública constituida por el Gobierno de Aragón e Ibercaja, con participación al 50%). Al oeste de esta estación, en el valle del río Aragón (Huesca) se encuentran las estaciones de esquí de Astún y Candanchú, situadas muy próximas entre sí.

En el año 1998 y coincidiendo con la presentación de la candidatura olímpica “Jaca 98”, se presentó el proyecto de unión de las tres estaciones de esquí (Formigal, Astún y Candanchú) en dos fases consecutivas. La fusión se llevaría a cabo inicialmente a través de la unión entre las dos estaciones del valle del Aragón (Astún y Candanchú) y la localidad de Canfranc (Fase 1, línea rosa de la Figura 1). Posteriormente se llevaría a cabo la apertura de un corredor entre los valles de Tena y Aragón a través del valle de Canal roya (Opción 1) o Canal de Izas (Opción 2), comunicando las estaciones de Formigal y Astún/Candanchú (Fase 2) (Figura 1). Esta idea de fusión se desechó entonces debido al gran impacto ambiental que ello supondría (Cáncer, 1991). Sin embargo, desde el año 2004 y coincidiendo con la ampliación en la estación de esquí de Formigal, se está reconsiderando dicha unión a través del valle de Canal Roya como una propuesta viable para conseguir el mayor dominio esquiable de España y uno de los mayores de Europa.



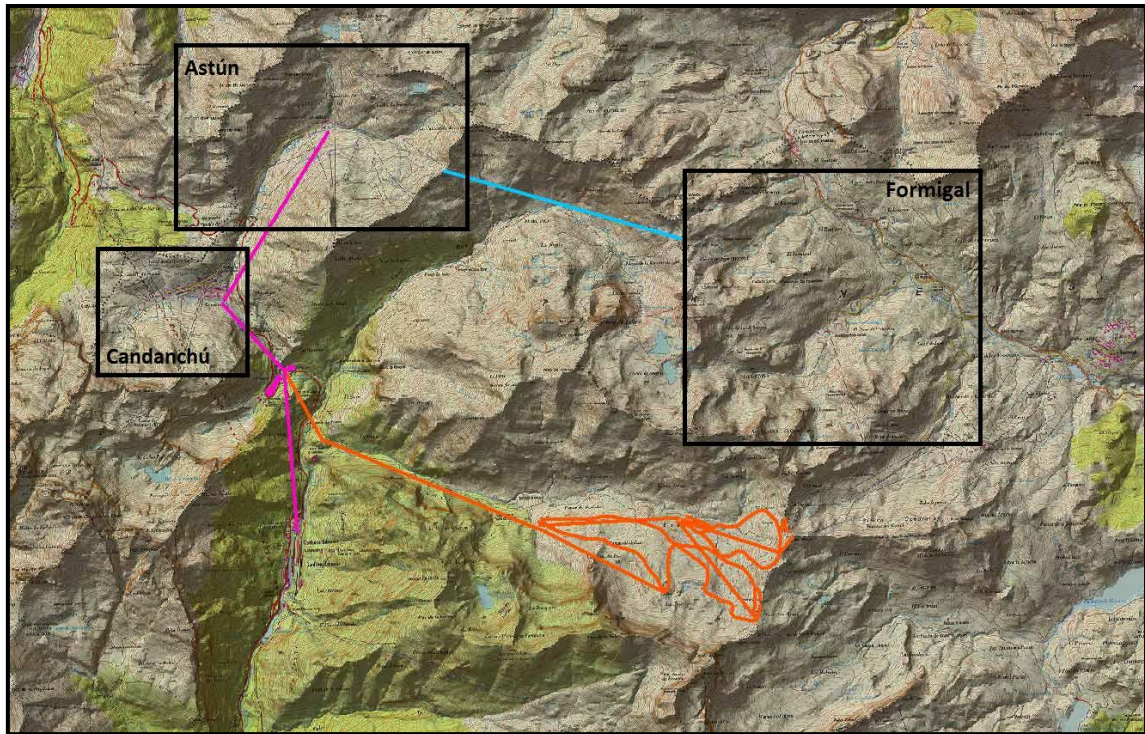


Figura 1. Plano de la unión entre las estaciones de esquí de Formigal, Astún y Candanchú. En rosa la unión Canfranc-Candanchú-Astún (Fase 1), en azul la unión con la Estación de Formigal por el valle de Canal Roya (Fase 2, Opción 1) y en naranja por el valle de Izas (Fase 2, Opción 2).

Fuente: Corporación Empresarial Pública de Aragón (2013). Solicitud de la Declaración de Interés General de Aragón. Plan de unión de estaciones de esquí. Valles de Tena y del Aragón, p. 57. Disponible en

[http://aragon.es/estaticos/GobiernoAragon/Departamentos/PoliticaTerritorialInterior/NP/COTA/20131128%20Plan\\_de\\_Uni%00f3n.pdf](http://aragon.es/estaticos/GobiernoAragon/Departamentos/PoliticaTerritorialInterior/NP/COTA/20131128%20Plan_de_Uni%00f3n.pdf)

Este proyecto de unión, tal y como se expone en la Solicitud de la Declaración de Interés General de Aragón, se denominó Plan de Interés General de Aragón (PIGA) o “Aragón Sky Circus” y se presentó formalmente en el año 2014 con el principal objetivo de conseguir un dominio esquiable de 220 km, a realizar en 10 años y con un presupuesto de 60 millones de euros. El ACUERDO del Consejo de Ordenación del Territorio de Aragón, adoptado en sesión de fecha 24 de febrero de 2015, ha aprobado su ejecución.

Previamente a la aprobación del proyecto, en el año 2004 se iniciaron las primeras actuaciones con el fin de unir los valles del Aragón y Tena mediante la ampliación de la estación de Formigal hacia el valle de Espelunciecha, que es colindante con el valle de Canal Roya. Esta ampliación conllevó repercusiones negativas: inundaciones de las instalaciones debido a la modificación del cauce natural (Figura 2), desestabilización de laderas con la consiguiente aparición de grietas (Figura 3) y formación de deslizamientos, desplazamiento de pilonas de un telesilla, rotura de las estructuras (Figura 4), y la aparición de grietas en el Parking de Portalet, entre otras afecciones (PDMA, 2006).



Figuras 2, 3 y 4. Repercusiones de las obras realizadas en las ampliaciones de la estación.

Fuente: PDMA (Plataforma en Defensa de las Montañas de Aragón) (2006). Informe sobre el esquí alpino y el urbanismo en las zonas de montaña de Aragón. Disponible en [http://www.plataformamontanas.es/index.php?option=com\\_docman&task=doc\\_download&gid=1&Itemid=66](http://www.plataformamontanas.es/index.php?option=com_docman&task=doc_download&gid=1&Itemid=66)

Mientras que el valle de Tena en el que se ubica la estación de Formigal ha sido estudiado profundamente en relación a sus movimientos de ladera desde el punto de vista climático, geomorfológico y antrópico (García-Ruiz, Chueca, & Julián, 2004); (González-Sampériz et al., 2006); (Guerrero et al., 2012); (Herrera et al., 2013); (Herrera et al., 2009); (Notti, Davalillo, Herrera, & Mora, 2010); (Palacios, de Andrés, López-Moreno, & García-Ruiz, 2015), el valle de Canal Roya solo cuenta con los estudios de (Cáncer, 1991); (Mata & Sanz, 2013) y (Julián et al., 2000), a pesar de que son esenciales de cara al futuro proyecto de unión de las estaciones.

Debido a ello, el objetivo de este trabajo consiste analizar la susceptibilidad a los deslizamientos del valle de Canal Roya como medida de gestión para el futuro proyecto de unión. Con este análisis se pretende evitar la aparición de repercusiones negativas como las citadas anteriormente en el caso de que la ampliación se llevara a cabo.

Para ello es necesario alcanzar diferentes objetivos específicos:

- Realizar una cartografía de los deslizamientos del valle Canal Roya.
- Comparar la cartografía en campo.
- Elaborar un mapa de susceptibilidad en el que se muestren las zonas más propensas a los deslizamientos.
- Comprobar la utilidad del mapa anterior en cuanto a la ampliación de la estación de esquí.

## 2. Metodología

El primer paso en la realización de este trabajo ha sido llevar a cabo una revisión bibliográfica en diferentes buscadores (*Science Direct*, *Dialnet*, *Scopus*, *Web Of Science*, Google académico y en la biblioteca de la Escuela Politécnica Superior de Huesca), englobando diferentes temáticas: información sobre el proyecto de la ampliación de la estación de esquí, datos geológicos y climáticos sobre el valle de Canal Roya y la zona circundante (clima, vegetación, topografía, historia glaciaria, etc.) e información relativa a la dinámica y factores desencadenantes y condicionantes de los movimientos de ladera en general y, más concretamente, de la zona de estudio.

Posteriormente se llevó a cabo una cartografía geomorfológica preliminar del valle de Canal Roya a partir de las hojas 7910, 7911, 7912, 7913 y 7914 de la pasada 145 de Sallent de Gállego, con la ayuda de un estereoscopio de mesa Topcon 3200. La cartografía resultante fue digitalizada con un sistema de información geográfica (ArcMap 10.2) sobre la Ortofotografía del 2015 del PNOA y el modelo digital de elevaciones (Lidar) con resolución de 5 metros. Ambas capas de información fueron obtenidas del centro de descargas del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Acabada la digitalización se imprimieron las hojas en tamaño DIN A3 para su comparación en campo. Se han realizado un total de tres salidas al campo para la comprobación y depuración de la cartografía preliminar, en las que se ha comparado la digitalización realizada en ArcMap y las formas in situ (deslizamientos, *debris flows*, caídas de rocas, etc.). Las salidas se realizaron en el mes de Octubre de 2016 con anterioridad a las primeras nieves, dado que una vez el valle queda cubierto por un manto blanco es imposible el reconocimiento de los movimientos de ladera in situ. Una vez en el campo, en algunos casos se han descubierto nuevas formas de ladera que no estaban cartografiadas en las hojas impresas, o formas que sí estaban plasmadas en papel pero no se correspondían con la realidad. Cabe mencionar que el número de movimientos cartografiados inicialmente era superior a los detectados en campo, lo que demuestra el papel fundamental de la comprobación cartográfica en campo. Los datos recopilados en el campo junto con la cartografía corregida fueron implementados con la ayuda de ArcMap. Se tuvo especial cuidado a la hora de clasificar los movimientos de ladera según su grado de actividad, dado que este es uno de los criterios fundamentales en la planificación de un territorio. Para analizar la actividad de los movimientos de ladera estudiados en la descripción morfológica se emplearon los criterios descritos por Varnes (1978) y Remondo (2001). Estos autores señalan que, en general, en los movimientos activos se pueden apreciar cicatrices y escarpes frescos, sin erosionar. Por el contrario, los deslizamientos inactivos sí que han sido modificados por los procesos erosivos y suelen estar cubiertos por vegetación. A continuación se describen los criterios empleados en las salidas de campo para determinar el grado de actividad de los deslizamientos, atendiendo a los criterios geomorfológicos descritos por los anteriores autores:

- Presencia o ausencia de lagos: Una vez que se lleva a cabo el deslizamiento es posible que aparezcan lagos en la depresión de cabecera, al formarse una superficie más plana que la pendiente normal de la ladera (Montero, 2011). Conforme pasa el tiempo el lago puede llegar a colmatarse por la acumulación de sedimentos, la caída de rocas, o por la

llegada de barrancos desde la parte baja que lo desaguan. Por todo ello, la presencia de lagos sobre la masa deslizada es un criterio de actividad

- Jerarquización de la red de drenaje: Tal y como se ha comentado en el criterio anterior, la presencia de barrancos bien jerarquizados a lo largo de la masa deslizada indica la inactividad del mismo. Cuando el deslizamiento es activo y la masa deslizada se desplaza ladera abajo, la tasa de incisión del sistema de drenaje es muy inferior a la tasa de desplazamiento de la masa deslizada, y en consecuencia los barrancos quedan seccionados y sin continuidad lateral.
- Densidad de la cubierta vegetal: este criterio es muy importante a la hora de evaluar la actividad de un deslizamiento. En el caso de deslizamientos superficiales la presencia de vegetación es un buen indicador de la inactividad, puesto que es necesario el paso de varios años sin movimientos del terreno para que ésta se desarrolle. Además, la vegetación ayuda a compactar y estabilizar la masa de suelo (Montero, 2011). Por el contrario, cuando el deslizamiento presenta un plano de rotura profundo puede tener lugar el desarrollo de un bosque sobre la masa deslizada, pero éstos se encontrarán torcidos como resultado del desplazamiento de la masa deslizada ladera abajo (Remondo, 2001).
- Geometría del perfil longitudinal desde la cabecera al pie: un perfil longitudinal con crestas y surcos es signo de actividad y demuestra que el deslizamiento se desplaza más rápido que la capacidad erosiva del medio. Por el contrario, un perfil recto sin convexidades y concavidades es sinónimo de inactividad y demuestra que los agentes erosivos han tenido el tiempo suficiente como para erosionar las zonas altas y unificar su topografía.

Una vez analizados los diferentes movimientos de ladera existentes en la zona se ha realizado con ArcMap el mapa de susceptibilidad de deslizamientos. En primer lugar se ha realizado una búsqueda bibliográfica sobre otros modelos de diferentes autores para poder escoger las variables adecuadas a analizar. Se escogieron los cuatro modelos de susceptibilidad de deslizamientos más detallados de zonas montañosas alpinas (Pirineos y Cordillera Cantábrica), para comprobar el grado de éxito a la hora de determinar la localización de los deslizamientos cartografiados en el valle de Canal Roya. Estos fueron los modelos de (Remondo, 2001); (Santacana, 2001); (Van Der Linden, 2015) y (Acosta, 2006) Finalmente, se realizó un modelo propio tomando las variables más significativas de cada modelo con su correspondiente peso, tal y como se describen en el apartado 5 de este trabajo. Las variables escogidas fueron las siguientes: orientación (obtenida con la función *aspect* del modelo de (Remondo, 2001), pendientes (obtenida con la función *slope* del modelo de (Van Der Linden, 2015), vegetación del modelo de (Acosta, 2006) y litología del modelo de (Acosta, 2006) (mediante la digitalización de los diferentes polígonos).

Finalmente, con la cartografía geomorfológica y el modelo de susceptibilidad se analizó la viabilidad del telesilla en la unión de las pistas de esquí Formigal-Astún en relación con los movimientos de ladera a partir de la situación geográfica inicial, y se proponen dos alternativas a este trazado, atendiendo a factores de susceptibilidad a los deslizamientos y criterios medioambientales, geomorfológicos y económicos.

### 3. Área de estudio

#### 3.1. Situación Geográfica

El valle de Canal Roya se encuentra situado en la provincia de Huesca (Aragón), en la parte central del Pirineo aragonés. Pertenece a la comarca de la Jacetania y se encuentra en la parte Noreste, justo en el límite con la comarca del Alto Gállego (Figura 5).



Figura 5. Ubicación del valle Canal Roya en la comarca de la Jacetania (indicado en color rojo).

Fuente: Comarca de la Jacetania.

El valle se encuentra a 25 km al Norte de Jaca y a 39 km al Norte de Sabiñánigo, ambas localidades cabeceras de las comarcas de la Jacetania y del Alto Gállego respectivamente. El acceso en coche al valle de Canal Roya tiene lugar por la N-330 desde Jaca y por la N-260 y A-136 desde Sabiñánigo, y a pie a lo largo de un tramo de 9 kilómetros del Sendero de Largo Recorrido GR-11, el cual cruza de Oeste a Este todo el Pirineo a lo largo de 800 km. Las coordenadas de la entrada del valle son  $42^{\circ}46'32.8''N$   $0^{\circ}30'25.1''W$ , las cuales se corresponden con el aparcamiento Canal Roya.

Al Oeste están ubicadas (muy próximas entre sí) las estaciones de esquí de Astún y Candanchú, al Noroeste y Suroeste respectivamente y al Este se encuentra la estación de esquí de Formigal (Figura 6). El norte del valle hace frontera con Francia, mientras que el sur limita con el valle de Izas.

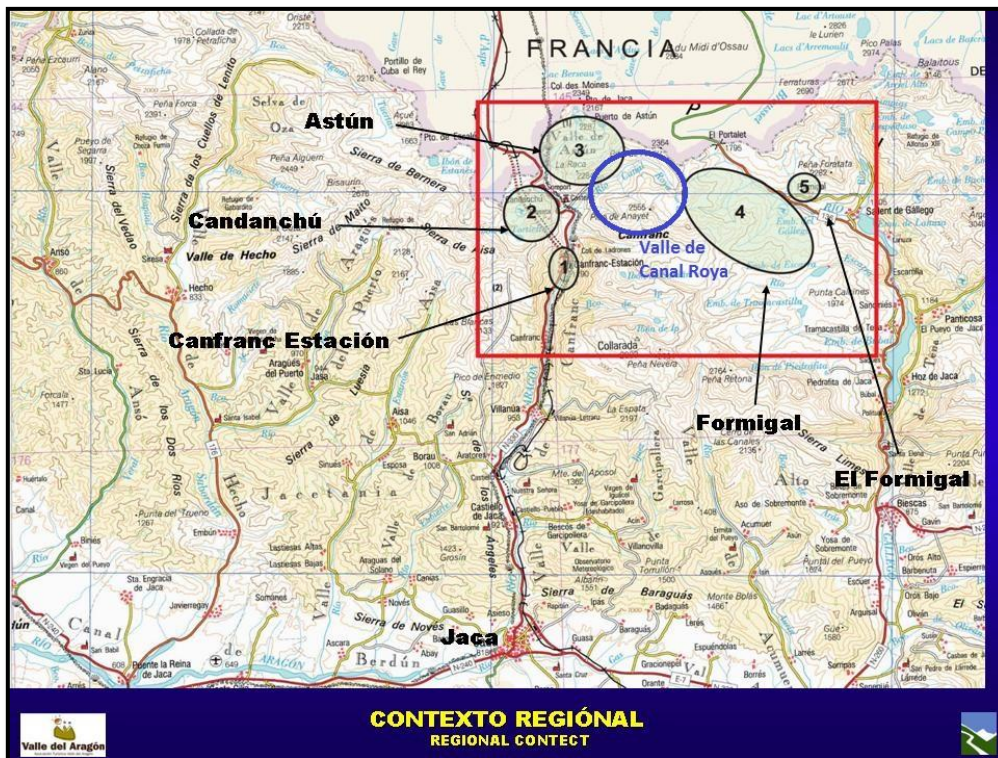


Figura 6. Ubicación del valle Canal Roya (resaltado en azul)

Fuente: <http://www.valledelaragon.com/aragonskircus.htm>

### 3.2. Relieve y red de drenaje

El valle tiene una forma semicircular con orientación hacia el Sur. La parte de menor altitud se sitúa en la entrada del valle por la zona Oeste, siendo de 1.300m, mientras que la zona más elevada se corresponde con el pico de Anayet, a 2.500m (Figura 7). La superficie del valle (calculada sobre el área de estudio en ArcMap) es de 2057 ha, mostrando unas pendientes abruptas con una inclinación que oscila entre los 28° y los 45° (Julián et al., 2000). Los dos picos ubicados entre la estación de esquí de Astún y Canal Roya se encuentran al Noroeste (Pico de la Raca, 2.278m y Pico Mala Cara, 2.268m, mientras que el pico que se encuentra entre el valle y la estación de esquí de Formigal se halla al Noreste (Peña Blanca, 2.365m). En la parte Sureste se encuentra el pico más alto de todo el valle (Anayet, 2.574m) junto a los Ibones de Anayet.

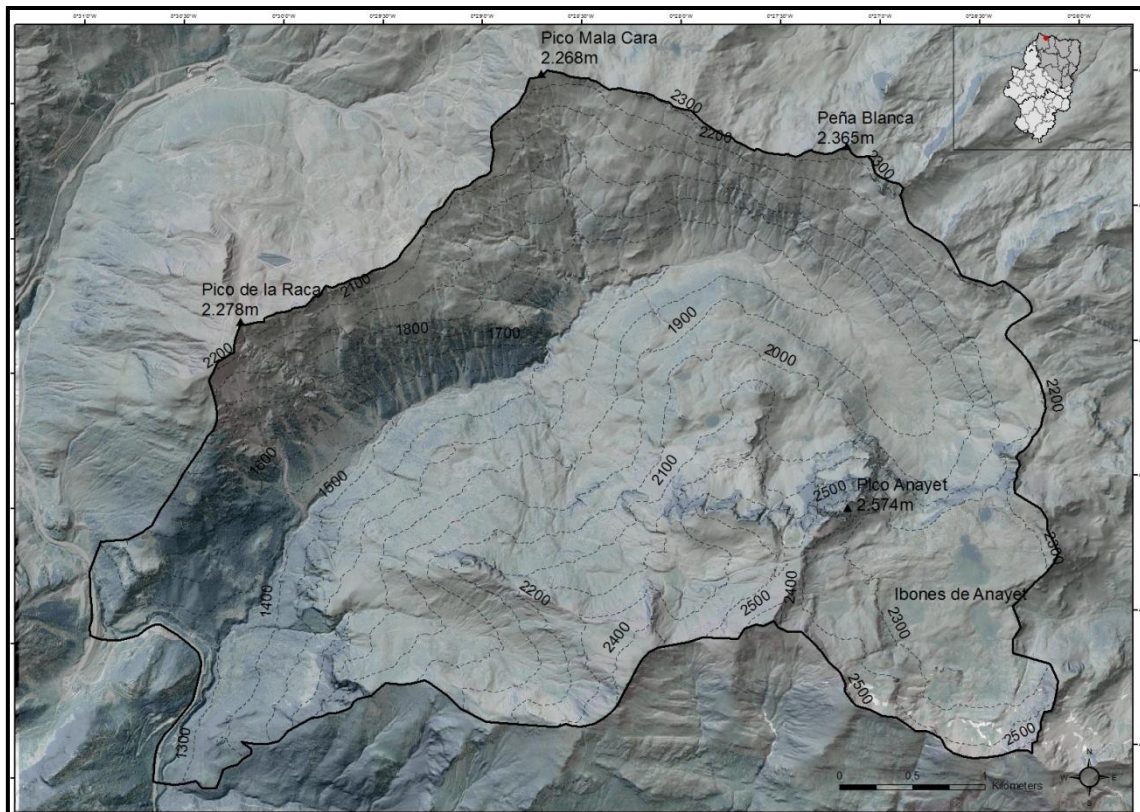


Figura 7. Modelo digital del relieve de la zona de estudio.

El valle es atravesado por el río Canal Roya, el cual le da nombre, que nace en uno de los ibones de Anayet situados en la base del pico Anayet. Su recorrido va de Este a Oeste a lo largo de 6 km para desembocar finalmente en el río Aragón (195 km), y este en el río Ebro (930 km), por lo que el valle pertenece a la cuenca hidrográfica del Ebro. Su caudal está claramente regulado por la presencia de nieve en esta zona, por lo que se trata de un régimen fluvial nivopluvial. Los Ibones de Anayet se sitúan en el centro de un circo glaciar, al Suroeste del valle. La superficie total que ocupan es de 112.882 m<sup>2</sup>, aunque en la actualidad es menor debido a su colmatación por el paso del tiempo (Del valle et al., 2011). Su origen es glaciar, formándose por la acción erosiva del hielo creando depresiones sobre el sustrato, y su posterior acumulación de agua una vez retirados los hielos. Tal y como se ha comentado, uno de los ibones desagua hacia el Norte (río Canal Roya) mientras que otro de los ibones desagua hacia el Este, desembocando en el río Gállego.

### 3.3. Clima

El clima de Canal Roya se corresponde con el de alta montaña, al tratarse de un valle cuya altitud mínima es de 1.300m, y se caracteriza por unas precipitaciones abundantes, veranos frescos e inviernos muy fríos.

El valle, debido a su situación occidental, tiene una influencia oceánica, lo que hace que el ambiente esté más termorregulado. Esto es debido a una mayor humedad atmosférica que provoca un aumento en las precipitaciones, en comparación con

lugares más orientales y de mayor altitud (García-Ruiz, Puigdefábregas, & Creus, 1985). La precipitación media anual es muy alta, superando los 1200 mm (Saz et al., 2007). Como se puede ver en la Figura 8, las temperaturas medias diarias no sufren variaciones extremas a lo largo del año, llegando hasta casi los 15°C en verano y los 0°C en invierno, con una temperatura media anual de 6°C. Las precipitaciones se producen principalmente en otoño, invierno y primavera, siendo menores en verano.

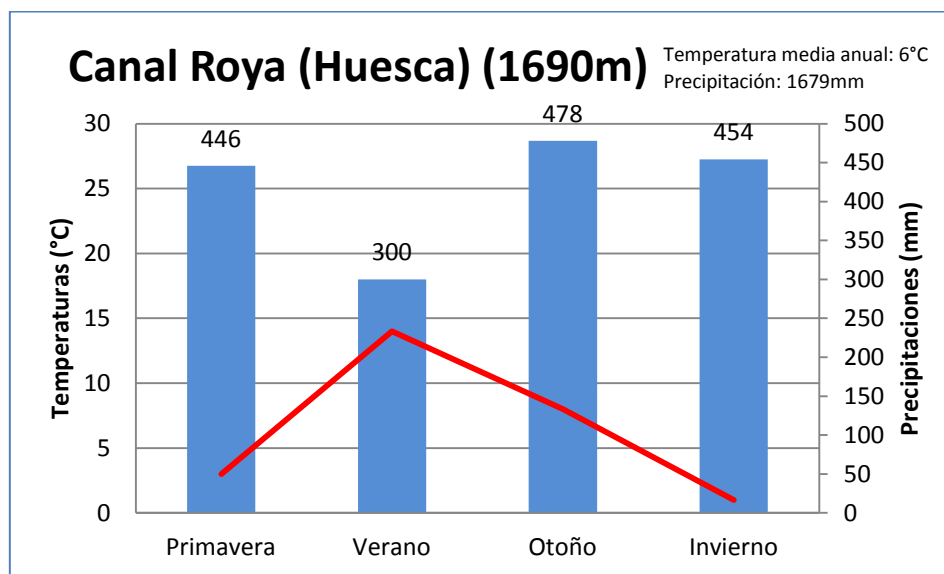


Figura 8. Climograma del valle de Canal Roya (datos medios obtenidos de las mediciones entre los años 1970 y 2000). Elaboración propia a partir de los datos obtenidos del Atlas climático de Aragón (Saz et al. 2007)

Las heladas se producen principalmente en los meses de diciembre, enero y febrero, aunque el período de heladas abarca de octubre a mayo (suele helar unos 130 días al año) (García-Ruiz et al., 1985). La probabilidad de acumulación de nieve es mayor al 90% en enero (ya que la isoterma 0° se sitúa a 1.600m de altitud) y desde noviembre a abril el valle está cubierto por esta, si bien es cierto que hay una tendencia negativa sobre las precipitaciones de nieve, causada por una disminución del paso de frentes atlánticos por el valle. El número medio de días de granizo al año es superior a 4, presentando su máximo en primavera (Saz et al., 2007). Las laderas con orientación Sur tienen una gran probabilidad de desencadenamiento de aludes, ya que su pendiente es acusada (28-45°) y la vegetación se compone de arbustos o pastos (más propensos que el bosque). También es propensa la zona del pico de Anayet (Julián et al., 2000).

Sobre el clima también hay que tener en cuenta el efecto que tiene el cambio climático en las zonas de alta montaña. La temperatura de la tierra ha aumentado en los últimos años debido a los gases de efecto invernadero emitidos a la atmósfera (desde 1945 se ha observado un aumento de 1,3°C en los Pirineos), siendo las zonas de alta montaña especialmente sensibles a estos cambios. Ello produce una disminución de las precipitaciones en forma de nieve y el aumento de los riesgos naturales, como los deslizamientos (Pons, 2014).



### 3.4. Vegetación

En cuanto a la vegetación, según las Series de Vegetación de Rivas-Martínez, 1987), el valle de Canal Roya se corresponde con los pisos altimontano, subalpino y alpino, los cuales abarcan desde los 1.300 m hasta los 2.400 m de altitud (Figura 9):

- Serie 3c o altimontana pirenaica central calcícola: se ubica en la entrada del valle, hasta una altitud aproximada de 1.600 m y la vegetación se compone de pino albar (*Pinus sylvestris*), enebro (*Juniperus hemisphaerica*), gayuba (*Arctostaphilos uva-ursi*), boj (*Buxus sempervirens*), erizón (*Echinospartum horridum*) o cardo blanco (*Eryngium bourgatii*), entre otros.
- Serie 2c o subalpina pirenaica heliófila: se ubica en el resto del valle, exceptuando la zona de los ibones de Anayet y a una altitud de 1.600 m - 2.200 m. La vegetación se compone de pino negro (*Pinus uncinata*), gayuba (*Arctostaphilos uva-ursi*), enebro común (*Juniperus communis*), arándano (*Vaccinium myrtillus*) o sabina rastrea (*Juniperus sabina*), entre otros.
- Serie 1d o alpina pirenaica oriental basófila: se ubica en la zona de los ibones de Anayet, a una altitud aproximada de 2.200 m - 2.400 m y la vegetación (pastos alpinos) se compone de especies herbáceas como *Antennaria carpatica*, *Carex capillaris*, *Oxytropido halleri* o *Elyna myosuroides*.

Además, (según el visor 2D del Gobierno de Aragón (<http://idearagon.aragon.es>), el valle se encuentra dentro de “Hábitats de Interés Comunitario Prados pirenaicos silíceos de *Festuca eskia*” (especie endémica de los Pirineos).

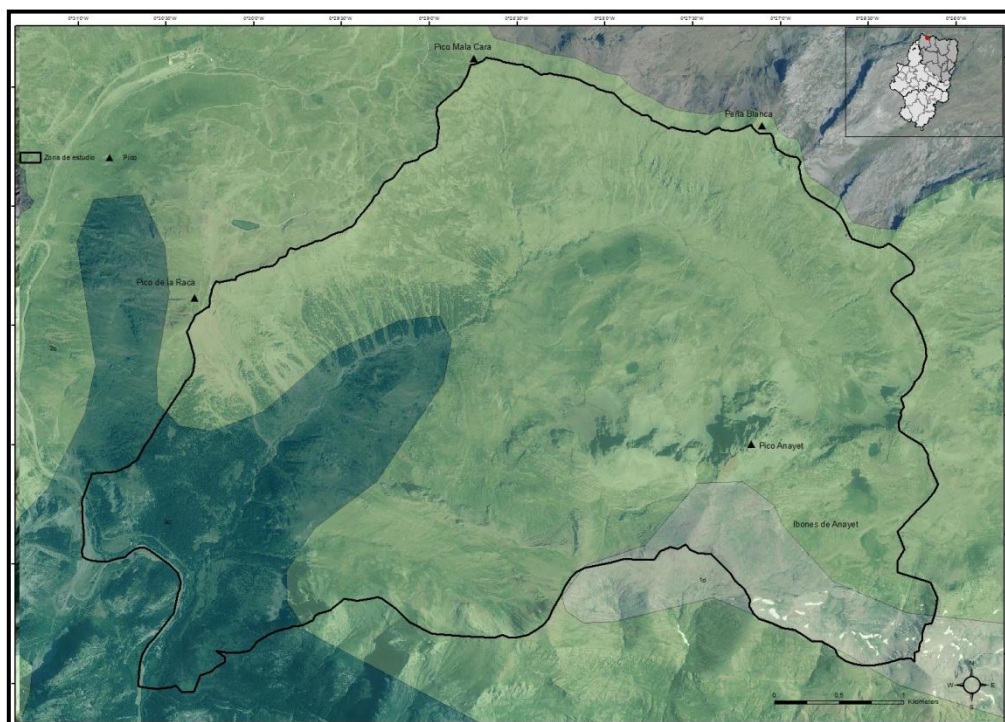


Figura 9. Mapa de la vegetación de Canal Roya. Verde oscuro: serie 3c, verde claro: serie 2c, blanco: serie 1d

Elaboración propia a partir de las Series de Vegetación (Rivas-Martínez, 1987). Mapa de series de vegetación de España 1: 400.000. Disponible en [http://www.magrama.gob.es/es/biodiversidad/servicios/banco-datos-naturaleza/informacion-disponible/memoria\\_mapa\\_series\\_veg.aspx](http://www.magrama.gob.es/es/biodiversidad/servicios/banco-datos-naturaleza/informacion-disponible/memoria_mapa_series_veg.aspx)

### 3.5. Contexto geológico

Tal y como se ve en la Figura 10, Canal Roya está compuesto por litologías que se corresponden con tres periodos de tiempo diferenciados: Devónico, Pérmico y Carbonífero. Además de ellos, se mencionan en el mapa las andesitas correspondientes al pico de Anayet, y se hace una distinción en el Carbonífero, ya que en los materiales de la parte Sur del valle predominan las calizas, mientras que en los de la parte norte predominan las pizarras.

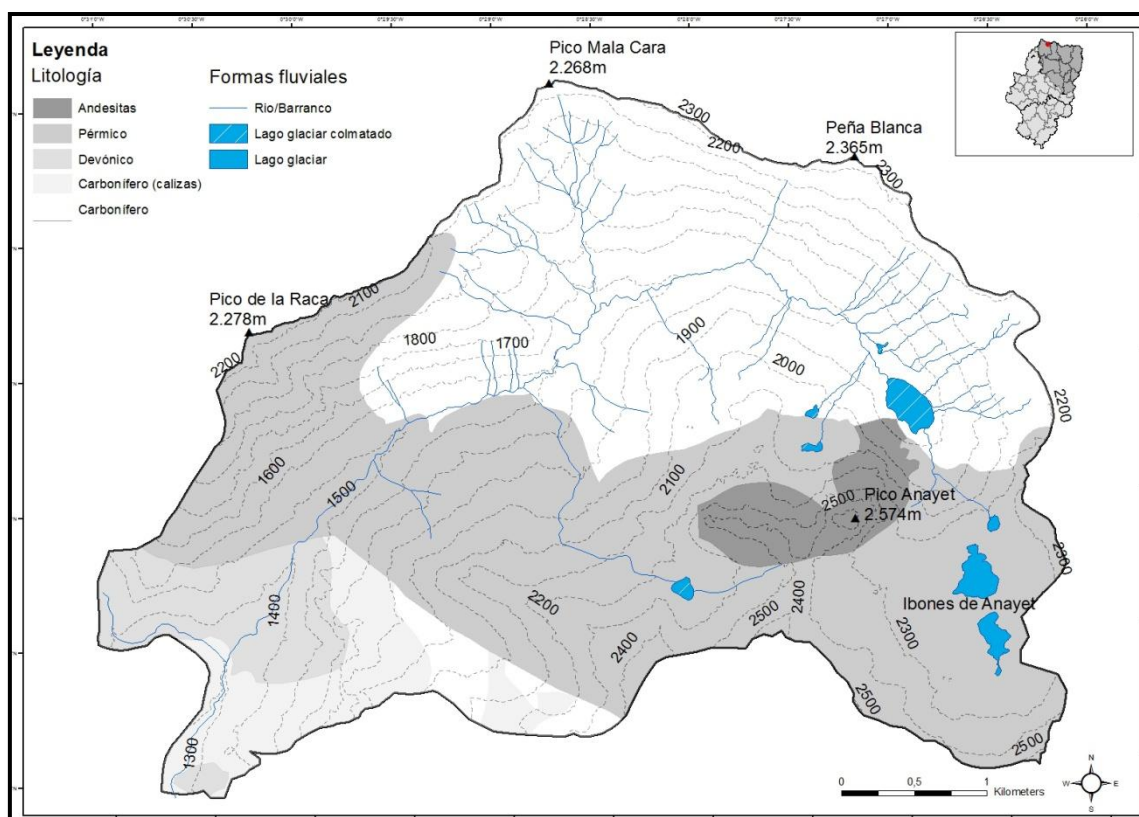


Figura 10. Mapa de la litología de Canal Roya

Elaboración propia a partir de la información del mapa geológico (Ríos, Galera, Baretino, & Lanaja, 1987) (Ríos et. al, 1987). Hoja 145 (Sallent) del Mapa Geológico de España escala 1: 50.000 y Memoria geológica. IGME.

A continuación se explican las diferentes litologías de la zona (Ríos et al., 1987):

- Devónico: se compone de una alternancia de pizarras y pizarras con pasaditas arenosas que pueden llegar a tener 250 m de espesor.
- Carbonífero: Consta de una serie potente de hasta 900 m de espesor formada de base a techo por 160 m de calizas grises y negras que afloran en la zona

sur del valle, 50 m de calizas arcillosas y pizarras y finalmente una secuencia de cientos de metros de espesor de pizarras y grauwacas.

- Pérmico: está formado por areniscas rojas, calizas, lutitas y conglomerados que pueden alcanzar espesores de hasta 1250 m, con las lutitas como la litología predominante y los conglomerados con una distribución espacial discontinua pero con espesores de hasta 200 m allí donde aparecen. Dentro de este periodo destaca la existencia de un magmatismo alcalino que se manifiesta en la presencia de andesitas y tobas andesíticas de tonalidades grises y rojizas en el volcán extinto del pico Anayet y su entorno más cercano (Mata & Sanz, 2013).

### **3.6. Contexto geomorfológico**

El modelado de los Pirineos tal y como hoy lo conocemos se ha formado gracias a tres etapas principales: la primera (o período preglaciar) supuso la erosión y alteración del substrato rocoso del Terciario, la segunda (período glacial), en la que se produjo el desarrollo de los glaciares cuaternarios, y la última (período postglaciar), en la que los hielos se retiraron y aparecieron los procesos de ladera, fluviales y periglaciares (aludes, gelifracción, movimientos de masa, etc.) (Bordenau, 2005). A continuación se va a realizar una revisión de las diferentes formas del relieve que se encuentran en la zona de estudio y que pueden ser interesantes a la hora de la posterior descripción geomorfológica del valle de Canal Roya.

#### **A) Formas Glaciares y Periglaciares**

De éstas, la sucesión de etapas glaciares durante el Cuaternario ha sido el agente erosivo y modelador más importante, dejando una impronta marcada en el relieve. En la última glaciación, las partes altas de los valles acumulaban espesores importantes de hielo de más de 400 m que se acumulaban en los circos glaciares. Estos alimentaban extensas lenguas glaciares de hasta 60 km a lo largo de los valles principales (Figura 11). Aunque el número y la edad de las etapas glaciares en los Pirineos está siendo todavía muy discutida entre varios autores (Peña, Sancho, Rhodes, Lewis, & McDonald, 2003), se estima que estos han experimentado tres grandes periodos glaciares entre los 90-80 Ka, 75-52 Ka y 39-32 Ka en los últimos 100.000 años gracias a las dataciones de depósitos morrénicos en los valles de Tena y Cinca (Lewis, McDonald, Sancho, Peña, & Rhodes, 2009).

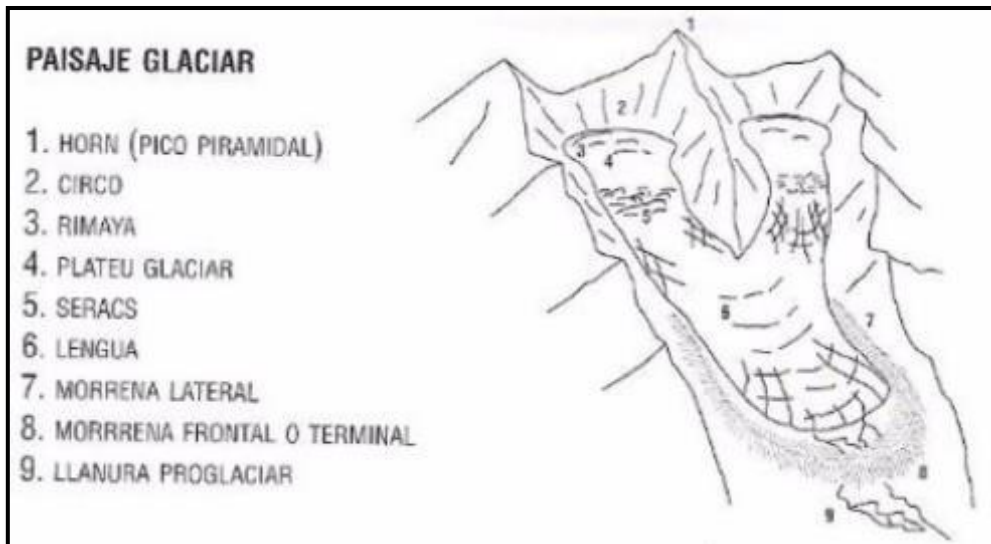


Figura 11. Modelado del paisaje en la época glaciar.

Fuente: Martín, A. & Repesa, A. Glaciarismo y periglacialismo en los Pirineos. UGM, Geografía física de áreas de montaña. Disponible en <http://www.ucm.es/gfam/trabajos-de-la-asignatura-geografia-fisica-de-alta-montana>

Después del momento culminante del período glaciar se produjo la deglaciación, donde los glaciares fueron retrocediendo hasta su desaparición, dejando a su paso diferentes formas glaciares y periglaciares (Figura 12). Según Palacios, de Andrés, López-Moreno, & García-Ruiz, (2015), la masas de hielo en el Pirineo Central retrocedieron constantemente salvo tímidos avances hace 20 Ka en el denominado *Last Glacial Maximum* (LGM) y 14-18 Ka coincidiendo con el *Oldest Dryas* (Palacios et al., 2015).



Figura 12. Modelado del paisaje en la época de la deglaciación.

Fuente: Martín, A. & Repesa, A. Glaciarismo y periglacialismo en los Pirineos. UGM, Geografía física de áreas de montaña. Disponible en <http://www.ucm.es/gfam/trabajos-de-la-asignatura-geografia-fisica-de-alta-montana>

El valle de Canal Roya es un valle glaciar afluente del valle del Aragón (García-Ruiz, 1989). En el valle del Aragón los estudios de glaciario son escasos. En un principio varios autores defendían que el valle del Aragón había sufrido dos etapas de glaciario, debido a los análisis realizados en las morrenas y arcos glaciares encontrados en la parte baja del valle. Sin embargo, otros autores opinaban lo contrario, que solo existía una etapa glaciar (Barrère, 1963). Un estudio reciente de Vidal & Sánchez (1990) reconoce dos depósitos morrénicos ubicados en la parte baja del valle del Aragón, a diferentes alturas que no pertenecen a la misma etapa y que confirman un mínimo de dos etapas glaciares bien diferenciadas frente a las tres que exponen (Lewis et al., 2009) para todo el Pirineo. En lo referente a nuestra zona de estudio, desafortunadamente no existen estudios de glaciario en el valle de Canal Roya, a pesar de presentar una clara geometría glaciar como evidencian sus fuertes desniveles, altas pendientes, fondo plano y geometría en U (Figura 13) (Cáncer, 1991). Actualmente carece de glaciares y únicamente perduran pequeños neveros en la cara norte de los circos más altos excavados en las Andesitas del pico Anayet. No obstante, la retirada del hielo ha expuesto un conjunto de formas erosivas y acumulativas glaciares tales como ibones y depósitos morrénicos (Cruz, Goy, & Zazo, 2009) que, junto con las morfologías periglaciares como laderas de detritos, glaciares rocosos y morrenas de nevero, destacan en el paisaje alpino actual y permiten reconstruir su historia geomorfológica.



Figura 13. Vista del valle glaciar de Canal Roya. En frente, detrás de la montaña se encuentra la estación de esquí de Formigal. Fotografía de octubre de 2016.

Las morrenas glaciares son las morfologías sedimentarias más frecuentes y se definen como depósitos de acumulación de materiales que fueron erosionados y transportados por los glaciares (Gutierrez, 2008). Su depósito se caracteriza por contener materiales grandes (bloques o gravas) dentro de una matriz de materiales finos (arenas o arcillas). En función de su posición en el valle se distingue entre morrenas frontales, laterales y de fondo. Las morrenas frontales son las que se sitúan al frente del glaciar y permiten determinar la máxima extensión de este (Figura 14). Las morrenas laterales se sitúan en los márgenes del glaciar y permiten determinar el espesor del hielo de la lengua glaciar (Bordenau, 2005). Por el contrario, las de fondo ocupan la base del valle y son debidas al arrastre del hielo contra el sustrato rocoso aflorante en el lecho del valle. Los lagos glaciares o ibones se forman durante la deglaciación y se corresponden con las morfologías erosivas predominantes. La masa de hielo presiona el sustrato rocoso, formando una cubeta de sobreexcavación glaciar

que queda cubierta de agua cuando el hielo se funde (Figura 15) (Arruebo, Santolaria, & Pardo, 2013).

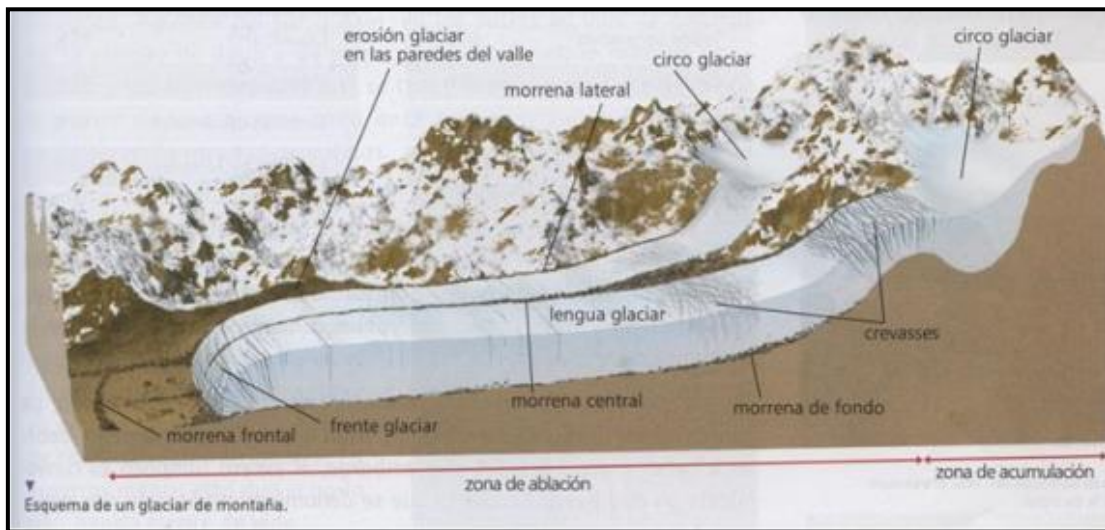


Figura 14. Tipos de morrena de un paisaje glaciar.

Fuente: <http://paisajeandopanoramas.blogspot.com.es/2013/05/erosion-glaciar.html>

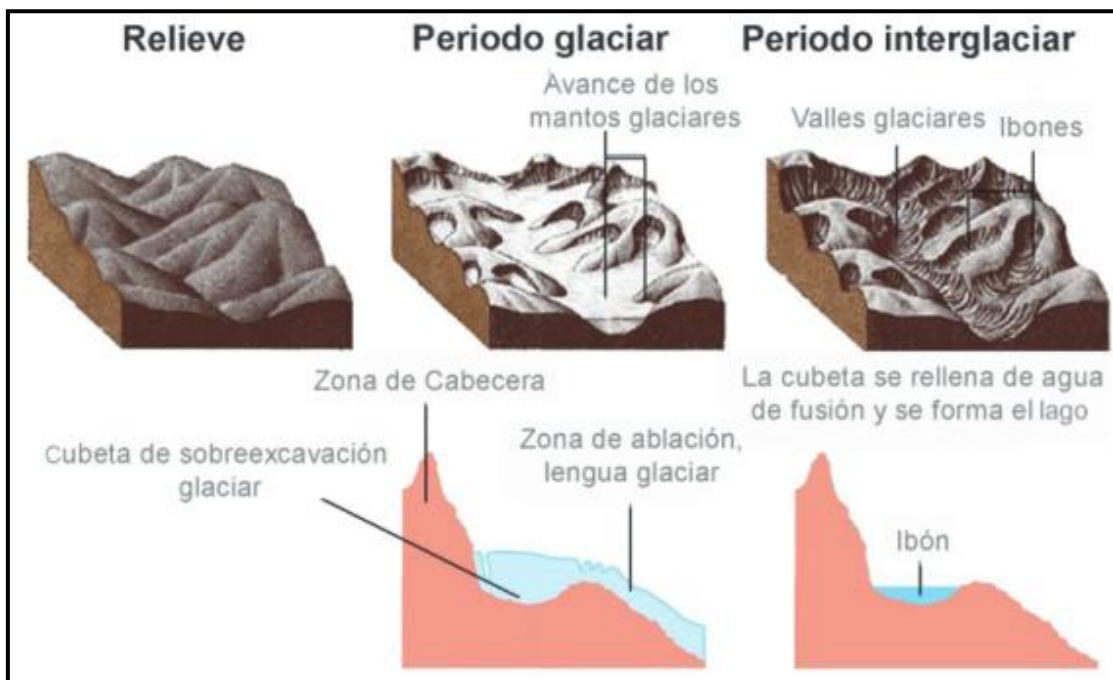


Figura 15. Proceso de formación de los ibones

Fuente: Arruebo, T., Santolaria, Z., & Pardo, A. (2013). Los ibones: las islas acuáticas del Pirineo. *Revista Odón*, 4, 9–17.

Dentro de las formas periglaciares destacan los glaciares rocosos, morrenas de nevero y laderas de detritos. Los glaciares rocosos se asocian con las paredes rocosas orientadas al norte de los circos glaciares (Figura 16) (Gutierrez, 2008). Estos

se forman por la caída de rocas desde las paredes sobre un glaciar en retroceso que termina por quedar cubierto de clastos. El avance del hielo reordena los bloques acumulados en una serie de lóbulos (Bordenau, 2005). Las morrenas de nevero son acumulaciones de derrubios formando un arco que bordea un nevero. Estas morfologías periglaciares tienen su origen en la caída de clastos y desprendimientos que deslizan o ruedan sobre la superficie del nevero acumulándose en su parte terminal (González & Serrano, 2010).



Figura 16. Glaciar rocoso en uno de los circos glaciares de Canal Roya. A la derecha se puede ver un canchal, y al otro lado de la pared de en frente se encuentran los ibones de Anayet. Fotografía de octubre de 2016

Las laderas de detritos o canchales son acumulaciones de derrubios que cubren las partes medias/bajas de las laderas y cuyo origen principal es la gelifración (congelación de los poros o grietas de una roca y posterior expansión del hielo, causando su fragmentación) (Figura 16) (Tejada, 1994).

#### B) Formas de ladera.

“Los movimientos de ladera son partes de las laderas que se desplazan vertiente abajo por el efecto de la gravedad” (Copons & Tallada, 2009). Esas partes de las laderas pueden ser de roca o suelo, dependiendo del tipo de movimiento que se produzca. Según la clasificación de Varnes (1978) (Figuras 17 y 18) se pueden clasificar en caídas (*falls*), donde la unidad se desprende de una pendiente por caída libre, salto o balanceo, vuelcos (*topples*) en los que la unidad se inclina hacia delante

desde un punto de pivote, deslizamientos (*slides*) (de tipo rotacional o traslacional) en los que la unidad sufre una deformación por cizallamiento y un desplazamiento a lo largo de una o varias superficies, expansiones laterales (*lateral spreads*), flujos (*flows*) en los que el material no está consolidado y se desplaza en forma de lengua, y por último movimientos complejos, en los que se suceden varios de los tipos de movimientos mencionados.

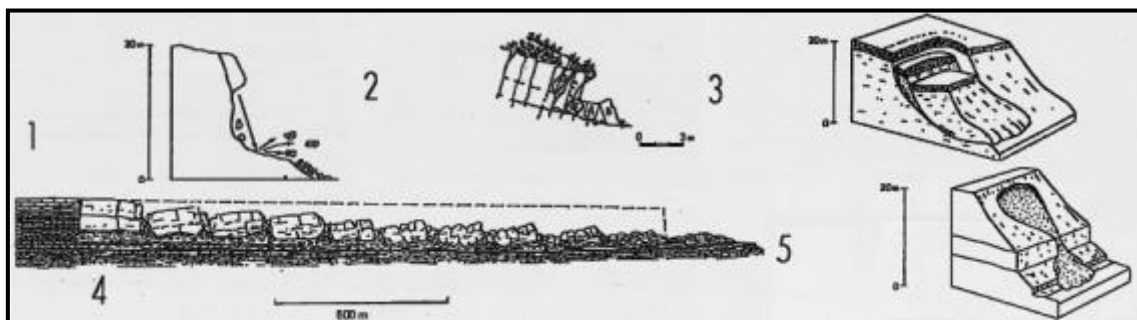


Figura 17. Tipos de movimientos de ladera: *falls* (1), *topples* (2), *slide* (3), *spread* (4), *flow* (5)

Fuente: Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Special Report*, 176, 11–33.

TYPE OF MOVEMENT			TYPE OF MATERIAL		
			BEDROCK	ENGINEERING SOILS	
				Predominantly coarse	Predominantly fine
FALLS			Rock fall	Debris fall	Earth fall
TOPPLES			Rock topple	Debris topple	Earth topple
SLIDES	ROTATIONAL	FEW UNITS	Rock slump	Debris slump	Earth slump
		MANY UNITS	Rock block slide	Debris block slide	Earth block slide
	TRANSLATIONAL	MANY UNITS	Rock slide	Debris slide	Earth slide
LATERAL SPREADS			Rock spread	Debris spread	Earth spread
FLOWS			Rock flow (deep creep)	Debris flow *	Earth flow (soil creep)
COMPLEX			Combination of two or more principal types of movement		

Figura 18. Clasificación abreviada de los movimientos de ladera atendiendo al tipo de movimiento y el material implicado.

Fuente: Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Special Report*, 176, 11–33.

Estos movimientos de ladera pueden producirse por varias causas, como son las del propio suelo (debido a discontinuidades o al estado de los materiales: erosión, humedad o fracturas), causas morfológicas (erosión glaciaria o vulcanismo), causas físicas (intensas precipitaciones, rápido derretimiento de la nieve o deshielo,) o causas antrópicas (excavaciones o deforestación) (Cruden & Varnes, 1996). Estas causas se denominan factores desencadenantes (Chacón, 2003) pero también hay factores condicionantes, como son la pendiente, orientación, elevación, forma o litología de las laderas (Montero, 2011); (Irigaray & Chacón, 1991); (Alcántara, 2000).

Un estudio de Corominas (2006) demuestra que los periodos de mayor actividad de los deslizamientos se corresponden con el inicio del deshielo glaciario, hecho que se corrobora en varios estudios más (Gutiérrez-Santolalla, Acosta, Ríos, Guerrero, & Lucha, 2005); (Kinakin & Stead, 2005); (Gutiérrez et al., 2008). Las



laderas sufren una relajación estructural provocada por la desaparición de los hielos, originando así los movimientos de ladera (García-Ruiz et al., 2004); (Ortuño, 2008); (Varnes, 1978). Además hay una fuerte relación entre el incremento de los movimientos de ladera y el cambio climático, debido al aumento de las temperaturas y al aumento de las precipitaciones en las cotas más elevadas que están cubiertas por un manto nival de diciembre a mayo (Corominas, 2006). Al aumentar la temperatura, la superficie cubierta por nieve es menor y su derretimiento es más temprano, por lo que disminuye la protección de las laderas y ello sumado a las precipitaciones hace aumentar su inestabilidad (Gómez et al., 2002).

Los daños que pueden producir dependen de la fase en la que se encuentre el movimiento, desde la fase inicial o incipiente con la aparición de grietas hasta la final o de agotamiento con la masa desplazada en reposo, tal y como señala Chacón (2003). Es importante señalar que incluso un movimiento de tierras en su etapa final de reposo puede reactivarse debido a obras civiles, erosión, excavación de ríos o terremotos (Herrera et al., 2013) y en consecuencia, la elaboración de inventarios detallados de su distribución espacial es fundamental en la planificación territorial y la implantación de infraestructuras (Copons & Tallada, 2009).

Las formas que se van a tener en cuenta en este estudio son los deslizamientos (*slides*), los *debris flows* (o flujos de detritos), las caídas de rocas (*rockfalls*) y los *sackung*.

Los deslizamientos son movimientos ladera abajo de una masa de suelo, detritos o roca desplazándose como un bloque único desde una superficie de rotura. Pueden ser rotacionales (la superficie de ruptura tiene forma cóncava, curva o de cuchara) o traslacionales (la superficie de ruptura es semiplana u ondulada) (Figura 19) (Alcántara, 2000) (Gutierrez, 2008).

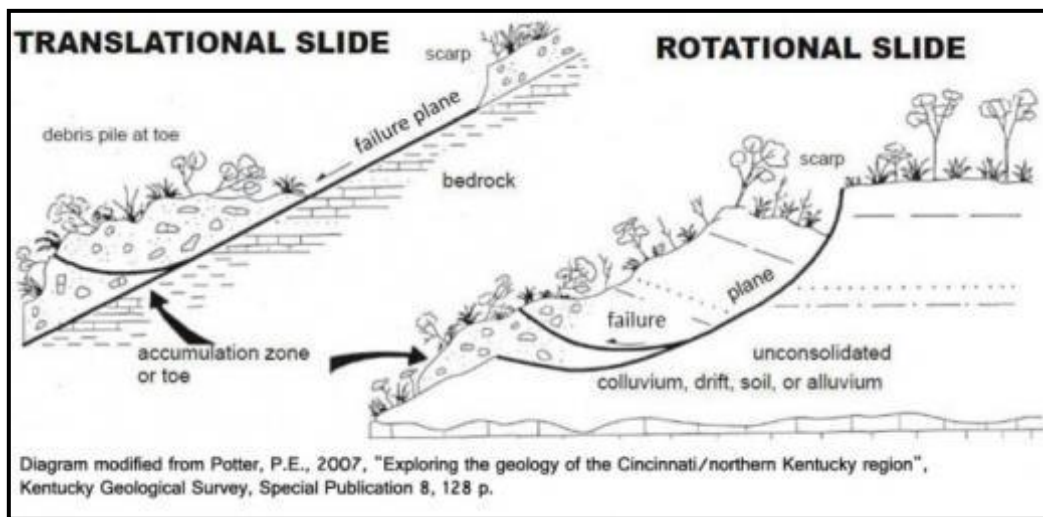


Figura 19. Deslizamiento traslacional y rotacional.

Fuente: Edwin, P. (2007). *Exploring the geology of the Cincinnati/Northern Kentucky region*. Kentucky Geological Survey, Special Publication, (8), p. 128

Si la masa del deslizamiento se desplaza muy lejos de la cicatriz de ruptura, el empinado escarpe se queda sin apoyo y se puede producir el mismo escenario con el desencadenamiento de una nueva rotura (similar al desplome inicial) en la parte superior del deslizamiento (Varnes, 1978). Además, el agua que alcanza la parte de la cabecera del deslizamiento puede estancarse, manteniéndolo húmedo constantemente y aumentando a su vez la inestabilidad de la masa si la pendiente tiene un gradiente alto. Los deslizamientos rotacionales pueden ser en ocasiones más estables que los traslacionales, ya que en el movimiento de rotación la superficie de rotura al pie del deslizamiento se sitúa por debajo de la superficie topográfica, aumentando la fricción y disminuyendo el movimiento de la masa. Por el contrario, los deslizamientos traslacionales tienden a progresar a mayor velocidad si la superficie está lo suficientemente inclinada. El movimiento puede ser progresivo, lo que quiere decir que la rotura en la ladera no tiene por qué ocurrir a la vez que el desplazamiento de la masa (Varnes, 1978). De hecho, previamente a la formación del deslizamiento aparecen una serie de grietas y roturas en cabecera que predicen el movimiento.

Los *sackungs* se definen como una deformación lenta de la ladera caracterizada por el abombamiento de la ladera y la aparición de escarpes laterales paralelos a las curvas de nivel (Ortuño, 2008). Habitualmente su formación suele preceder a la generación de grandes deslizamientos (Chigira, Hariyama, & Yamasaki, 2013).

El término *sackung* (procedente del alemán) fue introducido por Zischinsky (1966), aunque también se emplean otros términos igualmente válidos: relajamiento gravitacional (*gravitational spreading*) o deformaciones gravitatorias profundas en laderas (*deep-seated gravitational slope deformation, DSGSD*) (Audemard, Beck, & Carrillo, 2011).

La forma más característica de los *sackung* son una sucesión de escarpes orientados ladera arriba, tal y como se puede ver en la Figura 20. El movimiento de los *sackung* es lento pero continuo sobre largos periodos de tiempo, además de formarse en laderas con una alta pendiente (como mínimo 500 m de desnivel) y tener una alta probabilidad de reactivación debido a factores naturales o antrópicos, causando graves daños (Audemard et al., 2011); (Ambrosi & Battista, 2006).

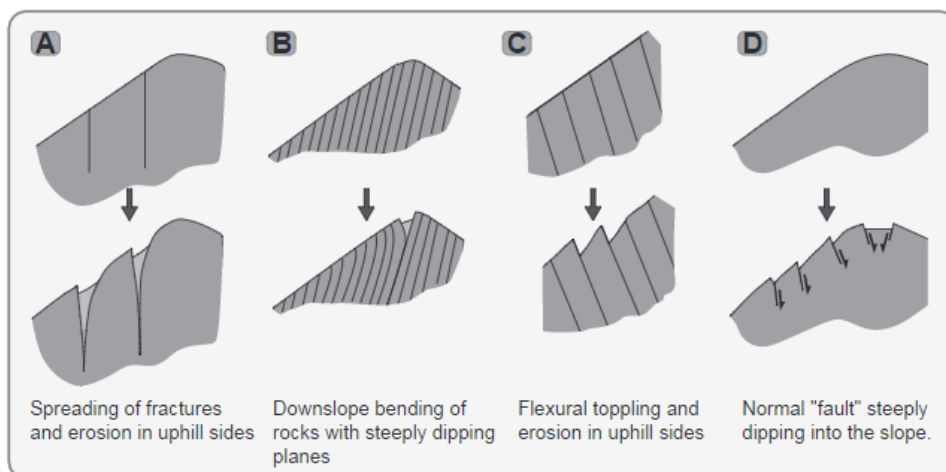


Figura 20. Diagramas de diferentes tipos de fracturas laterales.

Fuente: Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Ríos, S., Guerrero, J., & Lucha, P. (2005). Geomorphology and geochronology of *sackung* features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 69(1), 298–314.

Los flujos de derrubios o *debris flows* son formas semicónicas formadas por la acumulación de sedimentos que bajan por un barranco (siguiendo drenajes preexistentes) hasta el pie de la montaña (Figura 21) (Ibañez, Gisbert, & Moreno, 2011), donde pierden su fuerza debido a la disminución de la pendiente o a la pérdida del agua contenida en la masa (Copons & Tallada, 2009).



Figura 21. Esquema de un proceso de *debris flow*.

Fuente: Copons, R., & Tallada, A. (2009). Movimientos de ladera. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 17(3), 284–294.

Tal y como expone Varnes (1978), el término *debris* hace referencia al alto contenido en materiales de tamaño de partícula arena, limo y arcilla. Sin embargo, una vez en movimiento se pueden ir añadiendo al flujo materiales de mayor tamaño, aumentando con ello su peligrosidad.

Entre los muchos factores que pueden desencadenar los *debris flow*, las precipitaciones intensas o el suelo cubierto de nieve/hielo son los más importantes. Este tipo de proceso geomorfológico es de los más peligrosos que hay en las zonas montañosas ya que son movimientos muy rápidos (Lorente, Beguería, Bathurst, & García-Ruiz, 2003).

Las caídas de rocas (*rockfall*) y vuelcos (*topples*), también llamados desplomes o desprendimientos, consisten en la caída y/o rotación hacia delante de rocas, sedimentos o suelo en taludes verticales y subverticales (Figura 22) (Alcántara, 2000).

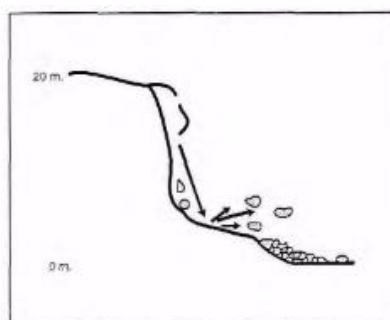


Figura 22. Esquema de una caída de rocas o *rockfall*

Fuente: Alcántara, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. Investigaciones geográficas, (41), p. 7-25.

Las rocas impactan en el terreno y se fragmentan en unidades más pequeñas, que pueden permanecer estables o seguir una trayectoria pendiente abajo (Copons & Tallada, 2009). Es un movimiento muy rápido, lo que le confiere una elevada peligrosidad.

Aunque las causas que pueden desencadenar este tipo de movimiento son muy variadas, en este contexto alpino es especialmente importante la gelifracción, en la que el agua contenida en los poros de la roca se congela, expandiéndola y provocando su fractura (Irigaray & Chacón, 1991); (Corominas, 2006).

## 4. Mapa geomorfológico del valle de canal roya

### 4.1. Antecedentes

La geomorfología del valle de Canal Roya ha sido previamente descrita por García-Ruiz (1989) (Figura 23). No obstante, este mapa a escala 1: 50.000 muestra numerosas carencias y es necesaria la elaboración de una cartografía de detalle que muestre con precisión la situación de los movimientos de ladera principales. Así, solo se cartografían únicamente 7 deslizamientos, 3 en la margen este del valle, dos en su zona central y uno al Norte de los Ibones de Anayet. Así mismo, no aparecen reflejados ni los *sackung* ni los desprendimientos, centrándose más en morfologías de solifluxión tales como terracillas, lenguas de despegue y lóbulos.

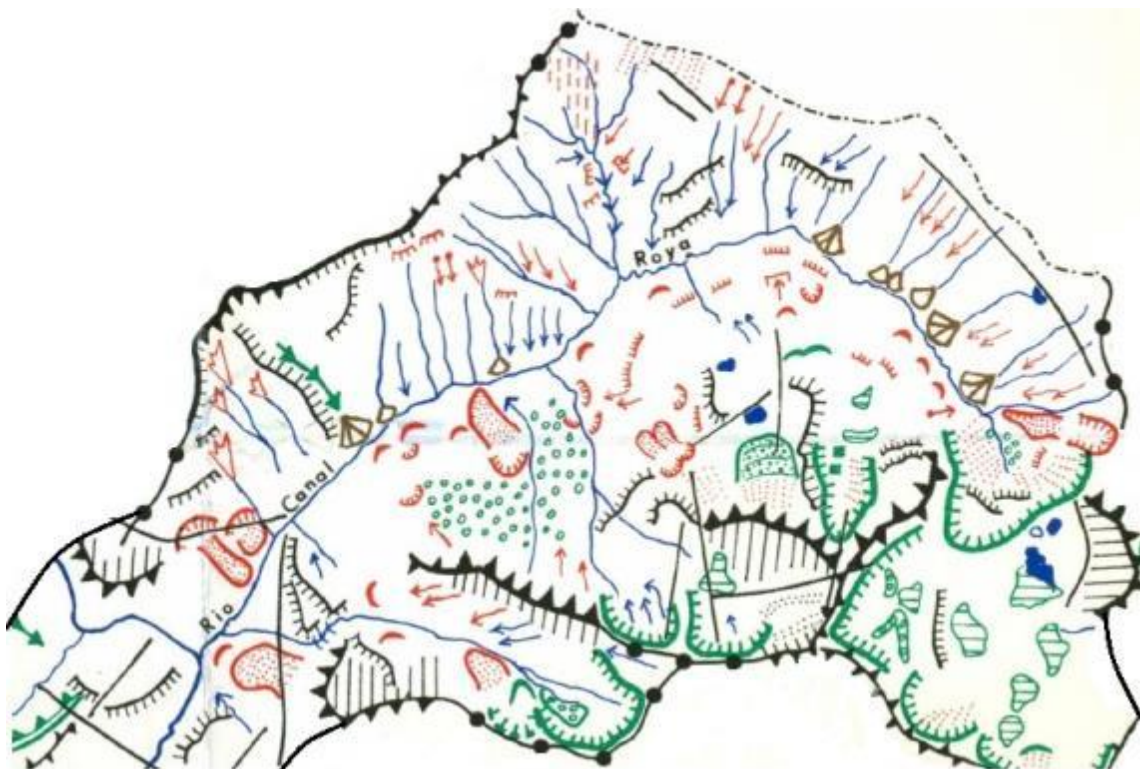




Figura 23. Mapa geomorfológico de Canal Roya y leyenda.

Fuente: García-Ruiz, J. M. (1989). Mapa geomorfológico. Sallent. *Geoforma Ediciones: Logroño*.

Por el contrario, las formas estructurales y las glaciares se encuentran mejor representadas. El autor identifica adecuadamente frentes y reversos de cuesta en las divisorias que separan los pequeños valles dentro del valle principal, escarpes de falla y lineaciones estructurales con dirección Oeste-Este y Norte-Sur, circos glaciares, incluyendo el principal del Anayet como otros secundarios, morrenas y lagos glaciares, tanto con lámina de agua como colmatados.

## 4.2. Descripción geomorfológica de detalle

En este apartado se va a proceder a realizar una descripción del modelado del Valle de Canal Roya siguiendo el orden de morfologías expuestas en el apartado del Contexto Geomorfológico, empezando por las formas glaciares y periglaciares y terminando con los procesos de ladera. El mapa geomorfológico se encuentra adjunto en el Anexo de este trabajo en tamaño DIN A-4 para su mejor visualización.

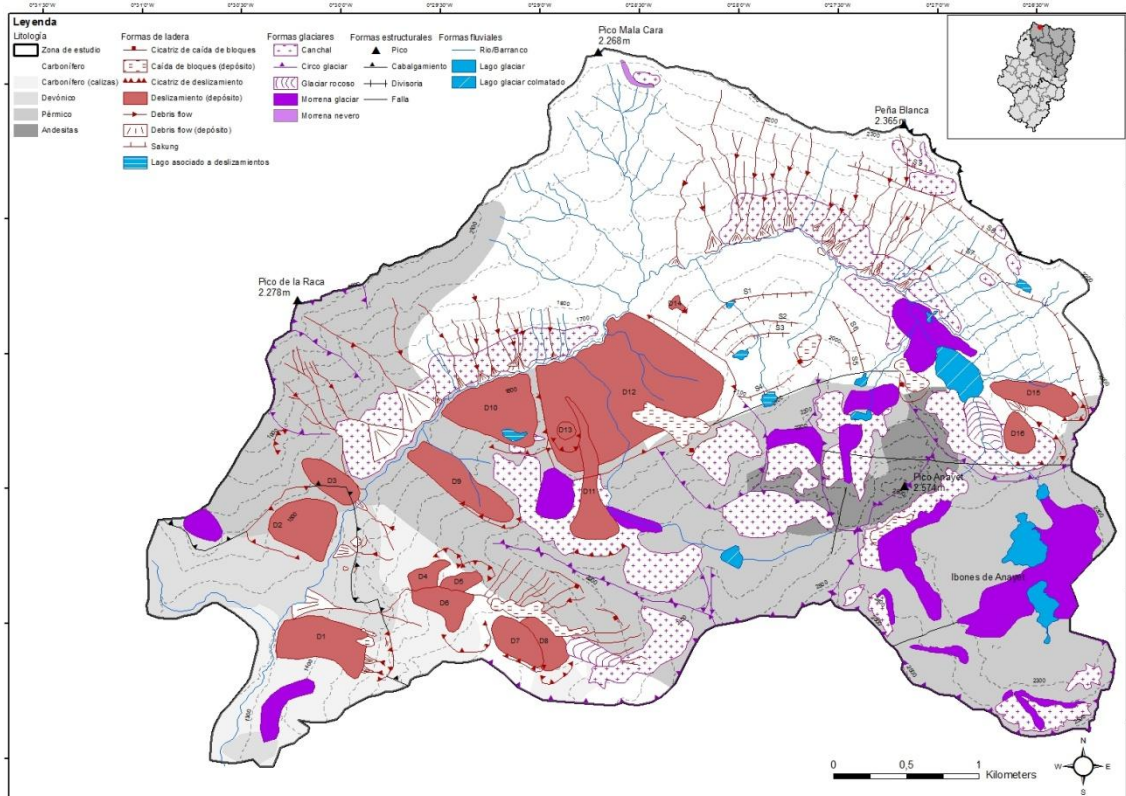


Figura 24. Mapa geomorfológico de Canal Roya.

El valle de Canal Roya conserva una geometría marcada en U con laderas abruptas y pendientes superiores a  $40^{\circ}$  que dan paso a un fondo de valle plano. Éste está cubierto por un manto de depósitos glaciares sobre el sustrato rocoso en su mitad más oriental mientras que la incisión del río en su mitad occidental ha dado lugar a un pequeño cañón fluvial encajado en las pizarras carboníferas y devónicas (Figura 24). El desnivel existente entre el fondo del valle y los restos de una morrena lateral a la entrada del valle en su margen Este situados a unos 1.455 m de altitud, nos informa que la masa de hielo que cubría el valle de Canal Roya presentaba un espesor de al menos 180 m. El cambio de pendiente en las laderas del valle nos sirve como marcador para fijar la altura del hielo en 1.850 m al final del valle y para determinar un espesor mínimo de hielo de 200 metros.

Esta gran lengua glaciar que fluía por el valle se alimentaba de un total de 9 circos glaciares, todos ellos desarrollados sobre materiales permotriásicos, que ocupan una superficie de  $5.620.945 \text{ m}^2$  (unas 562 ha). A excepción de dos pequeños circos excavados al sur del Pico de la Raca (2.278 m) con orientación Sur, el resto presenta una orientación Norte y Noreste.

El circo principal se encuentra en la parte más suroccidental del valle, excavado en el pitón volcánico del pico Anayet a una cota de unos 2500 m. Este gran circo glaciar, que fue cartografiado por García-Ruiz (1989) como una secuencia de tres pequeños circos, presenta una orientación Norte-Noreste y abarca el 8% de toda la zona de estudio. Las laderas del circo se encuentran cubiertas por un potente canchal que avanza hacia la base del circo (Figura 27 A). Aquí encontramos tres ibones de morfología irregular de  $40.340$ ,  $65.892$  y  $6.650 \text{ m}^2$  (Figura 25) sobre materiales

pérmicos, rodeados por depósitos morrénicos y formados por la desaparición de la lengua glaciaria en su lugar de origen. De ellos, el primero se encuentra colmatado y el último y más pequeño alimenta el río Canal Roya. Hacia el Norte, el circo se abre hacia el valle excavando una profunda artesa de paredes escarpadas y tapizadas por abundantes clastos en el contacto con las calizas carboníferas (Figura 26 A). Esta artesa engloba un arco morrénico de unos 2.000 m de longitud al norte del Pico Anayet, formado en una fase tardía de avance glaciario, posiblemente durante el LGM o Oldest Dryas hace 20 Ka y 14-18 Ka respectivamente, atendiendo a la cronología de la deglaciación expuesta por Palacios et al. (2015) para el Pirineo Central. Este arco cierra el valle obturando el drenaje y permitiendo la formación de un lago glaciario colmatado de 77.275 m<sup>2</sup> de superficie, represado por una morrena glaciaria (Figura 26 B) y sobre el que progresa un glaciar rocoso (Figuras 26 C y 27 B). Este glaciar rocoso, alimentado por los canchales próximos, presenta una superficie de 68.877 m<sup>2</sup> y representa la fase final del glaciar del Anayet cuando quedó cubierto por clastos.



Figura 25. Vista de uno de los ibones de Anayet (pico de la izquierda). Se pueden apreciar las andesitas del pico a la izquierda en tonos más grises y en la zona central de la imagen los materiales del pérmico (lutitas, areniscas rojas y conglomerados) en tonos más rojizos. Fotografía de julio de 2012.

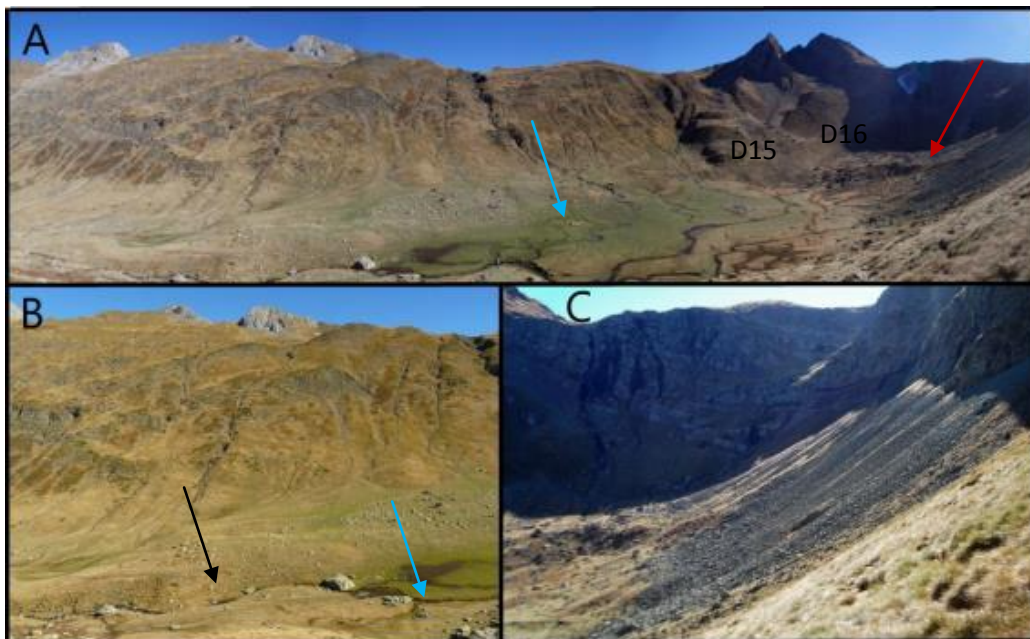


Figura 26. A) Vista de la zona Este del valle glaciario de Canal Roya, en el que se pueden apreciar una morrena glaciaria (flecha negra), un lago glaciario (flecha azul), un glaciar rocoso (flecha roja), un canchal y dos deslizamientos (D15 y D16). B) Detalle de la morrena frontal y lateral en forma de arco que represó un lago glaciario. C) Detalle del canchal que alimentó al glaciar rocoso de su izquierda. Fotografías de octubre de 2016.

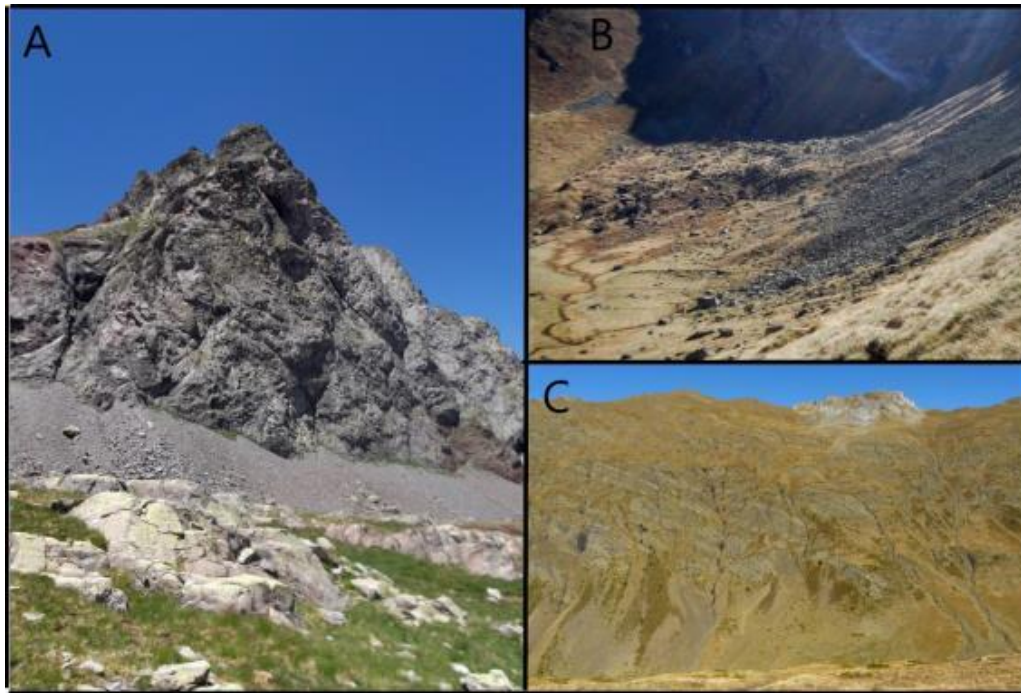


Figura 27. Vista de diferentes formas periglaciares en Canal Roya. A) Vista de un canchal a los pies del pico Anayet (3.574 m). B) Detalle del glaciar rocoso de la figura 25. C) Vista del canchal en la parte baja de una ladera con orientación Sur ubicada en la parte Norte del valle. Fotografías de julio de 2012 (A) y octubre de 2016 (B y C)

Otro de los circos glaciares más característicos del valle se encuentra en la pared Norte del pico Anayet, a unos 2.400 m de altitud y con orientación Norte. Las laderas de este circo se encuentran cubiertas por un canchal acompañado de depósitos morrénicos, los cuales han represado un lago glaciar que se encuentra colmatado en el momento actual. Al Oeste de este circo se puede observar otro circo glaciar con orientación Noroeste, ubicado a una altitud de 2.300 m y que, al igual que los anteriores, se halla cubierto por un canchal. En la parte inferior de este se observa una cicatriz de una caída de bloques que caen ladera abajo sobre un deslizamiento de grandes dimensiones (850.258 m<sup>2</sup>), originado probablemente por el deshielo glaciar, tal y como lo expone Corominas (2006). Este límite inferior del circo glaciar coincide con un plano de falla que lo atraviesa transversalmente, y tanto este circo como el anterior alimentaban la lengua glaciar principal.

En la cara Sur del valle las formas glaciares y periglaciares son escasas, destacando dos circos en la parte Suroeste, una morrena de nevero ubicada bajo el pico Mala Cara (2.268 m) y dos grandes canchales que tapizan la mayor parte de la ladera con orientación Sur. El mayor de los dos circos glaciares, que se encuentra a unos 2.400 metros de altitud, fue cartografiado por García-Ruiz (1989) como un circo glaciar con orientación Oeste. Las laderas del circo se encuentran tapizadas por un canchal de 15.000 m<sup>2</sup> de extensión, el cual alimenta un glaciar rocoso de 44.000 m<sup>2</sup> en la base del circo, que colinda con una zona de caídas de rocas procedentes de las calizas de la parte superior. Colindante a este circo glaciar hay otros dos de menor tamaño orientados al Norte y Noroeste, el primero de los cuales rodea un lago de origen glaciar de 15.000 m<sup>2</sup> que se encuentra colmatado. El segundo de estos pequeños circos se encuentra cubierto por un canchal de grandes dimensiones (44.000 m<sup>2</sup>) que a su vez engloba dos depósitos morrénicos y un deslizamiento de tipo



*Mudflow*. La morrena de nevero situada bajo el pico Mala Cara (2.268 m) y formada por la acumulación de clastos procedentes de la parte superior, tiene una superficie de 9.531 m<sup>2</sup> y se ubica en una ladera Sur tapizada por canchales de unas 43 ha en su parte inferior, colindantes al río Canal Roya (Figura 27 C).

Tras la deglaciación las laderas se relajaron al dejar de estar sometidas a la presión del hielo, y se empezaron a formar movimientos de ladera. En el valle de Canal Roya se pueden encontrar deslizamientos (rotacionales y traslacionales), caídas de bloques, *debris flows* y *sackungs*.

Las caídas de bloques predominan en la mitad Sur del valle de Canal Roya y los depósitos resultantes ocupan una superficie total de 199.539 m<sup>2</sup> (unas 20 ha), constituida por calizas y pizarras. Algunos depósitos se ubican en las zonas cercanas a los deslizamientos (D1, D8 y D12) aunque también se observan pequeños depósitos aislados en la entrada del valle o en las laderas con orientación Norte-Noreste del arco morrénico.

El área fuente de las caídas de rocas se reconoce por la presencia de una cicatriz marcada en el macizo rocoso que varía desde los tonos grisáceos cuando el proceso es antiguo y la roca ya se ha meteorizado, a tonos blancos cuando se han formado recientemente (Figura 28). El depósito está constituido en unas zonas por bloques de pequeño tamaño (centímetros de diámetro) que se acumulan a los pies de las cicatrices y en otras zonas se trata de bloques de grandes dimensiones que dejan a su paso un surco apreciable en el terreno. (Figura 29).

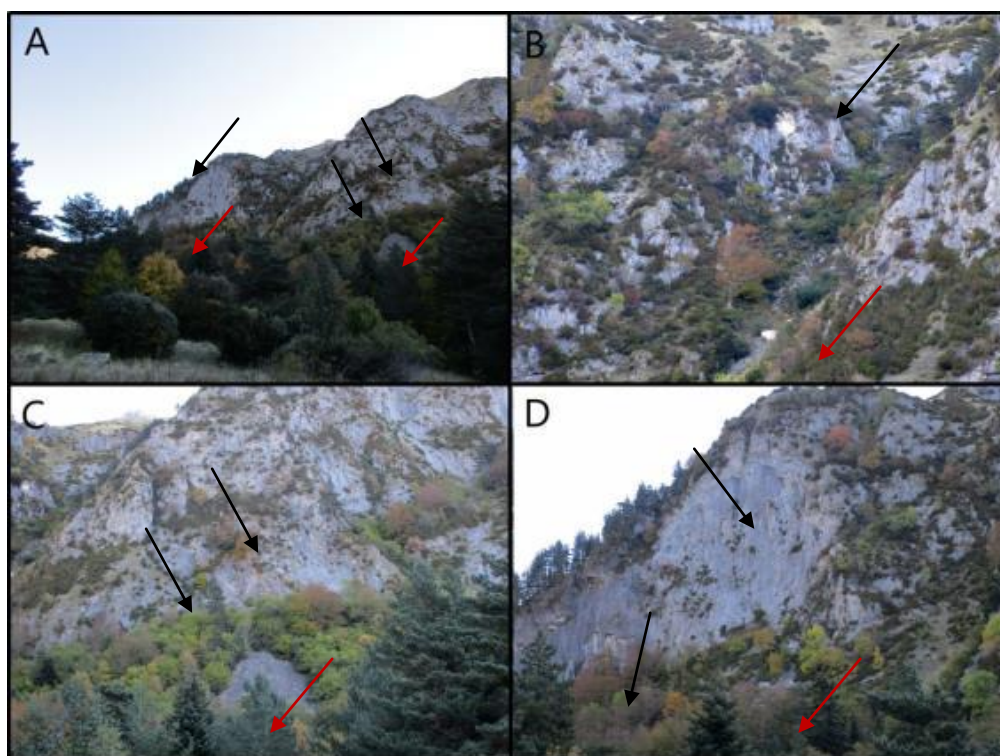


Figura 28. A) Vista de una caída de rocas situada a la entrada del valle, señalada con las flechas negras las cicatrices y con las flecha rojas los depósitos de rocas. B) Detalle de una caída reciente. C) Detalle de la caída de la derecha en la imagen A. D) Detalle de la caída de la izquierda en la imagen A. Fotografías de octubre de 2016.

Las caídas de bloques en el valle de Canal Roya representan un riesgo moderado. La senda que atraviesa el valle recorría la ladera Sureste del pico de la Raca, pero este sendero se trasladó a la ladera opuesta debido al riesgo que sufrían los excursionistas (Figura 29).



Figura 29. Vista de caídas de bloques grandes en la parte Oeste y Este del valle. A) Caída de un bloque de grandes dimensiones que dejó un surco en el terreno y atravesó la parte antigua del sendero. La flecha negra señala el canal y la flecha roja el bloque desplazado B) Gran bloque situado en la parte Este del valle. C) Señales que indican la nueva ubicación del sendero debido al peligro del antiguo.

Los *debris flows* son el movimiento de ladera más frecuente en Canal Roya, debido a la baja resistencia mecánica del sustrato carbonífero y pérmico y al elevado gradiente altitudinal existente entre las divisorias y el fondo del valle. En total se han cartografiado treinta y cinco canales de *debris flow*, de los cuales treinta dan lugar a un abanico en la parte baja del valle. Los 5 restantes descargan directamente en el río en el tramo encajado, sus materiales son evacuados por la red de drenaje y en consecuencia, carecen de morfologías de depósito.

En los depósitos de los *debris flow* ubicados al Oeste del valle se pueden encontrar restos de árboles rotos (Figura 30 A), lo que indica que en invierno los canales asumen la función de canales de aludes. Sin embargo otros depósitos (en las laderas de la zona Norte del valle) o canales, se hayan tapizados de vegetación, hecho que indica su inactividad (Figura 30 B y C). En prácticamente todos los *debris flow*, el 10% de la longitud total (canal y depósito) se corresponde con el depósito, por lo que se trata de morfologías donde el depósito es muy pequeño comparado con la longitud del canal. En la zona inferior de uno de los *debris flow* hay una pequeña presa

construida para desaguar las avenidas y que no obstruyan la senda que pasa a su lado (Figura 31 A y 31 B).

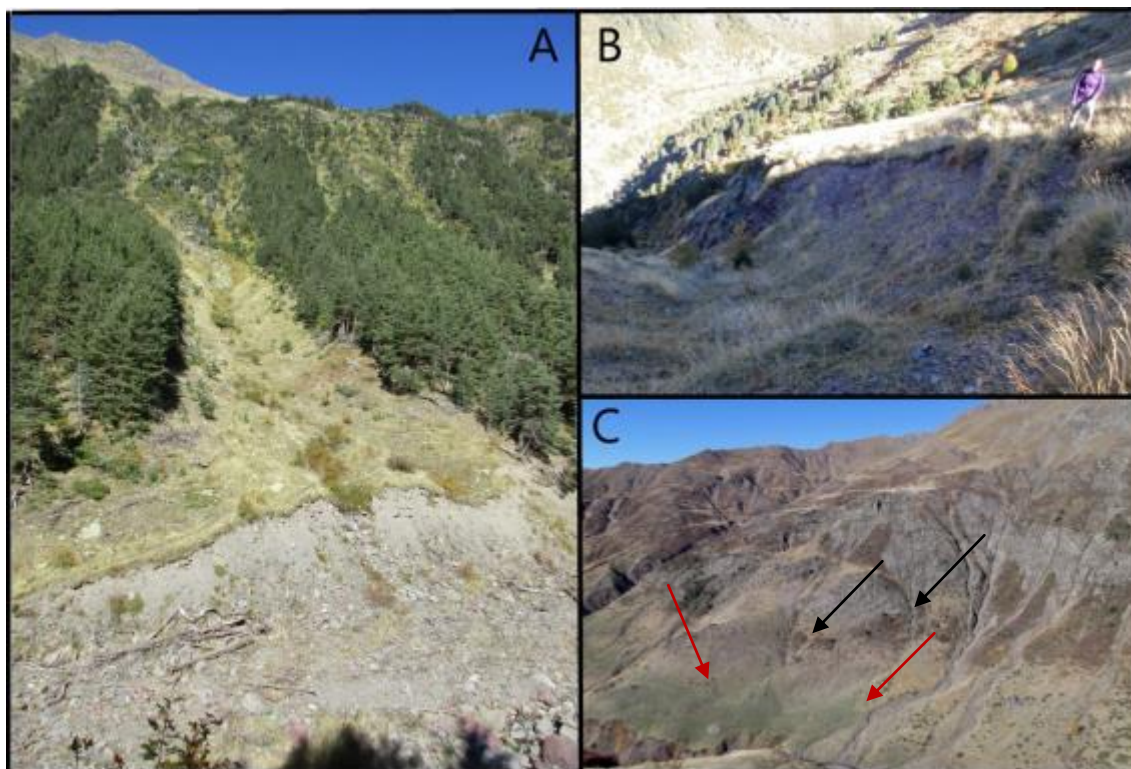


Figura 30. Vista de *debris flow* en las laderas Oeste, Este y Norte del valle. A) Detalle de un *debris flow* activo en invierno como canal de aludes (en el depósito pueden verse árboles partidos arrastrados por la nieve). B) Detalle de un *debris flow* en su parte superior o de arranque, en estado inactivo debido a la vegetación que cubre el canal. C) Vista de varios *debris flow* en la ladera del Norte con orientación Sur. Las flechas negras señalan los canales y las rojas los depósitos.

La longitud de los canales varía entre los 30 m y los 6.000 m, aunque la mayoría de los canales se encuentra entre los 500 m y 700 m de longitud, estando excavados en el sustrato. El tamaño de los bloques varía según la zona en la que se hayan desarrollado, siendo de un tamaño grande en la zona Oeste del valle (la cual se corresponde con los conglomerados y areniscas del pérmico) y de un tamaño fino en el resto del valle (las pizarras son materiales frágiles que se desintegran con el movimiento).

Aunque en algunos canales y abanicos de *debris flow* hay ausencia de vegetación (lo que puede indicar su actividad), algunos funcionan en invierno como canales de aludes (Figura 31 C), lo que impide el desarrollo de la vegetación, encontrándose inactivos en la época estival. En cualquier caso, a excepción del *debris flow* con la pequeña presa, ninguno atraviesa la senda en su nueva ubicación, por lo que el riesgo es bajo para los excursionistas.

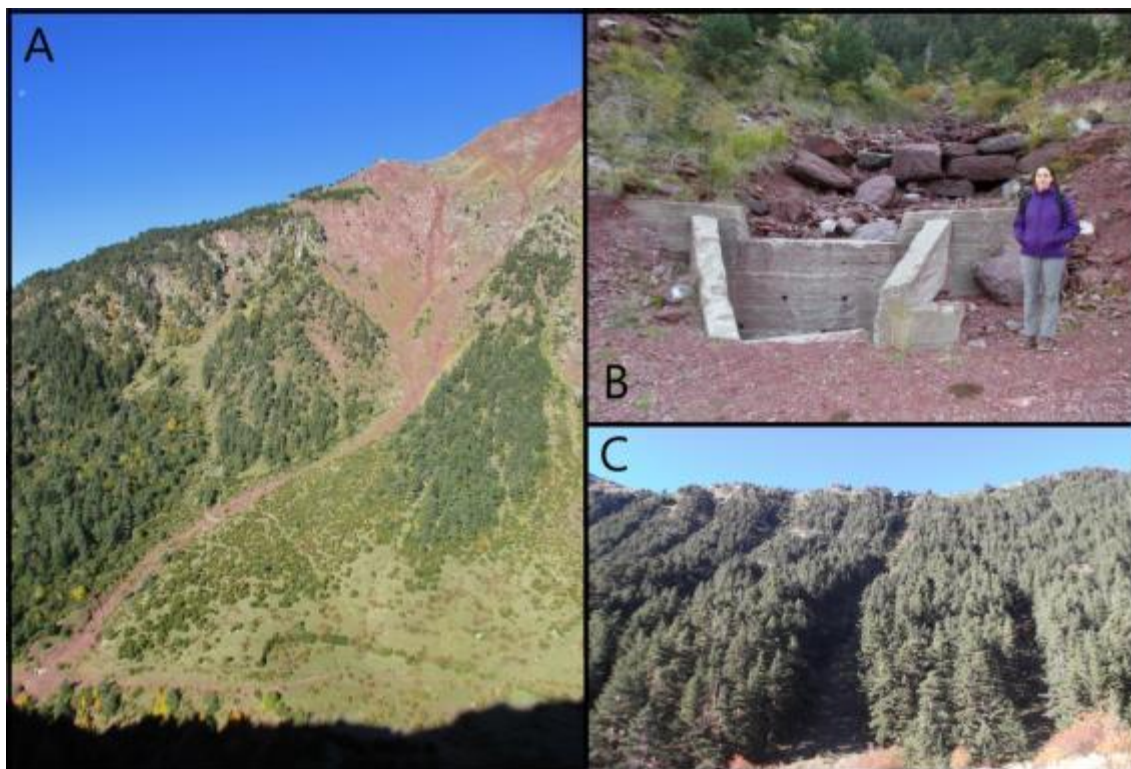


Figura 31. Vista de dos *debris flow* ubicados en la parte Oeste del valle. A) *Debris flow* activo y sin depósito de materiales. B) Detalle de la parte baja del *debris flow* A. C) *Debris flow* o canales de aludes en invierno a lo largo de una ladera con orientación Sur.

En el valle de Canal Roya se han cartografiado un total de dieciséis deslizamientos (Figura 24 y Tabla 1), la mayoría de los cuales se ubican en la zona Oeste del valle, a excepción de dos que se encuentran en la zona Este. En total los deslizamientos ocupan una superficie de 2.161.233 m<sup>2</sup> (unas 216 ha) y casi un 11% de la superficie total del área de estudio. Su distribución espacial apunta a que su formación está íntimamente ligada a la litología del sustrato. Estos aparecen preferentemente en areniscas y lutitas permotriásicas y calizas y pizarras carboníferas y pérmicas, siendo los contactos entre estos materiales los puntos de mayor susceptibilidad a su formación. La cartografía geológica realizada demuestra que su desarrollo está claramente controlado por la estructura, como demuestra la predominancia de movimientos siguiendo la dirección de las principales de fallas normales E-O y el cabalgamiento de la margen Oeste del valle. La altitud parece ser otro de los factores condicionantes, dado que todos se sitúan a cotas inferiores a los 2000 m. Este valor de altura está próximo a la línea de máximo espesor alcanzada por los hielos y evidencia el control crítico que ejerció la descompresión del macizo rocoso tras la deglaciación en el desarrollo de movimientos de ladera en la zona de estudio.

Nombre	Superficie	Cota mínima (m)	Cota máxima (m)	Longitud (m)	Anchura (m)	Actividad
D1	172.222 m <sup>2</sup>	1314	1541	613	309	No
D2	139.960 m <sup>2</sup>	1408	1558	443	402	No
D3	70.024 m <sup>2</sup>	1437	1661	466	182	No
D4	33.161 m <sup>2</sup>	1703	1821	321	209	Sí
D5	26.036 m <sup>2</sup>	1773	1901	301	178	Sí
D6	71.623 m <sup>2</sup>	1700	1882	317	418	Sí
D7	77.274 m <sup>2</sup>	1924	2089	452	259	No
D8	82.883 m <sup>2</sup>	1942	2088	403	271	Sí
D9	145.951 m <sup>2</sup>	1477	1960	838	227	No
D10	216.026 m <sup>2</sup>	1514	1754	858	649	Sí
D11	124.015 m <sup>2</sup>	1663	2069	997	327	No
D12	850.258 m <sup>2</sup>	1615	1972	941	1268	No
D13	12.112m <sup>2</sup>	1.725	1.778	125	121	No
D14	6.508 m <sup>2</sup>	1738	1800	111	106	No
D15	87.716 m <sup>2</sup>	1897	2164	622	176	No
D16	45.595 m <sup>2</sup>	1961	2089	295	218	No

Tabla 1. Características de los deslizamientos de Canal Roya

A continuación se exponen los detalles morfológicos de cada uno de los deslizamientos reconocidos en el campo y fotos aéreas siguiendo el orden numérico que se indica en el mapa geomorfológico. Para su detalle se seguirán los siguientes puntos: (1) situación, (2) morfología y dimensiones, (3) características geológicas y por último, (4) actividad según los criterios geomorfológicos expuestos en la metodología (incisión y jerarquización de la red de drenaje, presencia de vegetación y perfil longitudinal de su topografía).

### Deslizamiento 1 (D1)

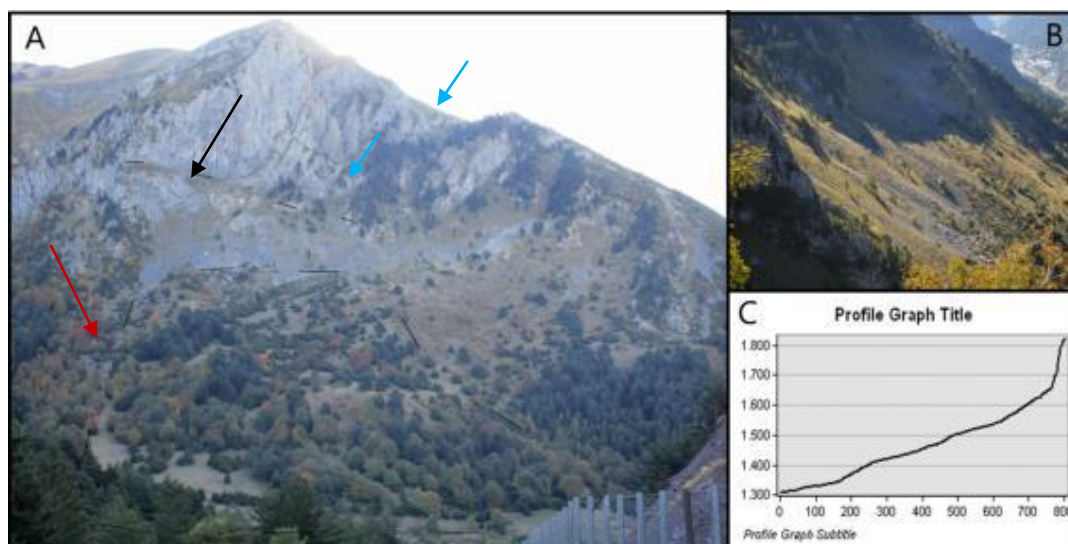


Figura 32. Imágenes relativas a D1. A) Vista general del deslizamiento (flecha roja), de la cicatriz (flecha negra) y de los canales de *debris flow* (flechas azules). B) Detalle desde otro ángulo del canchal de la zona superior. C) Perfil longitudinal del deslizamiento. Fotografías de octubre de 2016.

Se trata de un deslizamiento rotacional con orientación Oeste, una longitud de 613 m, anchura de 309 m, una superficie de 172.222 m<sup>2</sup> (Figura 32) y cuya cicatriz se

sitúa a una cota de 1825 metros. La altitud máxima de la masa deslizada es de 1.541 m y la mínima de 1.314 m. Este deslizamiento, que ya fue cartografiado por García-Ruiz (1989) presenta un plano de rotura profundo en el contacto entre las calizas del devónico y pizarras del Pérmico, coincidiendo con el principal plano de cabalgamiento de la zona de estudio. Aunque se desconoce cuándo se formó, García-Ruiz et al., (2004) lo relacionan con las fases posteriores a la deglaciación, hace aproximadamente 20 Ka, que conllevó a una relajación en la estructura, a la fracturación del sustrato y a una disminución de la resistencia mecánica de la ladera.

La depresión superior de la cabecera de la masa deslizada está parcialmente cubierta por un canchal y dos conos de derrubios procedentes de la descarga de dos canales de *debris flow* de 123 y 181 m cada uno de longitud, que drenan la serie Carbonífera desde los 1725-1800 m de altitud hasta la base de la cicatriz de deslizamiento. Al Oeste de la cicatriz principal del deslizamiento se observan dos cicatrices secundarias frescas de caídas de rocas de coloración blanca, que destacan sobre la roca caliza meteorizada de color grisáceo y que demuestran que la alimentación del canchal mediante caídas es todavía un proceso activo.

El perfil longitudinal del deslizamiento muestra dos convexidades marcadas a los 1541 m y 1314 m asociadas a un cambio brusco en la pendiente. La primera tiene lugar en la cabecera del deslizamiento entre la cicatriz y la parte superior de la masa deslizada y demuestra su carácter rotacional. La convexidad coincide con el pie del deslizamiento, lo que permite trazar con precisión su límite inferior. Su perfil relativamente regular entre la cabecera y el pie sugiere que este deslizamiento no es activo en la actualidad. Otros criterios que apoyan esta hipótesis son la ausencia de lagos en la cabecera y cuerpo del deslizamiento, presencia de barrancos incididos en la masa deslizada desde su base hasta su cabecera y la presencia de vegetación de tipo arbóreo tanto en la cicatriz como en la masa deslizada.

## Deslizamiento 2

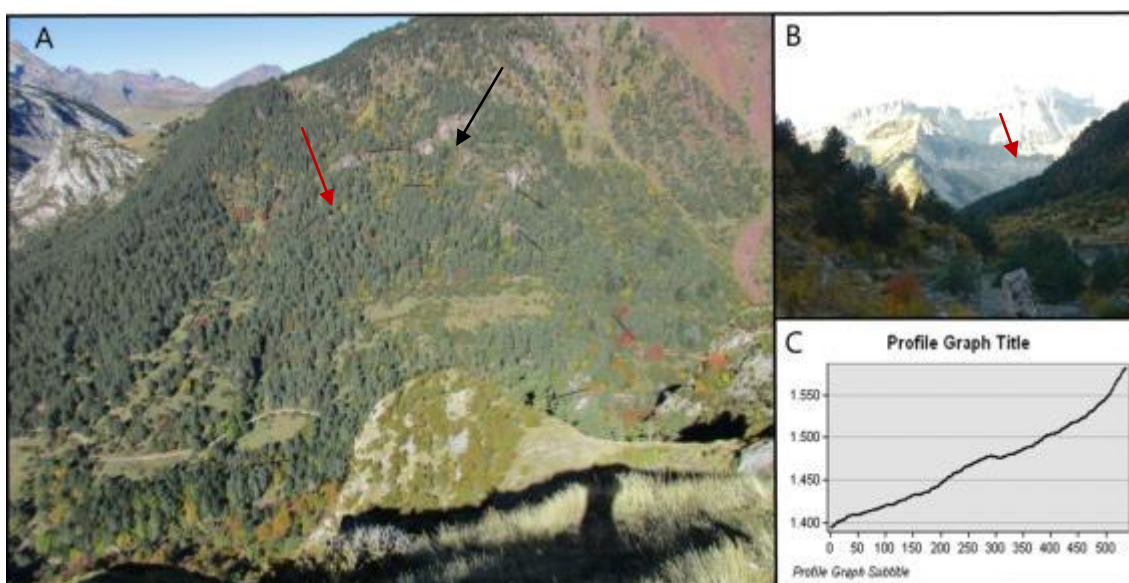


Figura 33. Imágenes relativas a D2. A) Vista general del deslizamiento (flecha roja) y de la cicatriz (flecha negra). B) Detalle desde otro ángulo la masa deslizada (flecha roja). C) Perfil longitudinal del deslizamiento. Fotografías de octubre de 2016.

Este deslizamiento traslacional tiene una orientación Este, una longitud de 443 m, anchura de 402 m y una superficie de 139.960 m<sup>2</sup> (Figura 33), situándose la cicatriz a una cota de 1.600 m. La masa deslizada tiene una altitud máxima de 1.558 m, siendo la cota mínima de 1.408 m. Este deslizamiento, al igual que el anterior, fue cartografiado por García-Ruiz (1989) y también presenta un plano de rotura en el contacto entre las calizas del devónico y las pizarras del pérmico, que coincide con el plano de cabalgamiento de la zona de estudio. Se desconoce el origen de su formación, pero se pudo haber producido tras la retirada de los hielos (García-Ruiz et al., 2004), al igual que el deslizamiento anterior.

Prácticamente todo el deslizamiento se haya cubierto por vegetación, lo que dificulta su delimitación. Su límite ha sido trazado atendiendo a cambios en la pendiente de las laderas, de más pronunciada en la zona de arranque a más suave dentro de la masa deslizada. Al Este de la masa deslizada se encuentra el deslizamiento D3, el cual se detallará a continuación.

El perfil longitudinal del deslizamiento muestra una convexidad marcada a una altitud de 1.480 m, que puede estar relacionada con la presencia de un segundo plano de rotura. El carácter traslacional del deslizamiento se demuestra por la ausencia de la convexidad entre la cicatriz y la parte superior de la masa deslizada. El perfil, a excepción de la convexidad nombrada, es regular entre la cabecera y el pie del deslizamiento, lo que apoya la hipótesis de que en la actualidad está inactivo. Otros criterios tenidos en cuenta han sido la ausencia de lagos y la presencia de una gran masa de vegetación arbórea en todo su conjunto (tanto en la cicatriz como en la masa deslizada).

### Deslizamiento 3

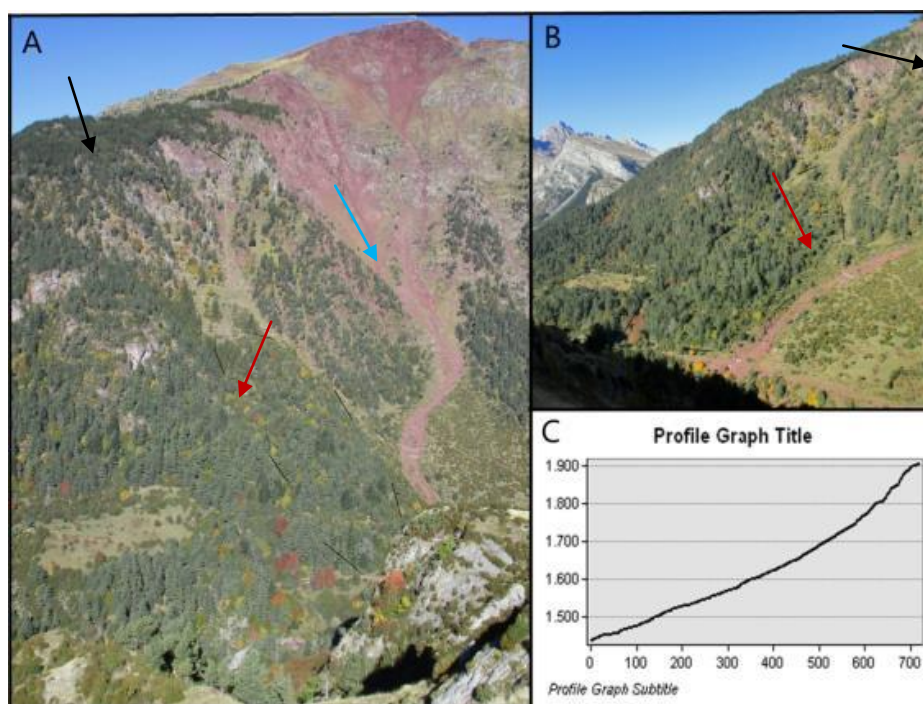


Figura 34. Imágenes relativas a D3. A) Vista general del deslizamiento (flecha roja), de la cicatriz (flecha negra) y del *debris flow* (flecha azul). B) Detalle desde otro ángulo la cicatriz y la masa deslizada. C) Perfil longitudinal del deslizamiento. Fotografías de octubre de 2016.

Se trata de un deslizamiento traslacional con orientación Este, longitud de 466 m, anchura de 182 m, una superficie de 70.024 m<sup>2</sup> (Figura 34) y una cicatriz situada a una cota de 1.900 m. La altitud máxima de la masa deslizada es de 1.661 m y la mínima de 1.437 m. El deslizamiento, cartografiado por García-Ruiz (1989), presenta su plano de rotura coincidiendo en el contacto entre las calizas, areniscas y lutitas rojas del pérmico.

Al igual que el deslizamiento anterior, este también está cubierto en su totalidad por vegetación arbórea, por lo que también resulta difícil establecer sus límites. Al Este de la masa deslizada se puede ver un *debris flow* de 1.224 m de longitud, el cual se encuentra activo debido a la ausencia de vegetación en el canal y a la fuerte pendiente en la que se encuentra. Justo en el límite inferior de la masa deslizada discurre el sendero que atraviesa el valle.

El perfil longitudinal del deslizamiento no muestra ninguna convexidad, siendo una línea regular que sigue la pendiente suavemente hasta el fondo del valle. Este hecho demuestra el carácter traslacional del deslizamiento y su inactividad, la cual también se corrobora debido a la ausencia de lagos y a la presencia de la vegetación arbórea a lo largo de todo el deslizamiento.

#### Deslizamientos 4 y 5

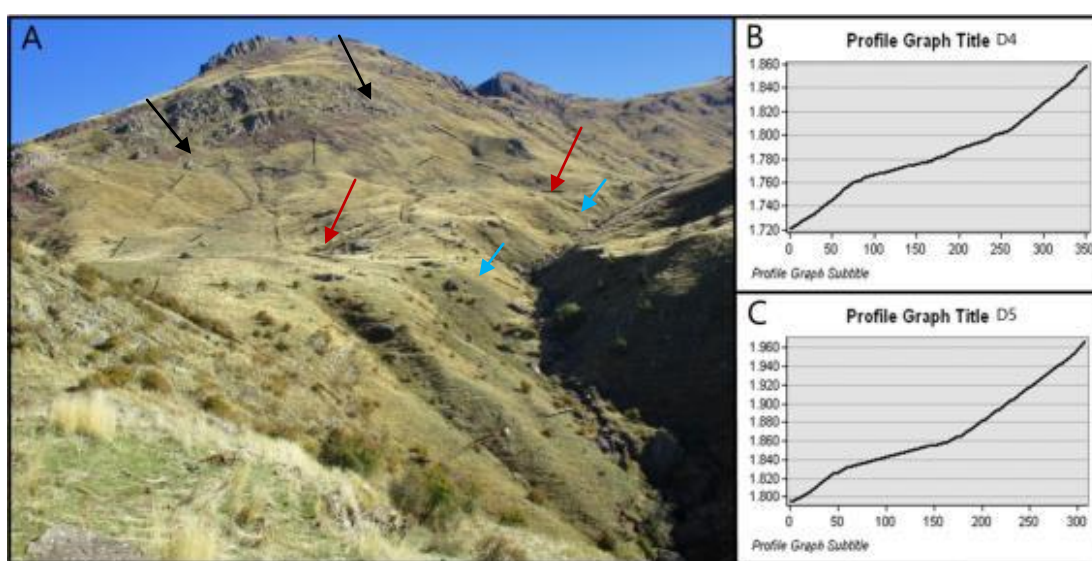


Figura 35. Imágenes relativas a D4 y D5. A) Vista general de los deslizamientos (flechas rojas), de las cicatrices (flechas negras) y de las cicatrices secundarias (flechas azules). A la derecha de las cicatrices secundarias se puede ver el canal de *debris flow*. B) Perfil longitudinal de D4. C) Perfil longitudinal de D5. Fotografías de octubre de 2016.

Se corresponden con dos deslizamientos rotacionales situados en un valle glaciar secundario con orientación Noreste excavado en conglomerados permotriásicos y calizas carboníferas. Ambos tienen una orientación Sur y unas dimensiones similares (301 m en D4 y 321 m en D5 de longitud, y 178 m en D4 y 209 m en D5 de anchura). La superficie que ocupan también es similar, siendo de 33.161 m<sup>2</sup> en D4 y de 26.036 m<sup>2</sup> en D5, pero las cicatrices se hayan a diferentes cotas (1875 m en D4 y 1970 m en D5) (Figura 35). La altitud máxima de las masas deslizadas es de 1.821 m en D4 y 1.901 m en D5 mientras que la altitud mínima entre ambos solo se



diferencia en 70 m. Ambos presentan un plano de rotura en el contacto entre las calizas carboníferas y las pizarras pérmicas en el caso de D4 y entre las calizas carboníferas y las areniscas rojas pérmicas en el caso de D5.

La incisión y erosión por parte del canal de *debris flow* de 2.264 m de longitud que atraviesa este pequeño valle glaciar secundario ha ocasionado la reactivación de los deslizamientos en su pie, que muestran pequeñas cicatrices secundarias. Aquí el volumen de material deslizado ha sido parcialmente erosionado y movilizado por el *debris flow*, que da lugar a un abanico bien desarrollado en el fondo del valle principal.

Los perfiles longitudinales de los deslizamientos se muestran claramente irregulares, con un cambio brusco en la pendiente. La irregularidad de ambos perfiles longitudinales sugiere que los deslizamientos se encuentran actualmente activos, posiblemente debido a la erosión de la base del depósito por parte del canal de *debris flow*. La presencia de pequeños barrancos en las masas deslizadas mal jerarquizados y la ausencia de vegetación arbórea apuntan hacia un movimiento lento pero continuo.

### Deslizamiento 6

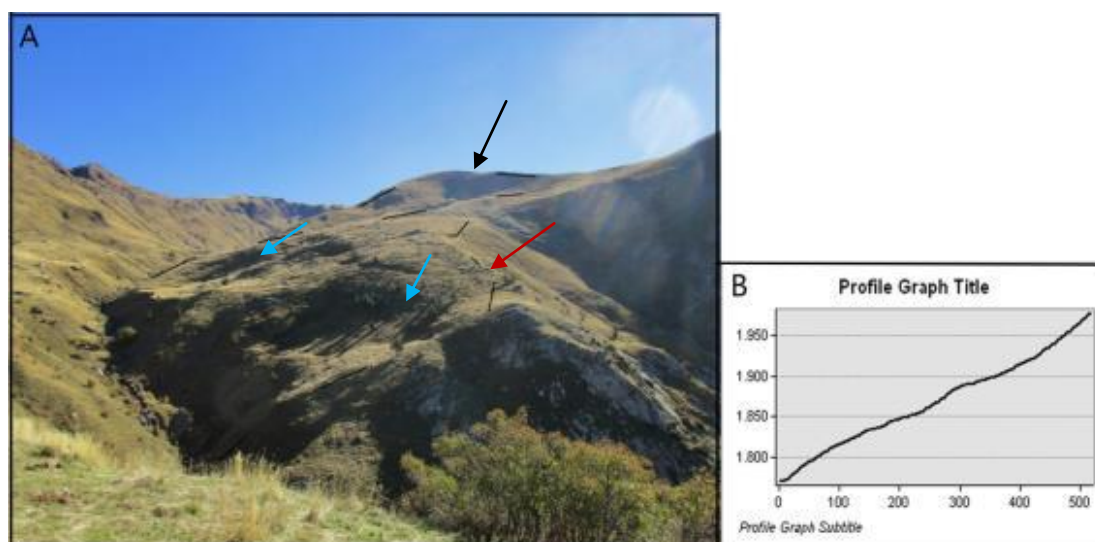


Figura 36. Imágenes relativas a D6. A) Vista general del deslizamiento (flecha roja), de la cicatriz (flecha negra) y de las cicatrices secundarias (flechas azules). A la izquierda de las cicatrices secundarias se encuentra el *debris flow*. B) Perfil longitudinal del deslizamiento. Fotografías de octubre de 2016.

Se trata de un deslizamiento rotacional con orientación Norte, una longitud de 317 m, una anchura de 418 m, una superficie de 71.623 m<sup>2</sup> (Figura 36) y cuya cicatriz se sitúa a una cota de 2.000 m. La altitud máxima de la masa deslizada es de 1.882 m y la mínima de 1.700 m. El deslizamiento, que fue cartografiado por García-Ruiz (1989), presenta un plano de rotura profundo en el contacto entre las calizas y las pizarras del carbonífero. Aunque se desconoce su formación, García-Ruiz et al. (2004) lo relacionan con la etapa de la deglaciación, con su consiguiente relajación estructural y expansión de las laderas, lo que se demuestra debido a su ubicación en la cabecera del pequeño valle glaciar nombrado en el deslizamiento anterior.

En la parte inferior de la masa deslizada se pueden ver dos cicatrices secundarias o de reactivación, que al igual que en los deslizamientos anteriores (D4 y D5) han sido causadas por la erosión e incisión del *debris flow* colindante.

El perfil longitudinal del deslizamiento muestra dos anomalías patentes, una convexidad marcada a una altitud de 1.882 m (en la cabecera del deslizamiento, entre la cicatriz y la parte superior de la masa deslizada) que demuestra su carácter rotacional, y un incremento notable de la pendiente del pie del deslizamiento, que se atribuye a su reactivación asociada a la socavación basal por incisión fluvial de su parte inferior. Esta reactivación permite indicar que el deslizamiento, al menos en su tramo inferior, se encuentra activo en la actualidad.

### Deslizamientos 7 y 8

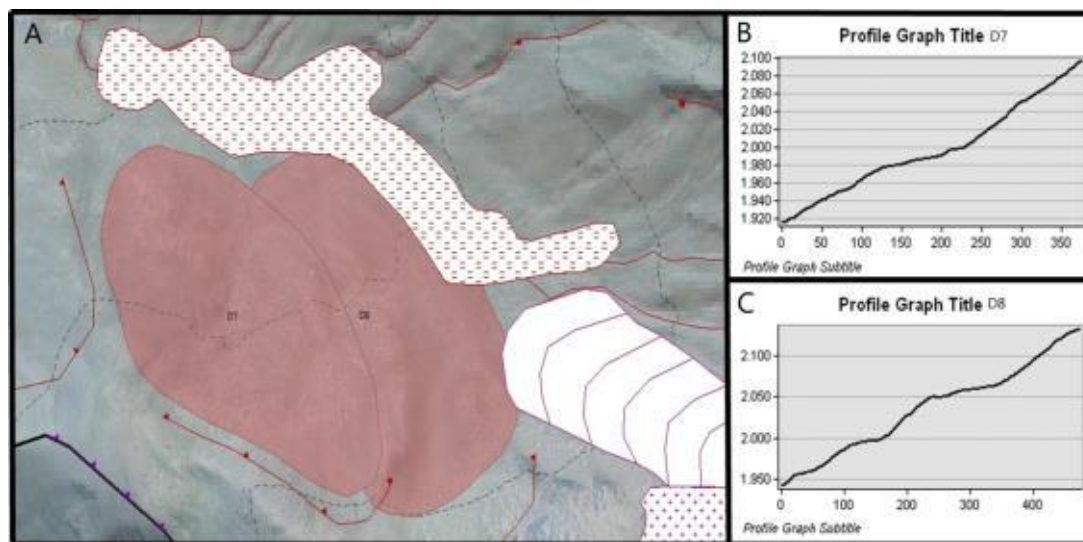


Figura 37. Imágenes relativas a D7 y D8. A) Cartografía de D7 y D8 con ArcMap, teniendo en cuenta el MDE y la ortofoto. El patrón de cuadrados rojos se corresponde con una caída de bloques, el de líneas rosas con un glaciar rocoso y el de puntos rosas con un canchal. B) Perfil longitudinal del deslizamiento D7. C) Perfil longitudinal del deslizamiento D8. Fotografías de octubre de 2016.

Son dos deslizamientos traslacionales generados en el contacto entre las calizas y las pizarras del carbonífero en la parte superior de un pequeño valle glaciar secundario, excavado en pizarras carboníferas y orientado al Noreste. Ambos están orientados hacia el Norte, siendo las longitudes de 452 m en D7 y 403 m en D8 y las anchuras de 259 m en D7 y 271 m en D8. La superficie que ocupan es similar, siendo ligeramente mayor en D8 (83.883 m<sup>2</sup> frente a los 77.274 m<sup>2</sup> de D7). Sus cicatrices, que se hallan a diferentes cotas (a 2.100 m la de D7 y a 2.150 m la de D8), se encuentran degradadas y encajadas por la red de drenaje (Figura 37).

Los deslizamientos se encuentran superpuestos con D7 sobre D8. Esta disposición geométrica indica que su formación no fue simultánea sino que tuvo lugar de manera sucesiva, con D8 en primer lugar y finalmente D7 progradando sobre D8. Además, el deslizamiento D8 se encuentra fosilizado por un glaciar rocoso alimentado por canchales procedentes de la parte superior y las laderas oeste y este del circo. Este apilamiento revela que estos deslizamientos son muy antiguos, al menos anteriores a la formación del glaciar rocoso. Su antigüedad y la presencia de barrancos seccionando las masas deslizadas y la cicatrices son criterios que apuntan hacia su inactividad. No obstante, el deslizamiento D8 parece haber experimentado recientemente una reactivación. Su perfil longitudinal se muestra irregular, con tres convexidades a unas cotas de 2.050 m, 2.000 m y 1.960 m que indican unos cambios bruscos en la pendiente y la actividad de este deslizamiento. Al igual que en los

deslizamientos D4, D5 y D6, la erosión fluvial del pie del deslizamiento ha disminuido el peso efectivo en la base del deslizamiento, desestabilizando la masa deslizada.

### Deslizamiento 9

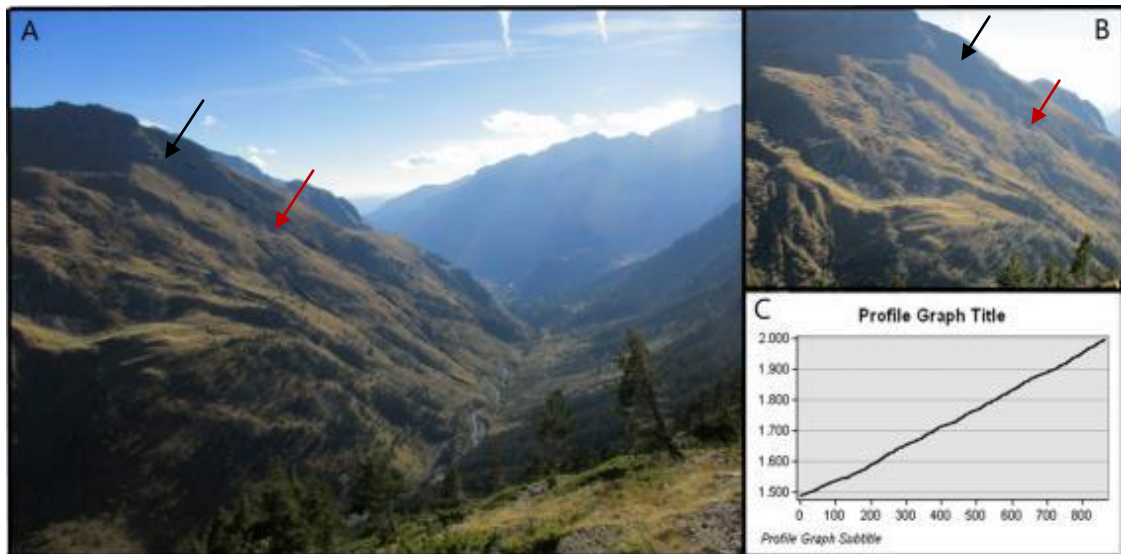


Figura 38. Imágenes relativas a D9. A) Vista general del deslizamiento (flecha roja) y de la cicatriz (flecha negra). B) Detalle de la cicatriz y de la parte superior de la masa deslizada. C) Perfil longitudinal del deslizamiento. Fotografías de octubre de 2016.

Se trata de un deslizamiento traslacional con orientación Oeste de grandes dimensiones, con una longitud de 838 m, una anchura de 227 m y una superficie de 71.623 m<sup>2</sup> (Figura 38). La cicatriz se sitúa a una cota de 2.000 m, siendo la altitud máxima de la masa deslizada de 1.960 m y la mínima de 1.477 m. Este deslizamiento presenta un plano de rotura en el contacto entre los conglomerados y las areniscas rojas del pérmico. Grandes bloques de conglomerados procedentes de la cicatriz cubren su superficie.

El perfil longitudinal del deslizamiento se muestra regular desde la cicatriz hasta el límite inferior de la masa deslizada, lo que le da el carácter traslacional y la hipótesis de inactividad, la cual se apoya a su vez por la existencia de barrancos que lo drenan longitudinal y transversalmente, y el crecimiento de vegetación de tipo arbórea en la parte inferior de la masa deslizada.

## Deslizamiento 10

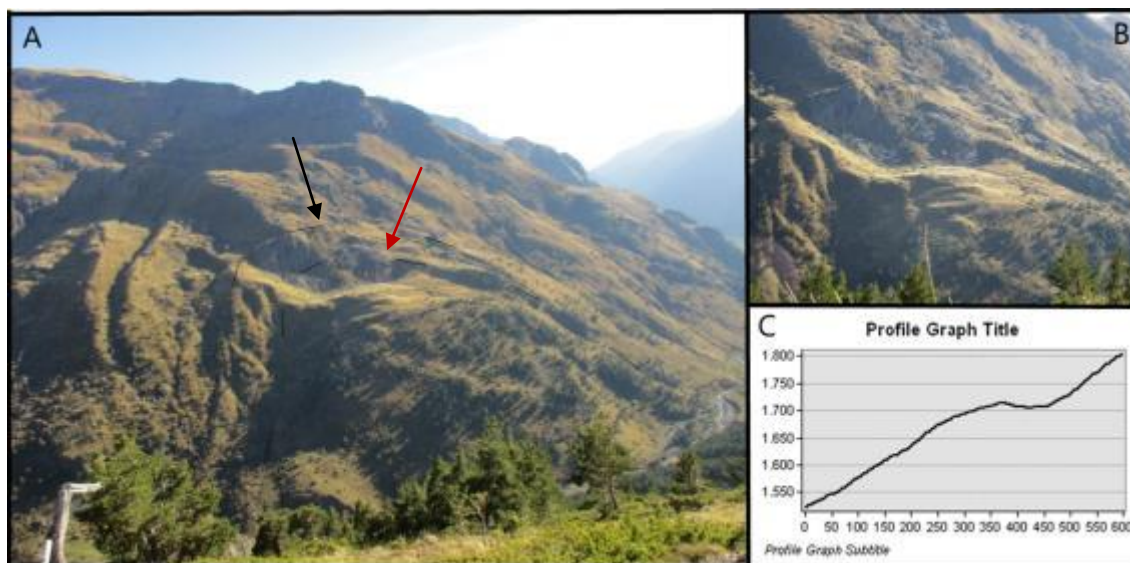


Figura 39. Imágenes relativas a D10. A) Vista general del deslizamiento (flecha roja) y de la cicatriz (flecha negra). B) Detalle del canchal de la parte superior de la masa deslizada. C) Perfil longitudinal del deslizamiento. Fotografías de octubre de 2016.

Es un deslizamiento rotacional tipo con características claramente definidas, que ya aparece en la cartografía de García-Ruiz (1989), orientado al Noroeste y con una longitud de 858 m, una anchura de 649 m y una superficie de 216.026 m<sup>2</sup> (Figura 39). La altitud máxima de la masa deslizada es de 1.754 m y la mínima de 1.514 m. Presenta un plano de rotura profundo en el contacto entre las areniscas y lutitas rojas del pérmico, que se proyecta por debajo de la cota del fondo del valle. Su cicatriz se sitúa a una cota de 1.800 m, muy por debajo de la línea de máximo espesor que alcanzó el hielo durante el máximo glaciar. Esta posición altitudinal sugiere que su formación está relacionada con la deglaciación del valle de Canal Roya.

El límite Este de la cicatriz secciona parte del deslizamiento D12, más antiguo. Las capas de materiales pérmicos se encuentran rotadas y buzando hacia el Norte como consecuencia del movimiento rotacional del deslizamiento. Esta disposición estratigráfica puede observarse claramente en la depresión de cabecera, donde tres niveles de arenisca con elevada competencia buzando contraladera (Figura 39). En esta depresión encontramos un antiguo lago que se encuentra parcialmente colmatado en la actualidad por un canchal que parte de la cicatriz y depósitos fluviales de pequeños barrancos laterales.

El perfil longitudinal del deslizamiento muestra una convexidad marcada a los 1.700 m asociada a un cambio brusco de pendiente, la cual se encuentra en la cabecera del deslizamiento, entre la cicatriz y la parte superior de la masa deslizada, demostrando así su carácter rotacional. El perfil se muestra irregular en la zona de la convexidad, lo que sugiere que el deslizamiento está activo, hipótesis que se apoya en la presencia de un lago en la depresión de cabecera.

## Deslizamiento 11

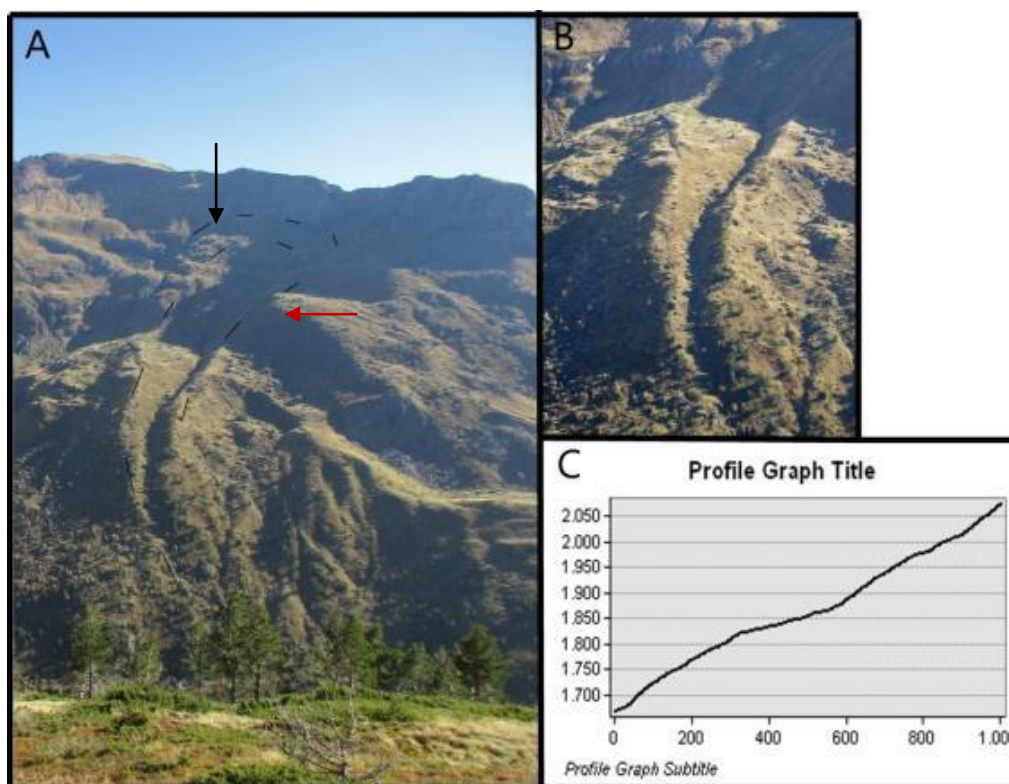


Figura 40. Imágenes relativas a D11. A) Vista general del deslizamiento (flecha roja) y de la cicatriz (flecha negra). B) Detalle de la parte inferior de la masa deslizada. C) Perfil longitudinal del deslizamiento. Fotografías de octubre de 2016.

Se trata de un deslizamiento traslacional complejo que secciona una morrena lateral de un circo secundario y que se desarrolló en el contacto entre los conglomerados y las areniscas rojas del pérmico. Tiene una orientación Norte, una longitud de 997 m, una anchura máxima de 327 m, una superficie de 124.015 m<sup>2</sup> (Figura 40) y cuya cicatriz se sitúa a una cota de 2.075 m. La altitud máxima de la masa deslizada es de 2.069 m y la mínima de 1.754 m. La masa deslizada evolucionó a un flujo canalizado, como demuestra la presencia de un canal limitado por dos diques laterales de 960 metros de longitud y altura que confinaron el deslizamiento hasta la base del valle. La presencia de este canal sugiere que, tras producirse el deslizamiento, la masa deslizada que se encontraría posiblemente saturada se fluidificó y descendió rápidamente a gran velocidad. Este tipo de movimientos, en los que se requiere de una importante cantidad de agua disponible en la ladera, tienden a generarse tras eventos de precipitación extremos o durante periodos de fusión rápida de nieve (Ramos-Cañón, Trujillo-Vela, & Prada-Sarmiento, 2015); (Papa, Medina, Ciervo, & Bateman, 2013).

Su cronología relativa se puede obtener de su posición espacial. Así, la masa deslizada se encuentra encima del deslizamiento D12, y en consecuencia su formación tuvo que tener lugar con posterioridad a éste y posiblemente posteriormente a la retirada de los hielos.

El perfil longitudinal del deslizamiento muestra dos convexidades marcadas a los 1.975 m y a los 1.825 m de altitud, asociadas a cambios en la pendiente. La

primera de ellas refleja la depresión de cabecera asociada al movimiento traslacional mientras que la segunda identifica la cicatriz del deslizamiento D12 sobre el que se superpone. De este modo, se puede indicar que ninguna de estas anomalías son consecuencia de su actividad.

Aunque el D11 se encuentre inactivo en la actualidad, este tipo de movimientos de ladera de tipo *Mudflow* representan un importante riesgo para las personas por su velocidad. A pesar de ello, la senda que discurre actualmente por el valle atraviesa este flujo en su parte más distal.

## Deslizamiento 12

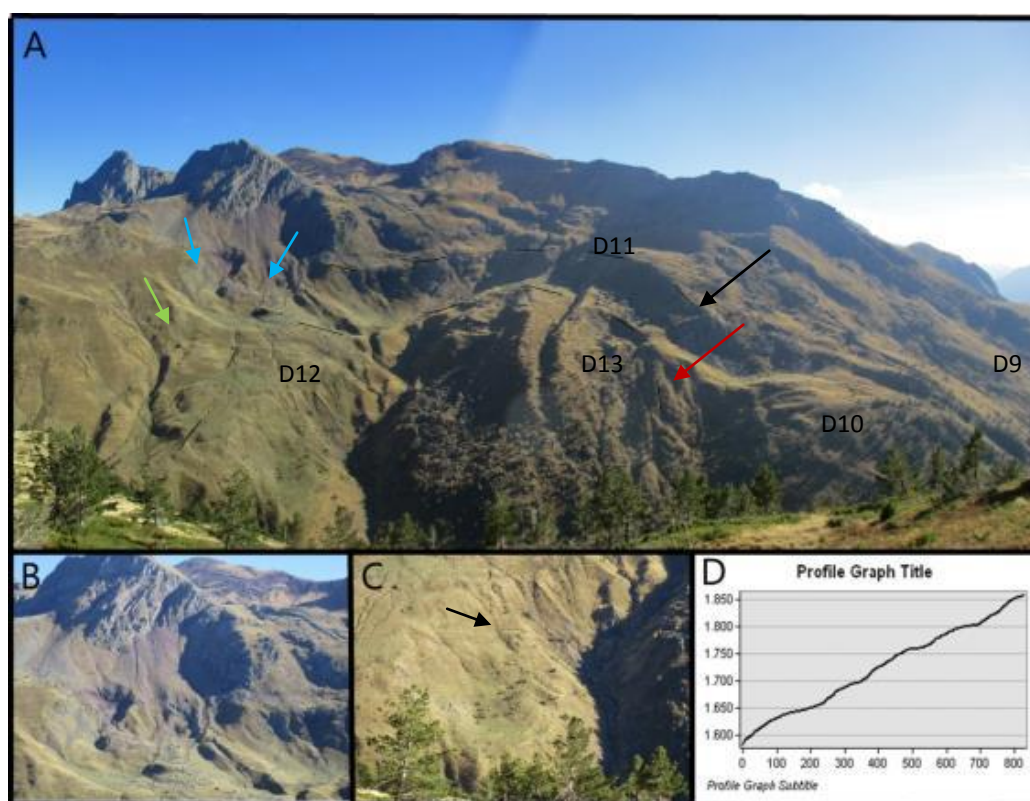


Figura 41. Imágenes relativas a D12. A) Vista general del deslizamiento (flecha roja), de la cicatriz (flecha negra), de las cicatrices de las caídas de bloques (flechas azules) y del lago colmatado (flecha verde). En la imagen también se pueden ver los deslizamientos de la zona (D9, D10, D11 y D13). B) Detalle de las caídas de bloques en la parte Oeste de la cicatriz. C) Detalle de una cicatriz secundaria (flecha negra). D) Perfil longitudinal del deslizamiento. Fotografías de octubre de 2016.

Se trata del deslizamiento rotacional más grande de la zona de estudio y que fue erróneamente cartografiado por García-Ruiz (1989) como un deslizamiento-flujo de pequeñas proporciones. Tiene una orientación Noroeste, una longitud de 941 m, una anchura de 1.268 m y una superficie de 850.258 m<sup>2</sup> (Figura 41). La altitud máxima de la masa deslizada es de 1.972 m y la mínima de 1.615 m. Este deslizamiento presenta un plano profundo de rotura en el contacto entre las calizas del pérmico y las pizarras del carbonífero siguiendo una línea de fractura Este-Oeste, lo que demuestra que su formación está geológicamente controlada. Por sus enormes dimensiones es muy probable que su formación esté relacionada con la deglaciación del valle y consecuente descompresión del macizo rocoso (García-Ruiz et al., 2004).

La cicatriz, que se sitúa a una cota de 2.075 metros, presenta una longitud de 2.473 m y muestra una expresión morfológica patente con un escarpe de 85 metros de altura hasta la masa deslizada. A pesar de ello, se encuentra muy degradada e incidida por barrancos que la seccionan transversalmente y que depositan pequeños lóbulos en la depresión de cabecera. Debajo de la cicatriz hay un lago colmatado por la acumulación de detritos y bloques provenientes de las partes altas de la montaña. Numerosas caídas de bloques de hasta 360 m de diámetro procedentes de la cicatriz tapizan el fondo de la depresión y se superponen sobre el lago colmatado (Figura 41B). En la parte Suroeste de la masa deslizada hay otra cicatriz de reactivación, pero en este caso no existe masa deslizada al haber caído al barranco y bajado hasta el fondo del valle.

El deslizamiento está incidido por numerosos barrancos, algunos profundos como el que podemos observar en la Figura 41 C, especialmente en las partes centrales y orientales de la masa deslizada, que han ido encajándose transversalmente por erosión remontante desde el fondo del valle hasta la parte superior de la masa deslizada.

El perfil longitudinal del deslizamiento se muestra irregular, con varias convexidades a 1.800 m, 1.750 m, 1.700 m y 1.650 m que se asocian a la presencia de cicatrices secundarias antiguas. La profunda incisión de los barrancos en la masa deslizada y cicatriz, y la presencia de un lago completamente colmatado y fosilizado por derrubios apuntan hacia su inactividad.

### Deslizamiento 13

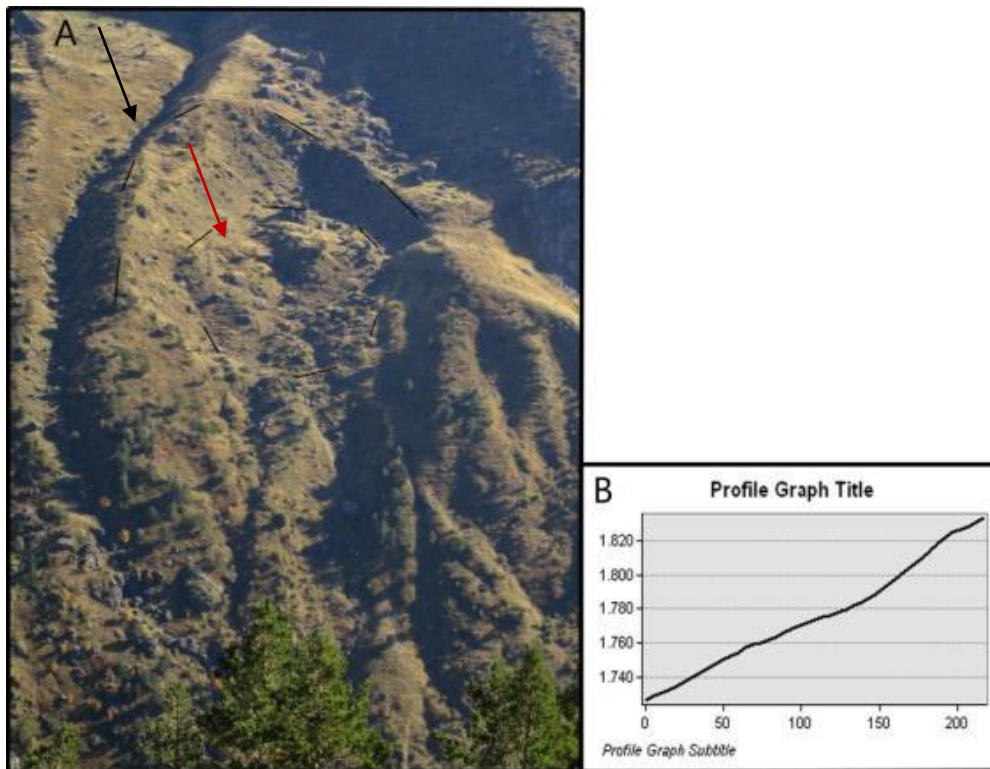


Figura 42. Imágenes relativas a D13. A) Vista general del deslizamiento (flecha roja) y de la cicatriz (flecha negra) A la izquierda de la cicatriz se puede ver el deslizamiento D11. B) Perfil longitudinal del deslizamiento. Fotografías de octubre de 2016.

Es un deslizamiento traslacional-flujo del tipo *Mudflow* orientado hacia el Noroeste, con una longitud de 125 m, una anchura de 121 m, una superficie de 12.112 m<sup>2</sup> (Figura 42) y cuya cicatriz está situada a una cota de 1.800 m. La altitud máxima de la masa deslizada es de 1.778 m y la mínima de 1.725 m. Su formación se desconoce pero se trata de una reactivación del deslizamiento D12 causada por la erosión e incisión de los barrancos laterales que inciden la masa deslizada, o por algún episodio de precipitaciones intensas.

El perfil longitudinal del deslizamiento se muestra regular, con un pequeño cambio a una pendiente más suave a 1.780 m de altitud siguiendo el perfil típico de un deslizamiento, lo que demuestra la inactividad del deslizamiento. Hipótesis que se apoya en la ausencia de lagos en la cabecera y la presencia de una red de drenaje jerarquizada y vegetación arbórea desarrollada.

### Deslizamiento 14

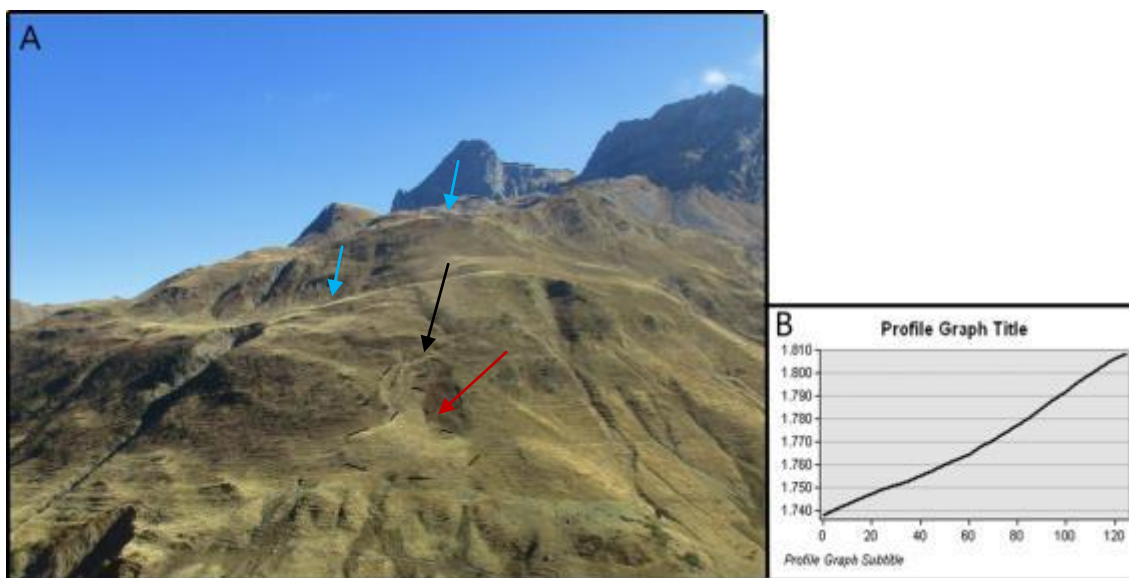


Figura 43. Imágenes relativas a D14. A) Vista general del deslizamiento (flecha roja) y de la cicatriz (flecha negra) Por encima de la cicatriz se pueden ver dos *sackungs* (flechas azules). B) Perfil longitudinal del deslizamiento. Fotografías de octubre de 2016.

Se trata de un deslizamiento traslacional-flujo del tipo *Mudflow* con orientación Noroeste, una longitud de 111 m, una anchura de 106 m, una superficie de 6.508 m<sup>2</sup> (Figura 43) y cuya cicatriz se sitúa a una cota de 1.800 m. La altitud máxima de la masa deslizada se sitúa a 1.800 m y la mínima a 1.738 m. Presenta un plano de rotura en las grauwacas y pizarras del carbonífero, las cuales se desintegran rápidamente dada su baja resistencia mecánica. La masa deslizada adquiere la morfología típica de un abanico, como es esperable en este tipo de movimiento tipo flujo.

El deslizamiento se puede considerar reciente, ya que tanto la cicatriz como la masa deslizada no están encajadas por barrancos y muestran un drenaje deficiente. Su reciente formación descarta la deglaciación como el factor desencadenante y apunta a un evento de precipitaciones o a la fusión de nieve como las causas más probables.



El perfil longitudinal del deslizamiento se muestra regular, sin convexidades ni resaltes que indiquen cambios bruscos en la pendiente, por lo que se considera inactivo.

### Deslizamiento 15

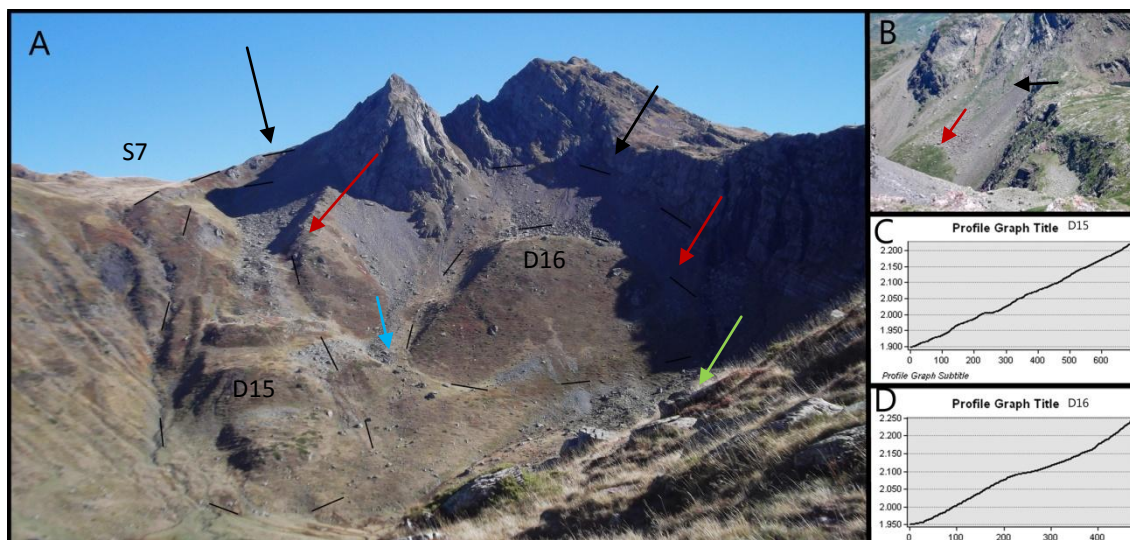


Figura 44. Imágenes relativas a D15 y D16. A) Vista general de los deslizamientos (flechas rojas), de las cicatrices (flechas negras), del depósito del *debris flow* (flecha azul) y del glaciar rocoso (flecha verde). En la parte izquierda superior se observa un *sackung* (S7). B) Detalle de la cicatriz de D16, vista desde las inmediaciones de los ibones de Anayet. C) Perfil longitudinal del deslizamiento D15. D) Perfil longitudinal del deslizamiento D16. Fotografías de octubre de 2016 (A) y junio de 2012 (B).

Se trata de un deslizamiento traslacional situado en el margen oriental del circo del Anayet. Está orientado hacia el Oeste, con una longitud de 622 m, anchura de 176 m, una superficie de 87.716 m<sup>2</sup> (Figura 44) y cuya cicatriz se encuentra a una altitud de 2.225 m. La altitud máxima de la masa deslizada es de 2.164 m y la mínima de 1.897 m. Este deslizamiento, que fue cartografiado por García-Ruiz (1989) presenta un plano de rotura en el contacto entre las calizas del pérmico y las pizarras del carbonífero.

La cicatriz que se encuentra justo por debajo de un *sackung* (S7) de 1.571 m de longitud da lugar a un escarpe de 60 metros de altura muy pronunciado en los materiales permotriásicos. Numerosas caídas de bloques se generan desde el escarpe para formar un canchal que tapiza la depresión superior de la cabecera de la masa deslizada

El perfil longitudinal del deslizamiento es lineal, sin anomalías evidentes, lo que sugiere que el deslizamiento es inactivo en la actualidad.

### Deslizamiento 16

Es un deslizamiento rotacional situado en la parte superior del circo de Anayet, junto al deslizamiento D14 y limitado al Oeste por el glaciar rocoso del Anayet. Éste tiene una orientación Noroeste, una longitud de 295 m, una anchura de 218 m, una superficie de 45.595 m<sup>2</sup> (Figura 44) y una cicatriz ubicada a una cota de 2.250 m. La altitud máxima de la masa deslizada es de 2.089 m y la mínima de 1.961 m. El

deslizamiento presenta un plano de rotura profundo en el contacto entre las calizas del pérmico y las pizarras del carbonífero, coincidiendo con un plano de falla.

La parte superior de la cabecera de la masa deslizada está cubierta por un canchal (Figura 44 B) y al Oeste de la misma hay un cono de derrubios procedente de la descarga de un canal de *debris flow* de 249 m.

El perfil longitudinal muestra una depresión a una altitud de 2.100 m, la cual coincide con el límite superior de la masa deslizada y le da el carácter rotacional, siendo el resto del perfil regular, lo que sugiere que el deslizamiento es inactivo.

### **Sakungs**

En el valle de Canal Roya se han cartografiado un total de nueve *sakungs* (Tabla 2), la mayoría de los cuales se ubican en la mitad Este del valle. Los *sakungs* S1 a S6 afectan a la ladera norte del Pico Anayet y los S7 a S9 a la ladera con orientación Oeste debajo de Peña Blanca (2.365 m).

Nombre	Longitud horizontal (m)	Longitud vertical (m)	Diferencia de altura (m)
S1	948	80	0,2
S2	681	5	0,2
S3	483	85	2,4
S4	425	185	10,6
S5	527	105	1,7
S6	210	55	1,2
S7	1.571	149	15,8
S8	1.336	64	0,2
S9	163	24	1,8

Tabla 2. Características de los *sakungs* de Canal Roya.

Las litologías más frecuentes en las que se han formado se corresponden con las grauwacas y pizarras carboníferas, formándose en las zonas cercanas a fallas o cabalgamientos. En total la superficie que podría verse afectada por los *sakungs* ocupa unos 3.000.000 m<sup>2</sup> (unas 300 ha) y casi un 15% de la superficie total del área de estudio (1.200.000 m<sup>2</sup> se corresponden con la montaña con orientación Norte y 1.800.000 m<sup>2</sup> con la ladera con orientación Oeste).

Los *sakungs* que no aparecen o fueron erróneamente cartografiados por García-Ruiz (1989) como relieves estructurales se presentan como líneas paralelas a las curvas de nivel a lo largo de la ladera, colgados sobre el valle en materiales pizarrosos del carbonífero. Presentan longitudes variables desde los 210 m (S6) hasta los 1571 m (S7) (Tabla 2). Los perfiles longitudinales de las laderas afectadas por *sakungs* se caracterizan por contener una secuencia de escalones claros que se corresponden con los escarpes de cada uno de ellos (Figura 45). Estos escarpes oscilan entre tan solo los 0,2 m cuando se encuentran parcialmente colmatados por depósitos fluviales o derrubios de ladera (S1, S2 y S8) a los 10,6 m (S4) y 15,8 m (S7). Las depresiones contrapendiente situadas por encima de los *sakungs* S1, S3, S4, S5 y S7 alojan pequeñas lagunas cuya formación está relacionada con el desplazamiento progresivo del plano de rotura. A excepción de la laguna del S4 que conserva una

lámina permanente de agua, el resto de ellas se encuentran colmatadas y capturadas por barrancos laterales.

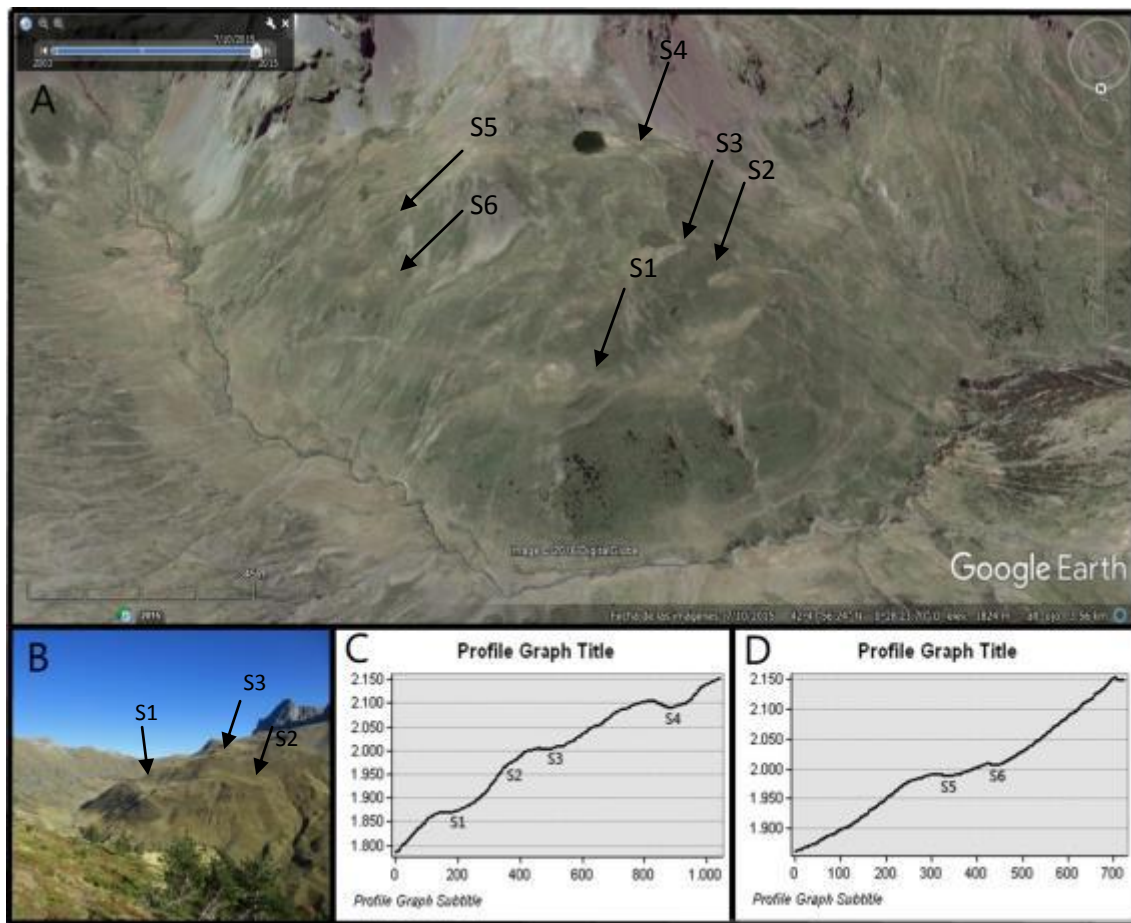


Figura 45. Imágenes relativas a S1, S2, S3, S4, S5 y S6. A) Vista general de los *sackungs* (flechas negras) en la imagen de *Google Earth* desde la ladera con orientación Sur. B) Detalle de los *sackungs* S1, S2 y S3. C) Perfil longitudinal de los *sackungs* S1-S4. D) Perfil longitudinal de los *sackungs* S5 y S6. Fotografías de octubre de 2016

A pesar de que sus escarpes son relativamente frescos, estos se encuentran seccionados por la red de drenaje, lo que sugiere que la tasa de desplazamiento es ligeramente inferior a la tasa de erosión de los barrancos. Si bien, aunque es posible que su formación se remonte a la deglaciación del valle y la relajación estructural de las laderas y presenten bajas tasas de movimiento, deben de ser considerados como activos y susceptibles de evolucionar a futuros deslizamientos. Desde el punto de vista del riesgo, los planes de ampliación de la estación de esquí de Formigal atravesarían el valle de Canal Roya por Peña Blanca a lo largo de los *sackung* S7 y S8 (Figura 46), que se corresponden con los de mayor longitud, mejor expresión morfológica y posiblemente mayor actividad.

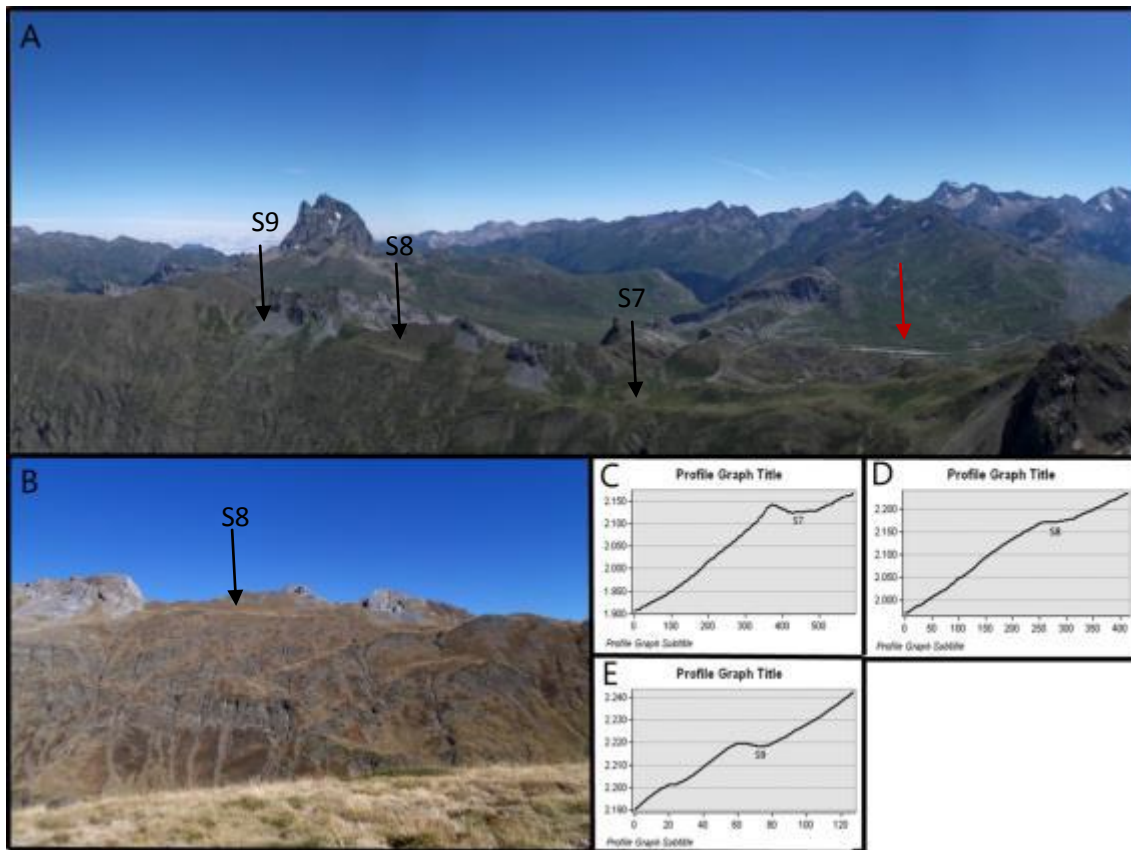


Figura 46. Imágenes relativas a S7, S8, S9. A) Vista general de los *sackungs* (flechas negras) desde el pico de Anayet (2.574m) y de la estación de esquí de Formigal (flecha roja). B) Detalle del *sackung* S8 desde la montaña de los *sackungs* S1-S6. C) Perfil longitudinal del *sackung* S7. D) Perfil longitudinal del *sackung* S8. E) Perfil longitudinal del *sackung* S9. Fotografías de julio de 2012 (A) y octubre de 2016 (B).

## 5. Análisis de susceptibilidad

### 5.1. Introducción

El empleo de los sistemas de información geográfica (SIG) para la cartografía de amenazas se ha incrementado en los últimos años, empezando desde finales de los años setenta y volviéndose imprescindible desde los años noventa (Remondo, 2001). Su uso se ha implementado con éxito en el análisis del riesgo por deslizamientos mediante la elaboración de mapas de susceptibilidad, en los que se representan las zonas potenciales a verse afectadas por los movimientos de ladera y, en consecuencia, tienen una función de predicción espacial (Acosta, 2006). En ellos se analiza la información proporcionada por diferentes variables importantes y relevantes para la aparición los diferentes movimientos de ladera, como los deslizamientos, los *debris flow*, las caídas de rocas o los *sackung*.

Tal y como expone de Pedraza (1996) las principales variables que determinan el grado de susceptibilidad de que se produzcan los movimientos de ladera son las pendientes, el clima, la vegetación y la litología. Según este autor el mayor grado de susceptibilidad se produce en pendientes con una inclinación mayor a  $25^\circ$ , con precipitaciones altas o muy altas (unos 2000 mm/año), con una vegetación nula o escasa y en materiales no consistentes y friables. Otros estudios coinciden en las variables analizadas para este tipo de movimientos de ladera, siendo las más

importantes la orientación, las pendientes, la vegetación y la litología (Remondo, 2001); (Santacana, 2001); (Van Der Linden, 2015); (Acosta, 2006).

Para obtener el mapa de susceptibilidad a los deslizamientos de la zona de Canal Roya se ha llevado a cabo un proceso de filtrado en varias fases. Inicialmente se han elaborado cuatro mapas de susceptibilidad diferentes a partir de las variables y pesos considerados por los cuatro autores anteriores, con el fin de comparar la efectividad de cada uno de sus modelos a la hora de mostrar los deslizamientos cartografiados en la zona de estudio (Apartado 5.2, Tabla 3). Posteriormente, en el apartado 5.3 se explica el mapa de susceptibilidad propio elaborado para este TFG. Éste se ha elaborado usando las variables más exitosas de los modelos analizados en el apartado 5.2. La metodología escogida ha sido la de (Remondo, 2001); (Santacana, 2001); (Van Der Linden, 2015) y (Acosta, 2006), que elaboran mapas de susceptibilidad a los deslizamientos en la Cordillera Cantábrica y los Pirineos.

## 5.2. Modelos de susceptibilidad a los deslizamientos de Canal Roya aplicando la metodología de (Remondo, 2001); (Santacana, 2001); (Van Der Linden, 2015); (Acosta, 2006).

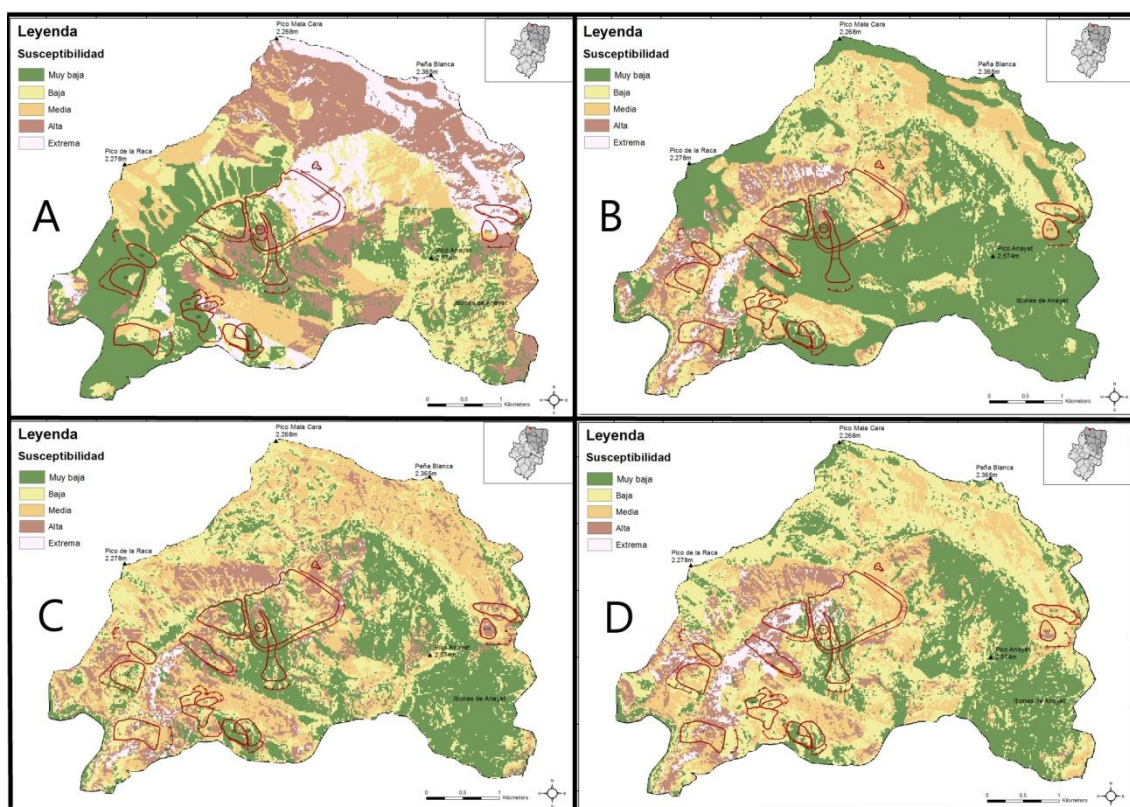


Figura 47. Modelos de susceptibilidad del valle de Canal Roya aplicando las variables y pesos de diferentes autores. A) Modelo de Remondo (2001). B) Modelo de Santacana (2001). C) Modelo de Van Der Linden (2015)

Las variables empleadas por Remondo (2001) y que se han empleado para ver su eficacia en el valle de Canal Roya son la orientación, la vegetación y la litología (Tabla 3). La orientación se ha ponderado en 8 valores, asignándole el 1 al Norte, 2 al Noreste, 3 al Este, y así sucesivamente hasta el último (8 al Noroeste). En cuanto a la vegetación, se le han asignado los siguientes pesos: 3 al bosque, 8 al matorral, 25 al

pasto y 40 a las zonas sin vegetación. Por último, la litología se ha ponderado de la siguiente manera: 2 a las andesitas, 5 a los conglomerados, areniscas y lutitas, 15 a las pizarras con calizas y por último 1 a las calizas.

El porcentaje de éxito de este modelo en el valle de Canal Roya ha sido del 56%, siendo detectados nueve de los dieciséis deslizamientos cartografiados: D4, D9, D10, D11, D12, D13, D14, D15 y D16 (Figura 47 A). Este porcentaje es aceptable, teniendo en cuenta que según las variables que se apliquen a cada zona el grado de éxito varía notablemente.

Santacana (2001) utiliza variables como la orientación, las pendientes y la vegetación. La orientación la pondera en cuatro valores, siendo 0° para el Norte, 180° para el Sur, 90° para el Este y 90° para el Oeste. En cuanto a las pendientes, se han utilizado las ponderaciones obtenidas directamente del MDE debido a la ausencia de pesos asignados para esta variable. Por último, a la vegetación le asigna los siguientes valores: 15 al bosque, 9 al matorral, 6 al pasto y 1 a la ausencia de vegetación.

El porcentaje de éxito de este modelo en nuestra zona de estudio es de tan sólo un 25%, detectando solo cuatro de los dieciséis deslizamientos cartografiados: D1, D2, D3 y D12 (Figura 47 B). Este bajo porcentaje puede deberse a la inadecuada ponderación de las diferentes variables. Por ejemplo, en la variable orientación solo contempla cuatro puntos cardinales frente a los 8 del anterior autor.

Van Der Linden (2015) emplea exclusivamente dos variables, las pendientes y la vegetación. En este modelo no se aplica la orientación ya que este autor consideró que no era relevante en su zona de estudio. Divide las pendientes en 5 clases: 0-20° con un valor de 1, 20°-30° con un 2, 30°-40° con un 3, 40°-55° con un 4 y por último un valor de 5 al intervalo 55°-90°. En cuanto a la vegetación, se asigna un peso de 4 al bosque, 3 al matorral, 2 al prado y 1 a las zonas sin vegetación.

El porcentaje de éxito es mayor al del modelo anterior, siendo del 50% (detectándose ocho de los dieciséis deslizamientos: D1, D2, D3, D9, D12, D14, D15, D16) (Figura 47 C).

Por último, Acosta (2006) utiliza variables como la orientación, las pendientes, la vegetación y la litología, y su ponderación es la siguiente: la orientación se ha dividido en 12 clases con intervalos de 30° cada uno en sentido horario: 1 al Nor-Noroeste, 2 al Noreste, 3 al Este-Noreste, 4 al Este-Sureste, 5 al Sureste, 6 al Sur-Sureste, 7 al Sur-Suroeste, 8 al Suroeste, 9 al Oeste-Suroeste, 10 al Oeste-Noroeste, 11 al Noroeste y por último 12 al Norte-Noroeste). En cuanto a las pendientes, establece 10 clases: 0-8° con un valor de 1, 8°-16° con un 2, 16°-25° con un 3, 25°-33° con un 4, 33°-41° con un 5, 41°-49° con un 6, 49°-57° con un 7, 57°-65° con un 8, 65°-74° con un 9 y 74°-90° con un 10. Para la vegetación, este autor asigna un peso de 4 para el bosque, 3 para el matorral, 2 para el pasto y 1 para las zonas sin vegetación, y por último para la litología establece un valor de 4 para las andesitas, 8 para los conglomerados areniscas y lutitas, 6 para las pizarras con calizas y un 5 para las calizas.

El porcentaje de éxito del modelo de susceptibilidad de Acosta para el valle de Canal Roya ha sido del 56%, al igual que el modelo de (Remondo, 2001) detectando nueve de los dieciséis deslizamientos cartografiados: D1, D2, D3, D4, D5, D9, D10, D12 y D16 (Figura 47 D).

A continuación se resumen los cuatro modelos realizados en sus respectivas zonas, las capas utilizadas por cada uno y el grado de éxito en el valle de Canal Roya:

<b>Autor</b>	<b>Zona</b>	<b>Capas *</b>	<b>Grado de éxito</b>
<b>(Remondo, 2001)</b>	Valle del río Deva (Guipúzcoa)	(1), (3) y (4)	56%
<b>(Santacana, 2001)</b>	Cuenca alta del río Llobregat (Barcelona)	(1), (2) y (3)	25%
<b>(Van der Linden, 2015)</b>	Parque Nacional de Aigüestortes (Lérida)	(2) y (3)	50%
<b>(Acosta, 2006)</b>	Valle de Benasque (Huesca)	(1), (2), (3) y (4)	56%

Tabla 3: modelos de susceptibilidad comparados. \* Capas: (1) Orientación, (2) Pendientes, (3) Vegetación, (4) Litología.

El porcentaje más alto de éxito se ha conseguido con los modelos de Remondo (2001) y Acosta (2006), siendo del 56% (acertando nueve de los dieciséis deslizamientos cartografiados en Canal Roya), seguidos de cerca por el de Van Der Linden (2015) con un porcentaje de éxito del 50% (detecta 8 de 16). El menor porcentaje es el de Santacana (2001) con tan solo un 25% de acierto (detección de solo cuatro de los dieciséis).

### **5.3. Mapa de Susceptibilidad a los deslizamientos**

Las variables empleadas para realizar el modelo de susceptibilidad de deslizamientos en Canal Roya son las siguientes: orientación, pendientes, vegetación, litología, distancia a fallas e isoterma 0°. La elección de las cuatro primeras variables, así como sus pesos, no ha sido aleatoria sino que se han seleccionado atendiendo al porcentaje de éxito de los modelos elaborados en el apartado 5.2. Es importante indicar que, con el fin de mejorar su porcentaje de éxito, se han introducido las dos últimas variables nombradas (distancia a fallas e isoterma 0°) que no fueron consideradas por otros autores aunque sí parecen tener una importancia considerable en la formación de deslizamientos de la zona de estudio. A continuación se describen cada una de las variables empleadas.

## Capa de pendientes

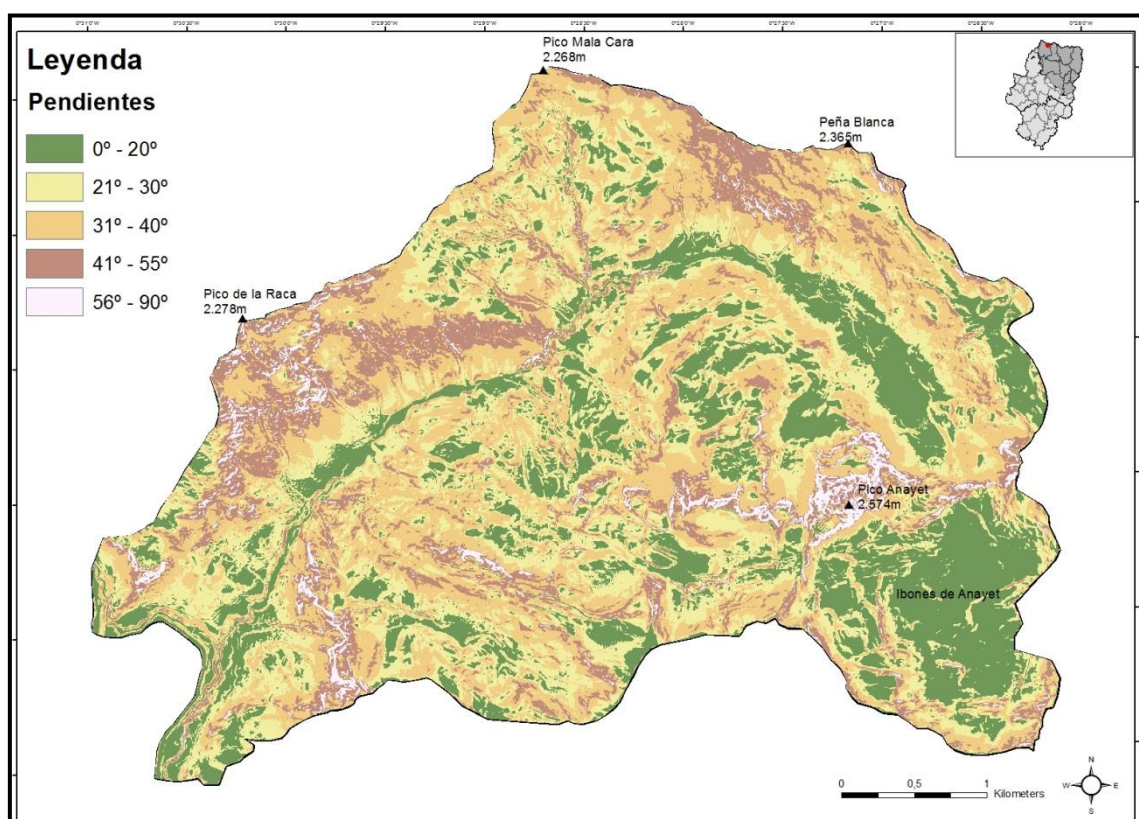


Figura 48. Capa de pendientes realizada con ArcMap

La figura 48 muestra que las zonas de mayor pendiente se ubican en las inmediaciones de los picos más altos (la Raca, Peña Blanca y Anayet), y las de menor en el fondo de valle y en la llanura de los ibones de Anayet. Para realizar la capa de pendientes se han tenido en cuenta los valores proporcionados por (Van Der Linden, 2015), tal y como se ve en la Tabla 4.

Inclinación	Valor asignado
0° - 20°	1
21° - 30°	2
31° - 40°	3
41° - 55°	4
56° - 90°	5

Tabla 4. Valores asignados para las pendientes. Fuente: Van Der Linden, J. (2015). El efecto de las unidades de terreno en el análisis de susceptibilidad de corrientes de derrubios. Estudio en la zona del Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici (Pirineo Central).



## Capa de orientaciones

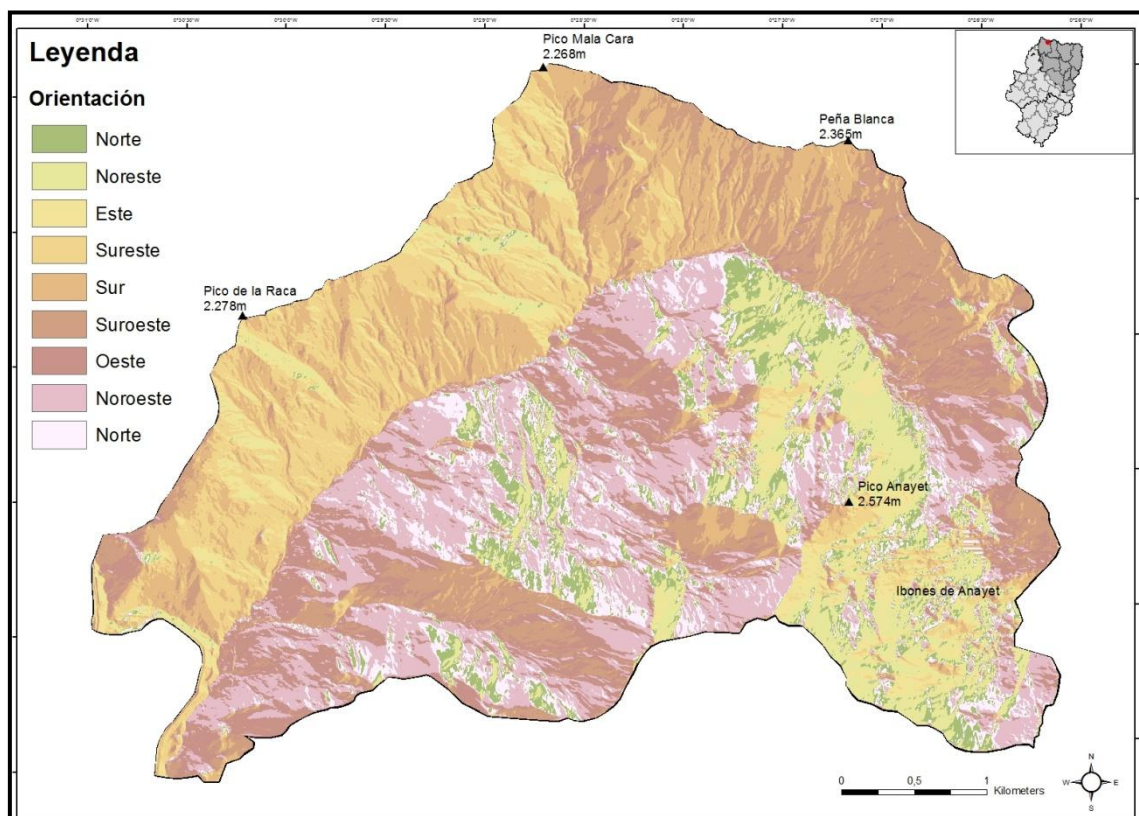


Figura 49. Capa de orientaciones realizada con ArcMap

En la figura 49 se pueden ver las diferentes orientaciones a lo largo de todo el valle de Canal Roya, las cuales van de los  $0^{\circ}$  a los  $360^{\circ}$ , clasificadas en intervalos de  $45^{\circ}$ . Para realizar la capa de orientaciones se han tenido en cuenta los valores proporcionados por (Remondo, 2001), los cuales se muestran en la Tabla 5:

Orientación	Valor asignado
Norte	1
Noreste	2
Este	3
Sureste	4
Sur	5
Suroeste	6
Oeste	7
Noroeste	8

Tabla 5. Valores asignados para las orientaciones. Fuente: Remondo, J. (2001). Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial.

## Capa de vegetación

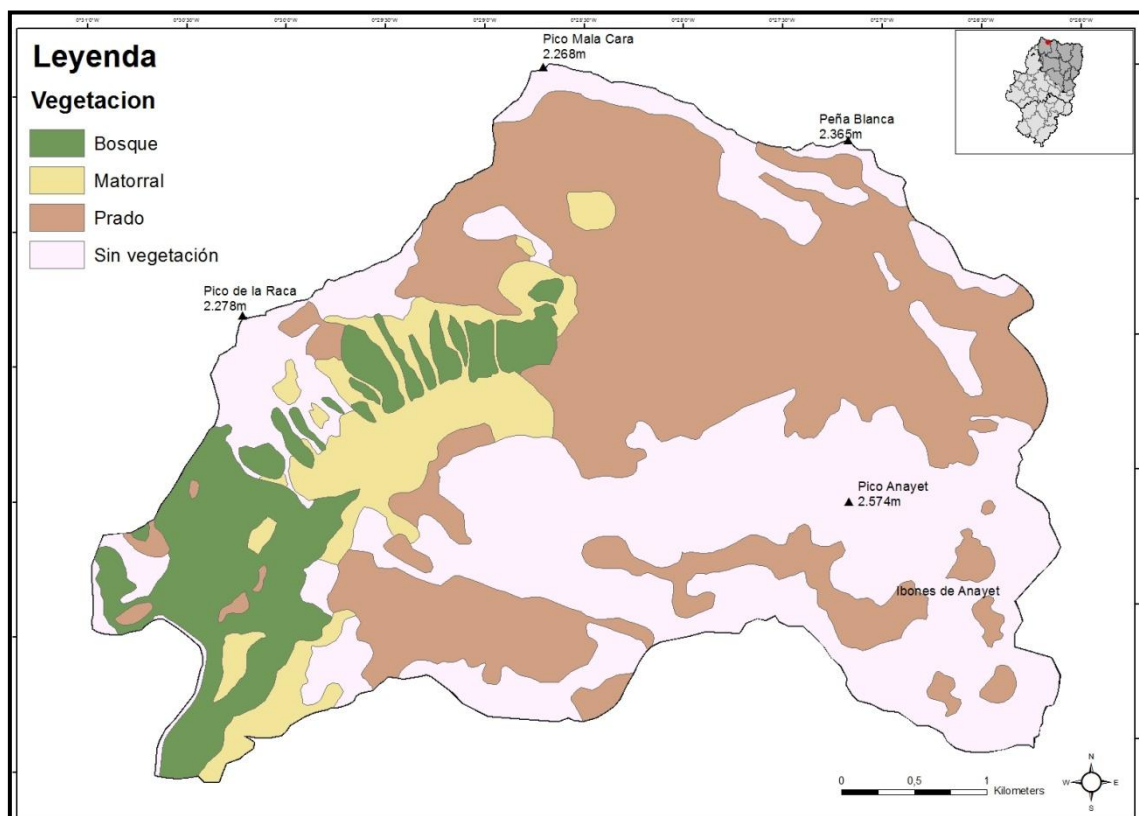


Figura 50. Capa de vegetación realizada con ArcMap

En la figura 50 se puede ver la vegetación de Canal Roya, la cual se ha clasificado según los valores proporcionados por (Acosta, 2006). Las zonas altas son las que están desprovistas de vegetación, mientras que en la entrada del valle (al Suroeste de la zona) predomina la vegetación más desarrollada (bosque y matorral). En la Tabla 6 se muestran los valores utilizados para esta capa:

Vegetación	Valor asignado
Sin vegetación	1
Pasto	2
Matorral	3
Bosque	4

Tabla 6. Valores asignados para la vegetación. Fuente: Acosta, E. (2006). Estudio geomorfológico y estimación de la susceptibilidad a flujos de derrubios y desprendimientos de rocas en el valle de Benasque. Tesis de doctorado, Instituto Geológico y Minero de España, Zaragoza.

## Capa de litología

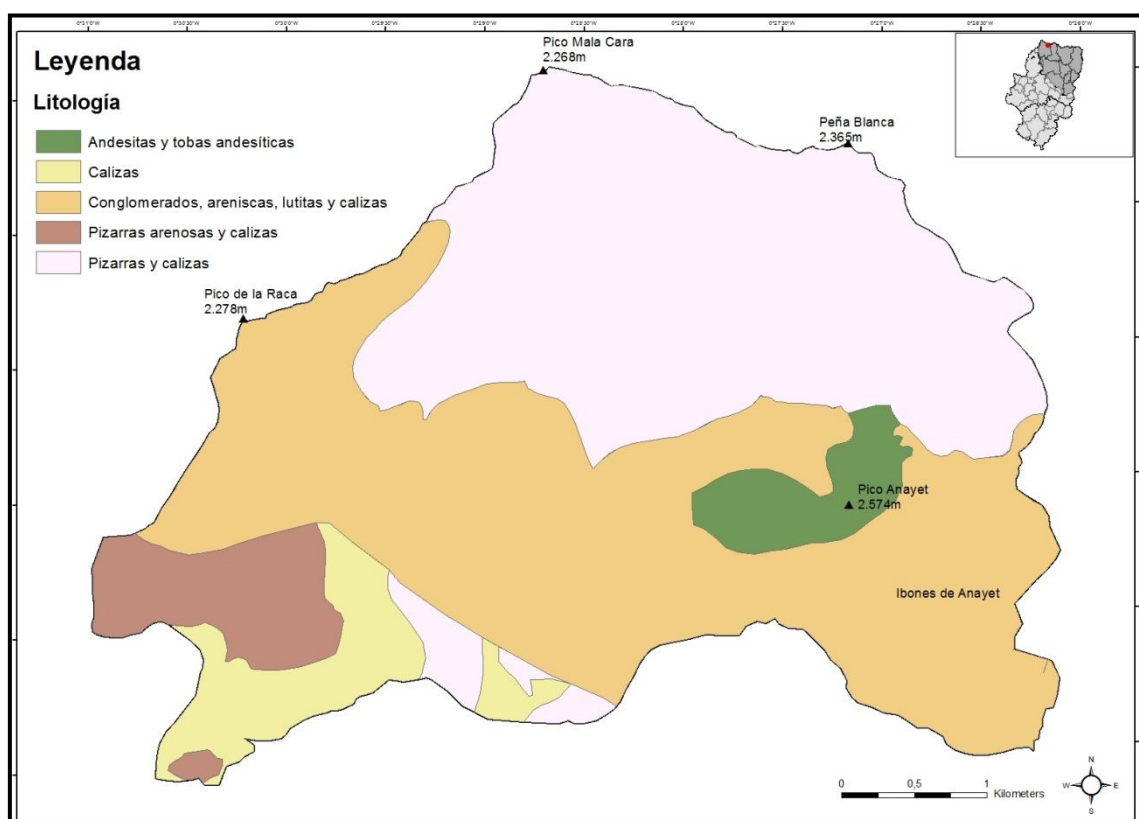


Figura 51. Capa de litología realizada con ArcMap

En la figura 51 se puede ver la litología de Canal Roya, la cual se ha clasificado según los valores proporcionados por (Acosta, 2006), atendiendo a sus características físicas tales como la resistencia al corte, la permeabilidad y facilidad a la meteorización. Destaca el entorno del pico de Anayet, que al tratarse de un volcán extinto está compuesto por andesitas. En el resto del valle de Canal Roya predominan las pizarras y las calizas. En la Tabla 7 se muestran los valores utilizados para esta capa:

Litología	Valor asignado
Andesitas	4
Calizas	5
Pizarras y calizas	6
Conglomerados, areniscas, lutitas y calizas	8

Tabla 7. Valores asignados para la litología. Fuente: Acosta, E. (2006). Estudio geomorfológico y estimación de la susceptibilidad a flujos de derrubios y desprendimientos de rocas en el valle de Benasque. Tesis de doctorado, Instituto Geológico y Minero de España, Zaragoza.

## Capa de distancia a fallas

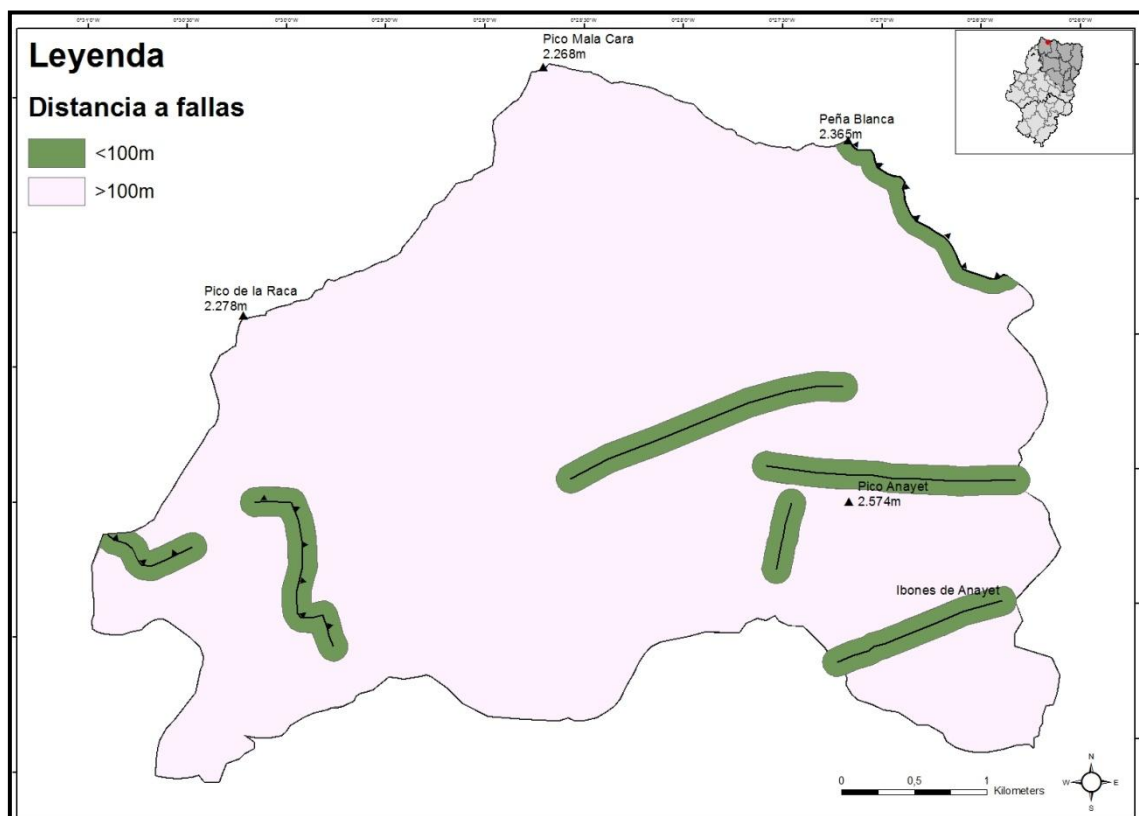


Figura 52. Capa de distancia a fallas realizada con ArcMap

En la figura 52 se pueden ver las diferentes fallas que atraviesan el valle de Canal Roya rodeadas por un *buffer* o distancia de 100 m. Un estudio de Reyes-Cedeño (2011) demuestra que los deslizamientos tienen una mayor probabilidad de ocurrencia cuanto más cercanos se encuentran a las fallas, ya que el agrietamiento es más intenso y con ello, la infiltración de agua, meteorización y erosión. Estos procesos físicos se traducen finalmente en una reducción progresiva de la resistencia mecánica del macizo rocoso y en la formación de deslizamientos. En este estudio, una distancia de 100 m a una falla se considera un valor alto de susceptibilidad, por lo que este ha sido el valor escogido para este modelo. En la Tabla 8 se muestran los valores utilizados para esta capa:

Distancia a fallas	Valor asignado
> 100m	1
< 100m	2

Tabla 8. Valores asignados para la distancia a fallas. Fuente: Reyes-Cedeño, Y. (2011). Evaluación de la susceptibilidad del terreno por deslizamientos en el territorio de Moa. *Ciencia & Futuro*, 1(2), 1–10.

## Capa de isoterma 0°

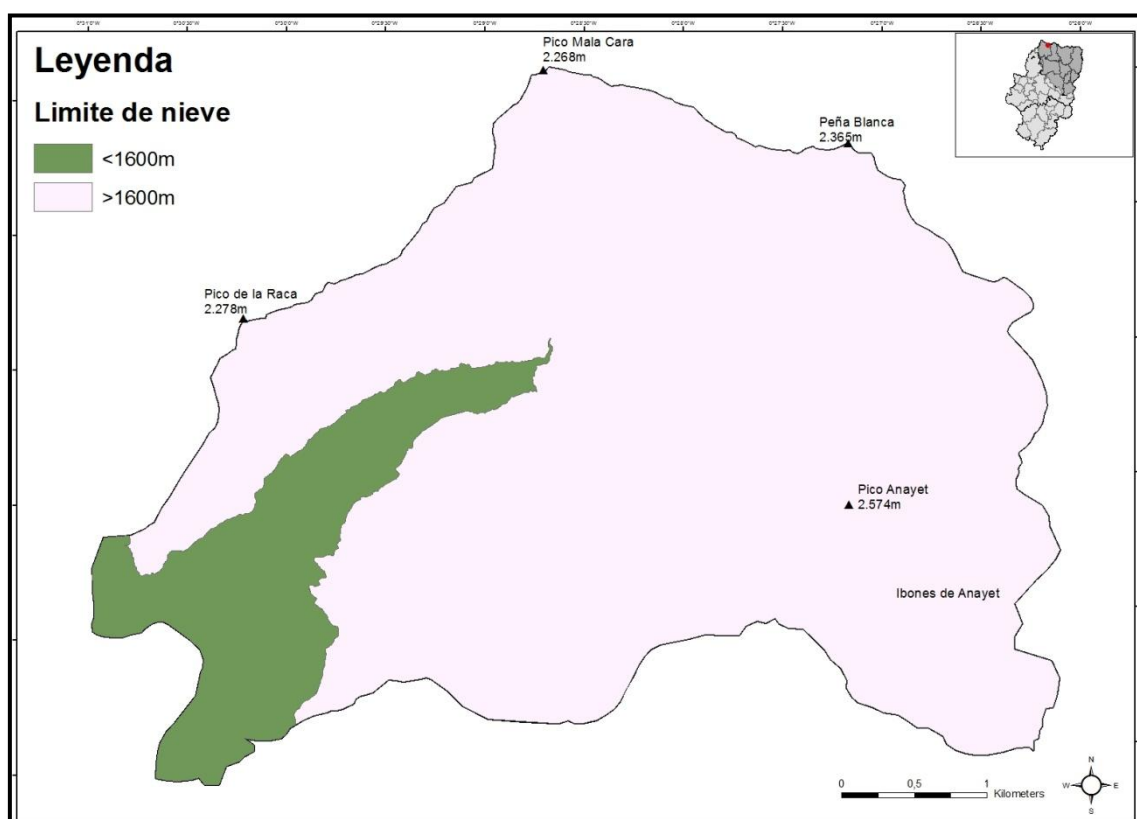


Figura 53. Capa de pendientes realizada con ArcMap

En la figura 53 se puede ver el límite que separa las zonas por encima (color blanco) y por debajo (color verde) de la cota de 1.600 m de altitud. Este valor de altura es considerado por García-Ruiz et al. (1985) como la isoterma 0° para el valle del Aragón y representa la cota por encima de la cual existe una mayor probabilidad de estar cubierta de nieve en los meses de invierno. La necesidad de la utilización de esta variable en el análisis de susceptibilidad radica en que numerosos autores señalan que el deshielo es un factor desencadenante, y que un porcentaje elevado de los deslizamientos se suceden en primavera durante la fusión de los hielos (Corominas, 2006); (Gómez et al., 2002). Según estos autores la efectividad de esta variable como causante de movimientos de ladera reside en que: (1) el agua de fusión percola lentamente hasta la saturación de la ladera, incrementando su peso y 2) el agua alcanza el incipiente plano de deslizamiento reduciendo notablemente el peso efectivo del macizo. En consecuencia, las laderas sometidas a procesos anuales de hielo y deshielo por la retirada de las nieves serán las que sufran más cambios en su estabilidad, y por ello serán más susceptibles de generar deslizamientos. En la Tabla 9 se muestran los valores utilizados para esta capa:

Límite de nieve	Valor asignado
< 1.600m	1
> 1.600m	2

Tabla 9. Valores asignados para la isoterma 0°. Fuente: Reyes-Cedeño, Y. (2011). Evaluación de la susceptibilidad del terreno por deslizamientos en el territorio de Moa. *Ciencia & Futuro*, 1(2), 1–10.

La integración de todas las capas ha permitido la elaboración del modelo de susceptibilidad de deslizamientos que aparece reflejado en la Figura 54, en donde cada pixel se clasifica según su grado de susceptibilidad en muy baja (color verde), baja (color amarillo), media (color naranja), alta (color rojo) y extrema (color blanco). Los modelos se adjuntan en el Anexo de este trabajo en tamaño DIN A-4 para su mejor visualización.

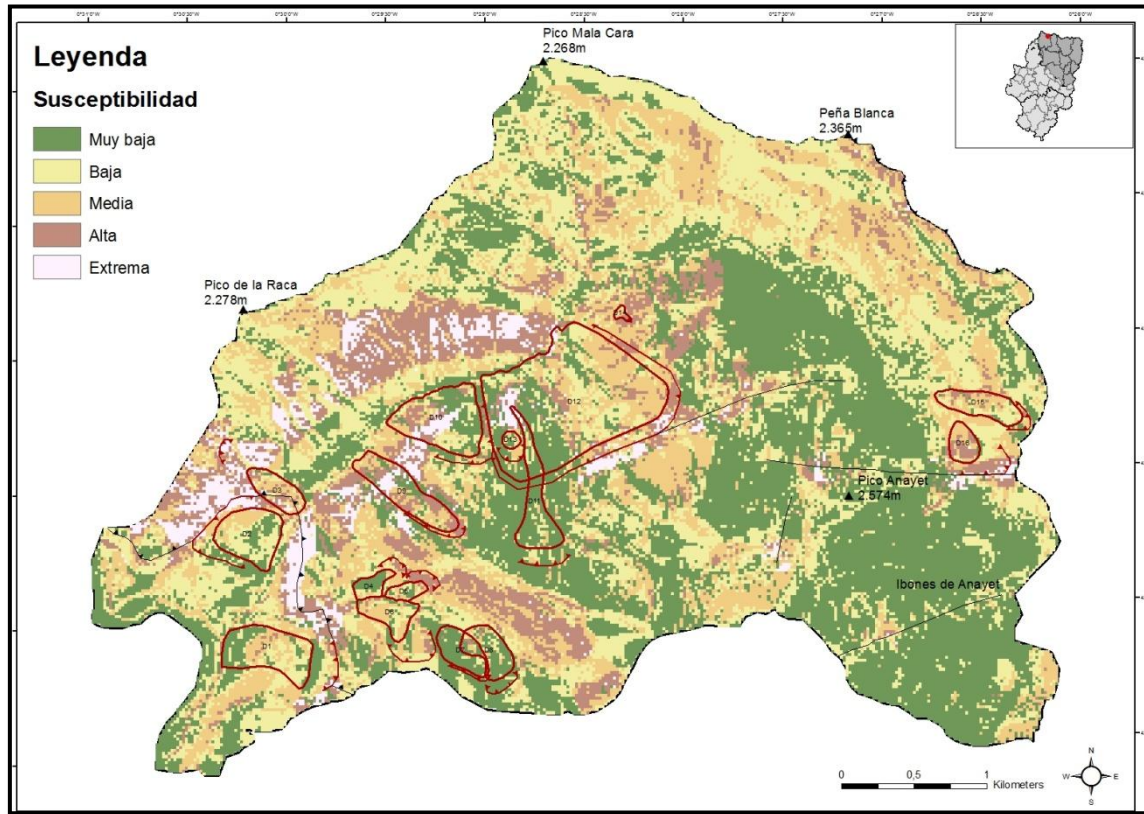


Figura 54. Modelo de susceptibilidad de deslizamientos realizado con ArcMap en el valle de Canal Roya.

Este modelo tiene un porcentaje de acierto del 63%, ya que de los dieciséis deslizamientos cartografiados en Canal Roya diez se encuentran en las zonas de susceptibilidad alta o extrema (D1, D2, D3, D4, D5, D9, D10, D12, D14 y D16). Tal y como se ve en el modelo, las zonas incluidas dentro del rango de susceptibilidad alta y extrema se localizan en la zona Oeste del valle, debido a la presencia de pizarras del devónico y materiales permotriásicos, así como las zonas próximas a las fallas predominantes. Por el contrario, la zona Este es la que tiene una susceptibilidad más baja por la presencia de calizas carboníferas mucho más estables. Las zonas de muy baja susceptibilidad se corresponden con las zonas llanas, tanto de los ibones de Anayet como del fondo del valle y con las zonas altas de paredes de roca escarpadas. De este mapa se deduce que las variables litología, pendientes y distancia a fallas son a priori las más efectivas de cara a la predicción de generación de nuevos deslizamientos.

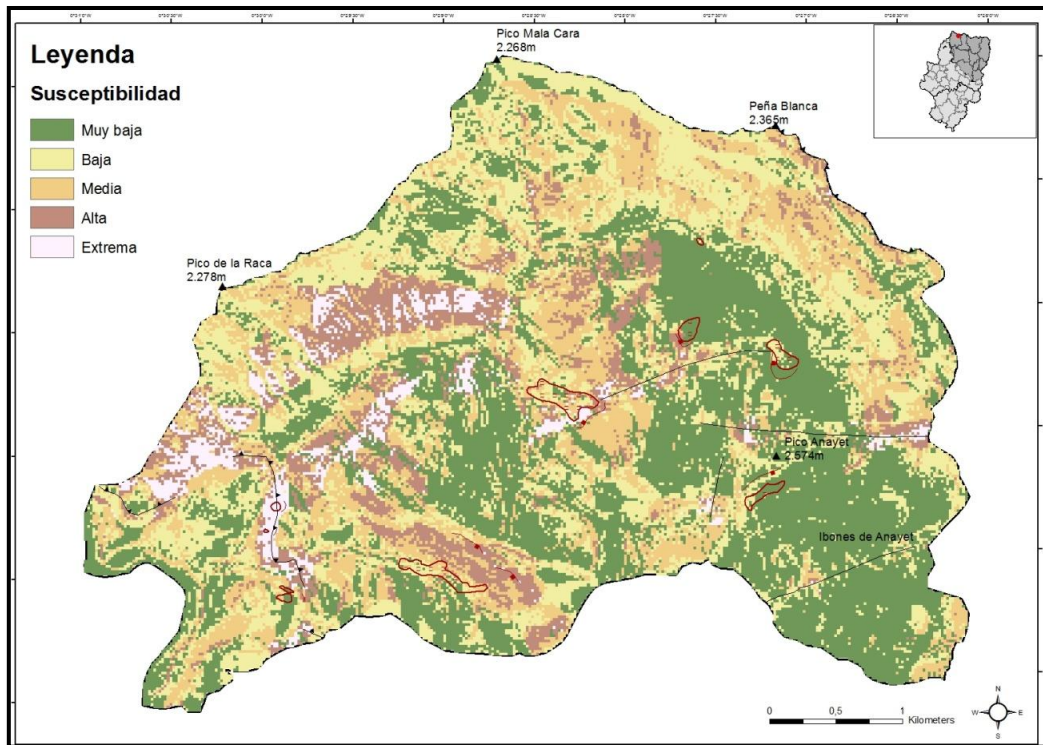


Figura 55. Modelo de susceptibilidad de caídas de bloques realizado con ArcMap en el valle de Canal Roy

En relación con las caídas de bloques (Figura 55), la mayor parte de las mismas se encuentran en las zonas de susceptibilidad extrema, a excepción de dos zonas localizadas en la parte Este en el fondo del valle que están asociadas a escarpes calcáreos.

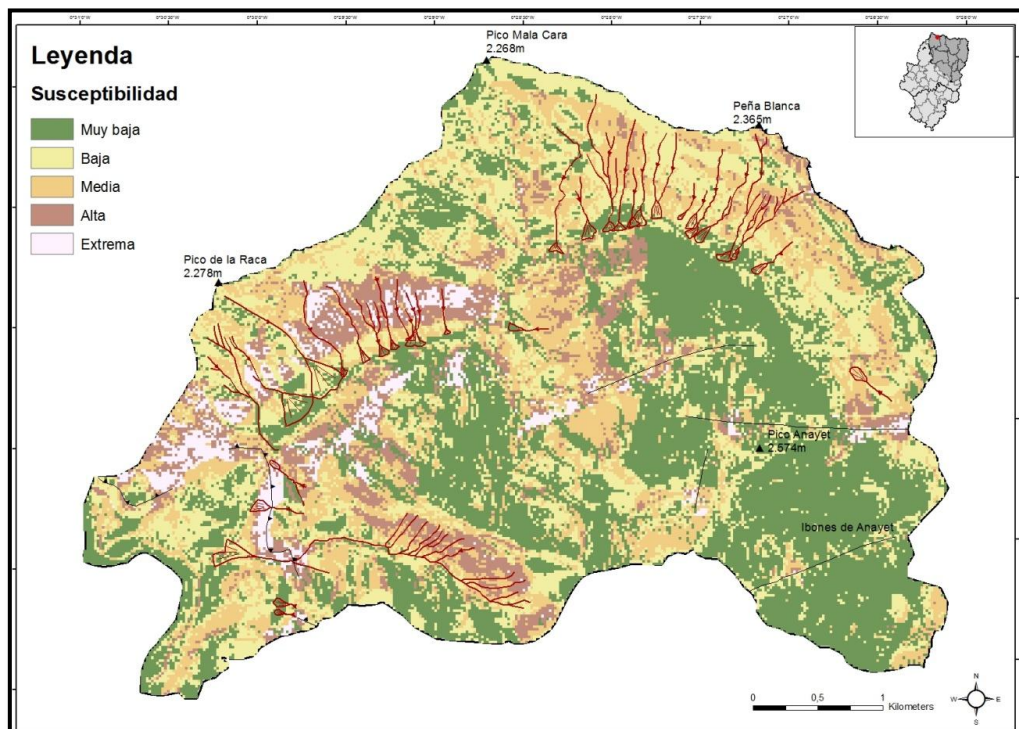


Figura 56. Modelo de susceptibilidad de *debris flow* realizado con ArcMap en el valle de Canal Roy

En lo referente a los *debris flows* (Figura 56), el porcentaje de éxito del mapa de susceptibilidad en la mitad Oeste es prácticamente del 100%, encontrándose prácticamente todos los canales en las zonas de susceptibilidad alta o incluso extrema. Este éxito reside en la presencia de litologías lábiles y la proximidad de las zonas de arranque de *debris flow* al cabalgamiento intrapaleozoico. Por el contrario, los *debris flow* ubicados en la zona Norte-Noreste se encuentran en una zona de susceptibilidad media y baja, lo que puede deberse a la inactividad de los mismos, como demuestra el hecho de que la mayor parte de sus depósitos de abanico estén tapizados de vegetación.

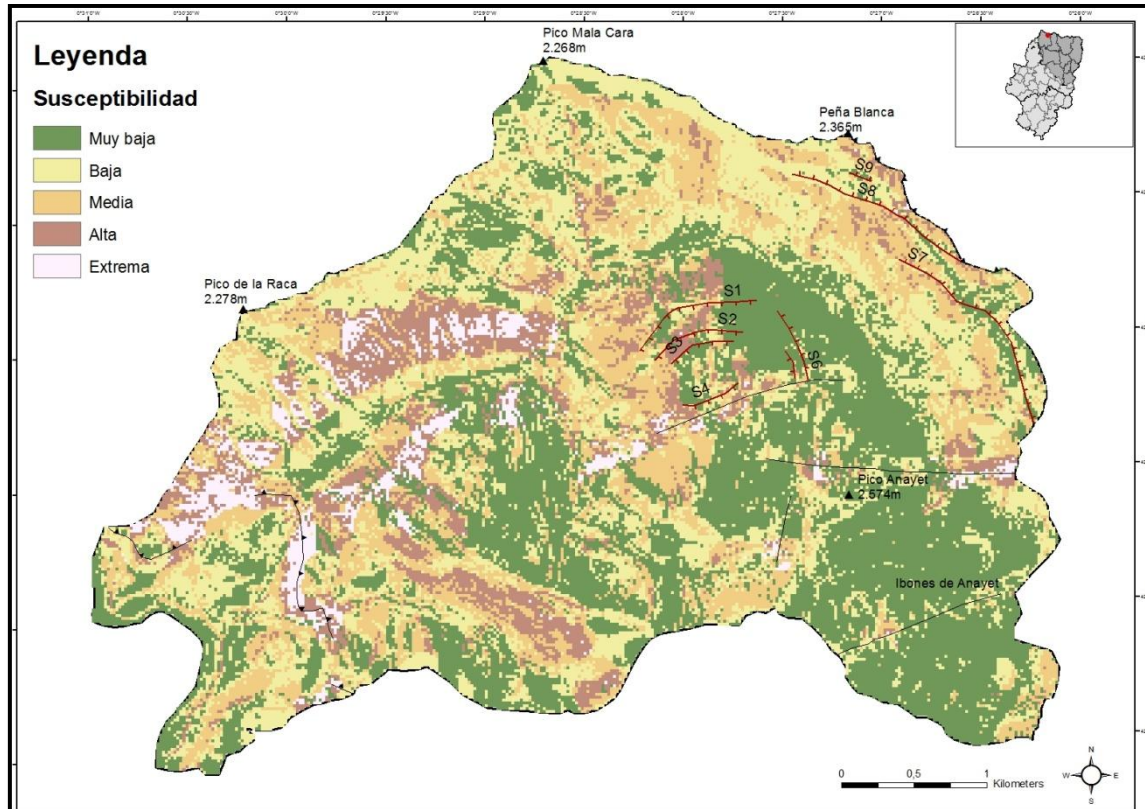


Figura 57. Modelo de susceptibilidad de *sackung* realizado con ArcMap en el valle de Canal Roya

En relación con los *sackungs* (Figura 57), S1, S2, S3 y S4 se encuentran en una zona de alta susceptibilidad, quizás debido a la coincidencia paralela con la falla ubicada en la zona superior (al lado de S4). Por el contrario, S5 y S6 se encuentran en una zona de susceptibilidad baja o muy baja aun estando también al lado de la misma falla que los *sackung* S1 a S4. En la ladera de enfrente, los *sackung* S7 y S8 atraviesan zonas de alta y media susceptibilidad, mientras que S9 se encuentra en una zona de susceptibilidad muy baja. Su distribución espacial tanto en zonas de susceptibilidad muy baja como extrema nos lleva a decir que el modelo no es válido para la predicción de los *sackung* y que en su formación deben intervenir otras variables que no se han contemplado en el análisis.



## 6. Discusión

Un aspecto esencial de cualquier modelo de susceptibilidad de movimientos de ladera es determinar su utilidad mediante el cálculo de su porcentaje de éxito. Para conseguir un porcentaje tipo, se han considerado la fiabilidad de los modelos de (Remondo, 2001), (Santacana, 2001), (Van Der Linden, 2015) y (Acosta, 2006) en sus respectivas zonas de estudio. Así, los porcentajes de éxito obtenidos por estos autores eran de un 80% de acierto en el modelo de (Remondo, 2001), entre un 64% y un 77% en el modelo de (Santacana, 2001), un 58% en el de (Van Der Linden, 2015) y un 70% en el modelo de (Acosta, 2006). A partir de estos valores, se ha considerado aceptable un modelo que se encuentre por encima del 60% de acierto.

El grado de éxito obtenido en Canal Roya ha sido de un 63%, por lo que se considera que el modelo ha resultado aceptable, teniendo en cuenta que la aplicación de los modelos de susceptibilidad de los anteriores autores en el valle de Canal Roya era inferior al 56%. Esta mejoría en el modelo final se debe a la inclusión de las dos variables no analizadas en los demás modelos (la distancia a fallas y la isoterma 0°), y que en la zona de estudio parecen tener una especial importancia debido a sus características geológicas y climáticas.

Aunque se ha obtenido un porcentaje de éxito aceptable, seis de los dieciséis deslizamientos cartografiados no han sido detectados por el mismo. Los no detectados han sido el D6, D7, D8, D11, D13 y D15. Esto evidencia que es necesario realizar una buena cartografía geomorfológica previa de los deslizamientos existentes y que el estudio de campo no puede sustituir a la modelización, debido a que no se controlan todas las variables que afectan a la ladera. De este modo, a la hora de realizar una buena planificación como expone Remondo (2001) en su trabajo, es esencial combinar métodos cartográficos directos (en este caso es el inventario o cartografía geomorfológica de los deslizamientos) que sirvan de base para análisis posteriores con los métodos indirectos (el análisis de la susceptibilidad mediante un SIG).

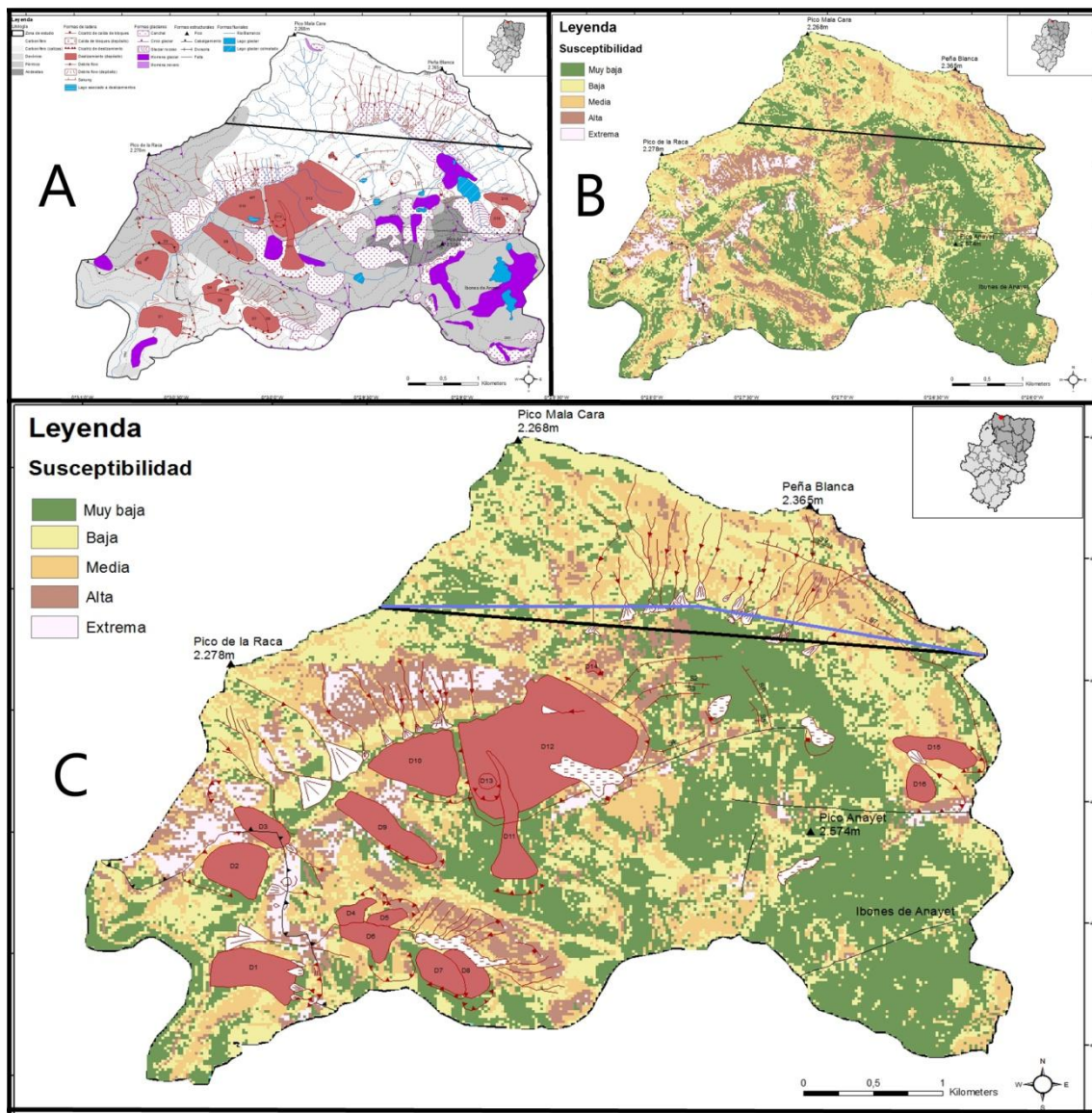


Figura 58. Figura comparativa de los trazados para el telesilla propuesto en el PIGA (línea negra). A) Ubicación del telesilla según la cartografía geomorfológica. B) Ubicación del telesilla según el modelo de susceptibilidad. C) Ubicación del telesilla inicial y del telesilla alternativo (línea azul) según el modelo de susceptibilidad.

En la Figura 58 puede verse la ubicación que tendría el telesilla de conexión Astún-Formigal sobre la cartografía geomorfológica, el modelo de susceptibilidad realizado y la combinación de ambos. Atendiendo a la cartografía geomorfológica realizada (Figura 58 A), el telesilla propuesto en el Plan de Interés General de Aragón (PIGA) atraviesa cuatro *debris flows*, un canchal de grandes dimensiones (400.000 m<sup>2</sup>) y un *sackung* (S7). De estos movimientos, el que podría acarrear problemas en el telesilla es el *sackung* S7 y la cercanía a los *sackungs* S1-S4, ya que su futuro movimiento y posible desencadenamiento en nuevos deslizamientos resulta impredecible, y como se ha comentado anteriormente, suelen ser la fase anterior a la formación de deslizamientos (Chigira et al., 2013). En cuanto al canchal y a los *debris flows*, no suponen una especial amenaza ya que ambos movimientos aparentemente parecen estar inactivos, como refleja el hecho de que se encuentren tapizados de vegetación. En cualquier caso, si el telesilla se diseñara en esta posición, las pilonas

podrían espaciarse para salvar los canales de *debris flow* y en el caso de los canchales atendiendo a las indicaciones de Gutierrez (2008): “los trazados de las vías de comunicación deberán efectuarse, si es posible, por su parte inferior donde la pendiente es menor y el riesgo de caída de clastos es más bajo”.

Según el modelo de susceptibilidad (Figura 58 B), el telesilla, con una longitud total de 4.350 m, atraviesa un 20% de zonas de alta susceptibilidad, un 27% de zonas de susceptibilidad media y un 63% de zonas de susceptibilidad baja o muy baja.

En el PIGA para el trazado del telesilla se proponen dos opciones:

- 1) La instalación de un telesilla de 6-8 personas con una estación intermedia de transbordo, la cual se ubicaría en el fondo del valle y con un presupuesto de ejecución de 14 millones de euros. La estación de transbordo se situaría en una zona de alta susceptibilidad, por lo que desde el punto de vista geológico esta opción es claramente desaconsejada debido al riesgo económico y personal que ello supondría (Tabla 10, P1). Además, es esperable un incremento de la inestabilidad de las laderas asociado a las excavaciones y las actividades humanas, que modifican los perfiles de las mismas (Gutierrez, 2008); (Audemard et al., 2011); (Ambrosi & Battista, 2006). Desde una perspectiva medioambiental la instalación de torres a lo largo del valle tendría un impacto visual notable. Atendiendo al Proyecto de Interés General para la ampliación de la estación de esquí de Valdelinares (Teruel) redactado por Villalba (2010), en donde se propone una construcción de 11 torres para un telesilla de 946m, y considerando estos mismos parámetros, el telesilla propuesto en Canal Roya requeriría de unas 44 torres. La realización de obras para la instalación de las torres, el suministro eléctrico, los caminos de evacuación, remotes o balsas para la innivación artificial etc., generarían un importante impacto ambiental (Pérez & Cáncer, 2001). La topografía del terreno cambia debido a los movimientos de tierras producidos por la construcción de vías de acceso, caminos para la maquinaria o la adecuación de las laderas para las pistas. También cambia la cobertura vegetal, al tener que retirarse por las obras para el paso de la maquinaria. Además, como se indica en el PIGA, en el caso de que se construyera un telesilla o telecabina, existe un riesgo de que el quebrantahuesos (*Gypaetus barbatus*) colisionara con el mismo.
- 2) La instalación de un telecabina 3S con un presupuesto de ejecución de 24 millones de euros (Tabla 10, P2). Este telecabina no contaría con pilonas a lo largo de su recorrido, ya que se trata de un modelo con varios cables capaces de soportar el peso de los vehículos y el viento. El impacto paisajístico no sería tan elevado como si se construyera un telesilla con torres. Desde el punto de vista de su posible afección por movimientos de ladera, solo el 3% de su trazado se encontraría en zonas de alta susceptibilidad. A pesar de su mayor precio de ejecución esta segunda opción sería la más favorable según criterios geológicos y medioambientales.

En caso de que la primera de las opciones por el menor coste de ejecución sea la escogida, se proponen dos alternativas al trazado proyectado (Tabla 10 N1 y N2) para este telesilla teniendo en cuenta los siguientes factores:

- 1) Que recorra zonas de susceptibilidad baja o muy baja durante la mayor parte del recorrido.
- 2) Aspectos medioambientales: que no pase por zonas de elevado valor ecológico, como la llanura de los ibones de Anayet, por lo que no se contempla la posibilidad de atravesar esta zona.
- 3) Que no atraviese ni canchales ni glaciares rocosos. “A veces, las torres de tendido eléctrico o telefónico y de remontes de esquí se sitúan en glaciares rocosos y pueden sufrir diversos disturbios” (Gutierrez, 2008), por lo que conviene evitar construir sobre ellos. En su defecto, también se puede monitorizarlos previamente para comprobar su actividad (Chueca & Julián, 1991) y llegar a poder construir sobre ellos en el caso de que se demuestre su inactividad.
- 4) Factor económico, buscando la alternativa más ventajosa.

La primera alternativa (Alternativa N1 de la Tabla 10) propone la construcción del telesilla siguiendo el mismo trazado que el propuesto en el PIGA (P2) pero sin construir la estación intermedia, distribuyendo las torres en las zonas en las que la susceptibilidad sea la menor posible y evitando las zonas clasificadas en nuestro modelo dentro de los rangos de susceptibilidad alta y extrema. Siguiendo este criterio, y manteniendo el mismo espaciado entre torres, tan sólo un 27% de las mismas se asentarían en zonas de susceptibilidad media. Desde el punto de vista económico, esta alternativa supone un incremento de ejecución de 2 millones de euros con respecto al trazado propuesto con estación intermedia (P2), ya que al no haber estación intermedia el telesilla es más largo (4.350 m frente a los 3.800 m de P1). A los 16.000.000 € que costaría este telesilla se le ha restado lo que se considera el presupuesto para la estación de transferencia, 200.000 €, y se le ha sumado el presupuesto de las pilonas de más (unos 103.000 €), obteniendo un resultado de 15.929.341 €.

La segunda alternativa consiste en realizar un nuevo trazado para el telesilla (Tabla 10, N2). En lugar de ir en línea recta y atravesar la zona de alta susceptibilidad, se desviaría ligeramente hacia el norte, solventando así su paso por la zona de alta susceptibilidad y reduciendo el porcentaje de trazado sobre zonas de alta susceptibilidad de un 37% a un 25% (Figura 58 C). Esta modificación no supone un incremento significativo de presupuesto con respecto al trazado original, ya que prácticamente la longitud del telesilla no cambia, solo se añaden 20 m. En el Anexo se puede ver el cálculo realizado para esta aproximación de presupuesto.

Propuesta	Tipo	Longitud	Susceptibilidad media/alta	Presupuesto	Observaciones	
PIGA	P1	Telesilla 6-8	3.800 m	37%	14.000.000€	Alta afección al medio ambiente y riesgo, debido a la necesidad de construir una estación intermedia en la zona de alta susceptibilidad
	P2	Telecabina 3S	4.350 m	3%	25.000.000€	Afección al medio ambiente baja, ya que no

						hay necesidad de pilonas intermedias en el centro del valle, solo en las zonas inicial y final.
<b>Nueva</b>	N1	Telesilla 6-8 (mismo trazado)	4.350 m	27% (solo de tipo media)	16.000.000€	Afección al medio ambiente media, debido a la necesidad de construir una pista de evacuación, entre otras obras.
	N2	Telesilla 6-8 (diferente trazado, línea azul)	4.370 m	25%	16.003.500€	Afección al medio ambiente media, debido a la necesidad de construir una pista de evacuación, entre otras obras.

Tabla 10. Comparación de las diferentes propuestas para el telesilla

Podemos concluir que todas las opciones menos la propuesta de trazado original del Telesilla con estación intermedia (PIGA P2) son viables desde el punto de vista de la susceptibilidad, si bien es cierto que la opción del telecabina (P1) es la que tiene un porcentaje más bajo de susceptibilidad, siendo solo del 3% y un impacto medioambiental menor. Por el contrario, esta opción es 8 millones más cara que las alternativas de trazado propuestas para el telesilla.

No obstante, cabe preguntarse si es necesaria esta ampliación. Existen una serie de evidencias que desaconsejan la rentabilidad de esta infraestructura. En primer lugar, el cambio climático está afectando al turismo invernal, haciendo indispensable la producción de nieve artificial (Pons, 2014). En el PIGA se ha realizado un revisión bibliográfica exhaustiva sobre el efecto que tendrá el cambio climático en la innivación, además de comparar diferentes modelos propuestos sobre el cambio climático y su incidencia en los valles del Aragón y de Tena. De todos estos estudios se ha comprobado que la innivación natural en las zonas bajas (entre 1.500 y 2.000 m) de estos dos valles disminuirá progresivamente, además de disminuir la duración de la misma (Corporación Empresarial Pública de Aragón, 2013); (PDMA, 2006).

En segundo lugar, la demanda de esquí en la estaciones invernales de Astún y Candanchú está disminuyendo y tiene previsión de seguir haciéndolo a no ser que se amplíe la oferta de alojamientos.

Finalmente, desde el punto de vista económico, las estaciones arrojan unas cuentas negativas. En la estación de esquí de Formigal (ahora del grupo Aramón), “las cifras correspondientes a las inversiones y al capital que maneja anualmente son astronómicas para los resultados que realmente genera” (PDMA, 2006). En una noticia de El País se informa de que en 2014 Aramón perdió 3,5 millones de euros (Fernández, 2017) y en las cuentas que publica anualmente Aramón en su página web se puede ver que en la temporada 2015-2016 las pérdidas fueron de 2,6 millones de euros (Consejo de Administración de Aramón, 2016).

## 7. Conclusiones

A continuación se exponen las conclusiones derivadas de este trabajo, las cuales se han agrupado en dos apartados, uno sobre la cartografía geomorfológica y otro sobre el modelo de susceptibilidad realizado:

### Cartografía geomorfológica

Canal Roya, valle glaciar afluente del valle del Aragón no cuenta con ningún estudio de glaciario, al contrario que este último valle, que ha sido estudiado en numerosas ocasiones. La cartografía existente del valle de Canal Roya data de 1989 (García-Ruiz, 1989), la cual está incompleta actualmente, no mostrando ni los *sackung* ni los desprendimientos, y mostrando solo 7 de los 16 deslizamientos cartografiados.

- La realización de la cartografía geomorfológica ha servido para completar el mapa realizado por (García-Ruiz, 1989) y además nos ha permitido aproximar el origen de la formación de los dieciséis deslizamientos cartografiados en Canal Roya, de los cuales cinco se encuentran activos. La distribución espacial apunta a que su formación está íntimamente ligada a la litología del sustrato, a la presencia de fallas y cabalgamientos y la deglaciación (todos se encuentran por debajo de los 2.000 m de altitud, cercanos a la línea de máximo espesor alcanzado por el hielo).
- Se ha comprobado que para llevar a cabo una buena cartografía geomorfológica resultan indispensables las salidas de campo para así comprobar las formas cartografiadas in situ.

### Modelo de susceptibilidad

Para la modelización se han reproducido cuatro modelos de diferentes autores (Remondo, 2001); (Santacana, 2001); (Van Der Linden, 2015); (Acosta, 2006), para así poder establecer las variables más idóneas.

- Las variables que se han empleado en nuestro modelo son las siguientes: orientaciones, vegetación, isoterma 0°, pendientes, litología y distancia a fallas. De ellas, las tres últimas han resultado ser las más efectivas de cara a la predicción de generación de nuevos deslizamientos, ya que los deslizamientos cartografiados se encuentran preferentemente en zonas con una pendiente mayor a 30°, con una litología compuesta por areniscas y lutitas del pérmico y pizarras y calizas del carbonífero, y a menos de 100 m de fallas o cabalgamientos.
- Se ha comprobado que para realizar un buen análisis de la susceptibilidad a que se produzcan movimientos de ladera, resulta indispensable el empleo de varios métodos, combinándolos para así conseguir un análisis más completo. En este caso no hubiera bastado solo con la modelización.
- Se ha conseguido con el modelo realizado un porcentaje de éxito del 63%, mostrando 10 de los 16 deslizamientos cartografiados. En cuanto a las caídas de rocas y los *debris flows*, el modelo ha tenido éxito en ambos, siendo del 100% en los *debris flow* de la zona Oeste al mostrar todos los cartografiados en zonas de susceptibilidad alta o muy alta. Sin embargo, el

modelo no es válido para los *sackungs*, debiendo añadir otras variables dependientes de su formación.

- Gracias al modelo de susceptibilidad realizado y a la cartografía geomorfológica previa, se ha podido comprobar la viabilidad de las diferentes opciones planteadas para la ampliación de la estación de esquí. De las cuatro opciones, P1 se ha descartado debido al riesgo de deslizamientos, quedando P2 como la alternativa más segura y más cara, y N1 y N2 como alternativas más económicas y con una seguridad menor que P2.

## 7. Bibliografía

ACUERDOS del Consejo de Ordenación del Territorio de Aragón, adoptados en sesión de fecha 24 de febrero de 2015. Boletín Oficial de Aragón, de 8 de abril de 2015, (66), p. 11046. Disponible en <http://www.boa.aragon.es/cqibin/EBOA/BRSCGI?CMD=VEROBJ&MLKOB=847250604444>

Acosta, E. (2006). *Estudio geomorfológico y estimación de la susceptibilidad a flujos de derrubios y desprendimientos de rocas en el valle de Benasque*. Tesis de doctorado, Instituto Geológico y Minero de España, Zaragoza[Links].

Alcántara, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones Geográficas*, (41), 7–25.

Ambrosi, C., & Battista, G. (2006). Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology*, 83(1), 183–200.

Arruebo, T., Santolaria, Z., & Pardo, A. (2013). Los ibones: las islas acuáticas del Pirineo. *Revista Odón*, 4, 9–17.

Audemard, F., Beck, C., & Carrillo, E. (2011). Deformaciones Gravitatorias Profundas en Laderas a lo Largo de la Falla Activa de Boconó en el Sector Central de Los Andes de Mérida, Venezuela Occidental. *Tribuna Del Investigador*, 12.

Barrère, P. (1963). La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 5, 516–526.

Bordenau, J. (2005). El glaciario cuaternario en los Pirineos. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 252–258.

Cáncer, L. (1991). Cambios de uso del suelo y alteración de paisajes en el Valle de Canal Roya (Prov. Huesca). *Geographicalia*, (28), 71–84.

Chacón, J. (2003). Riesgos de origen geológico y geomorfológico: deslizamientos de tierras, identificación, análisis y prevención de sus consecuencias. *Areas. Revista Internacional de Ciencias Sociales*, (23), 33–64.

Chigira, M., Hariyama, T., & Yamasaki, S. (2013). Development of deep-seated gravitational slope deformation on a shale dip-slope: observations from high-quality drill cores. *Tectonophysics*, 605, 104–113.

Chueca, J., & Julián, A. (1991). Génesis de glaciares rocosos a partir de desprendimientos rocosos masivos: macizo del Turbón (Pirineo oscense). *Alisios*,

*Rev. Geogr*, 1, 71–80.

- Consejo de Administración de Aramón. (2016). Informe de auditoría independiente, cuentas anuales consolidadas e informe de gestión consolidado. Retrieved from <http://www.aramon.com/estaticos/userfiles/file/auditoria-aramon-consolidad-2016.pdf>
- Copons, R., & Tallada, A. (2009). Movimientos de ladera. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 17(3), 284–294.
- Corominas, J. (2006). El clima y sus consecuencias sobre la actividad de los movimientos de ladera en España. *Cuaternario Y Geomorfología*, 20(3–4), 89–113.
- Corporación Empresarial Pública de Aragón. (2013). Solicitud de la Declaración de Interés General de Aragón. Plan de unión de estaciones de esquí. Valles de Tena y del Aragón. Retrieved from [http://aragon.es/estaticos/GobiernoAragon/Departamentos/PoliticaTerritorialInterior/NP/COTA/20131128 Plan\\_de\\_Unión.pdf](http://aragon.es/estaticos/GobiernoAragon/Departamentos/PoliticaTerritorialInterior/NP/COTA/20131128 Plan_de_Unión.pdf)
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3-Landslide types and processes. *Transportation Research Board Special Report*, (247).
- Cruz, R., Goy, J. L., & Zazo, C. (2009). El registro periglacial en la Sierra del Barco (Sistema Central) y su relación con el sistema glaciar pleistoceno. *Finisterra*, 44(87).
- de Pedraza, J. (1996). *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*.
- Del valle, J., Arruebo, T., Pardo, A., Matesanz, J., Rodríguez, C., Santolaria, Z., ... Urieta, J. (2011). Ibones del Pirineo Aragonés: Lagos glaciares entre agrestes montañas. *ConCIENCIAS.digital: Revista de Divulgación Científica de Las Facultad de Ciencias de Zaragoza*, 8, 32–47.
- Fernández, M. (2017). El negocio del esquí se derrite. *El País*. Retrieved from [http://economia.elpais.com/economia/2017/01/13/actualidad/1484323058\\_897065.html](http://economia.elpais.com/economia/2017/01/13/actualidad/1484323058_897065.html)
- García-Ruiz, J. M. (1989a). Mapa geomorfológico. Sallent. *Geoforma Ediciones: Logroño*.
- García-Ruiz, J. M. (1989b). Mapa geomorfológico. Sallent. *Geoforma Ediciones: Logroño*.
- García-Ruiz, J. M., Chueca, J., & Julián, A. (2004). Los movimientos en masa del Alto Gállego. *Geografía Física de Aragón. Aspectos Generales Y Temáticos*, 142–152.
- García-Ruiz, J. M., Puigdefábregas, J., & Creus, J. (1985). *Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón*. Instituto de Estudios Altoaragoneses.
- García, F., & Mateu, J. J. (2003). Cambios y permanencias en las dinámicas sociodemográficas de los Pirineos españoles. El papel de los movimientos migratorios. *Ager: Revista de Estudios Sobre Despoblación Y Desarrollo Rural*, 3, 29–73.
- Gómez, A., Palacios, D., Luengo, E., Tanarro, L. M. T., Schulte, L., Ramos, M. R., & Salvador, F. (2002). Inestabilidad de taludes y cubierta nival en áreas marginales



- de permafrost. El caso de la pared norte del picacho del Veleta (Sierra Nevada, España). *Revista de Geografía*, (1), 35–56.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J. M., Martí-Bono, C., ... Dedoubat, J. J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66(1), 38–52.
- González, J. J., & Serrano, E. (2010). La nieve en los Picos de Europa: implicaciones geomorfológicas y ambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, (36), 61–84.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., Carbonel, D., Bonachea, J., Garcia-Ruiz, J. M., Galve, J. P., & Lucha, P. (2012). 1: 5000 Landslide map of the upper Gállego Valley (central Spanish Pyrenees). *Journal of Maps*, 8(4), 484–491.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Ríos, S., Guerrero, J., & Lucha, P. (2005). Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 69(1), 298–314.
- Gutiérrez, F., Ortuño, M., Lucha, P., Guerrero, J., Acosta, E., Coratza, P., ... Soldati, M. (2008). Late Quaternary episodic displacement on a sackung scarp in the central Spanish Pyrenees. Secondary paleoseismic evidence? *Geodinamica Acta*, 21(4), 187–202.
- Gutierrez, M. (2008). Geomorfología. *Ed Pearson Educación*.
- Herrera, G., Fernández-Merodo, J. A., Mulas, J., Pastor, M., Luzi, G., & Monserrat, O. (2009). A landslide forecasting model using ground based SAR data: The Portalet case study. *Engineering Geology*, 105(3), 220–230.
- Herrera, G., Gutiérrez, F., García-Davalillo, J. C., Guerrero, J., Notti, D., Galve, J. P., ... Cooksley, G. (2013). Multi-sensor advanced DInSAR monitoring of very slow landslides: The Tena Valley case study (Central Spanish Pyrenees). *Remote Sensing of Environment*, 128, 31–43.
- Ibañez, S., Gisbert, J. M., & Moreno, H. (2011). Glosario de términos geomorfológicos.
- Irigaray, C., & Chacón, J. (1991). Los movimientos de ladera en el sector de Colmenar (Málaga). *Rev. Soc. Geol. España*, 4(3–4), 203–214.
- Julián, A., Peña, J. L., Chueca, J., Zabalza, J., Lapeña, A., & López, I. (2000). Cartografía de zonas probables de aludes en el Pirineo Aragonés: metodología y resultados. *Boletín de La A.G.E.*, 30, 119–134.
- Kinakin, D., & Stead, D. (2005). Analysis of the distributions of stress in natural ridge forms: implications for the deformation mechanisms of rock slopes and the formation of sackung. *Geomorphology*, 65(1), 85–100.
- Lewis, C. J., McDonald, E. V, Sancho, C., Peña, J. L., & Rhodes, E. J. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*, 67(3), 141–152.
- Lorente, A., Beguería, S., Bathurst, J. C., & García-Ruiz, J. M. (2003). Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3(683–691), 683–691. Retrieved from <https://doaj.org/article/55ae11ea8f2649d483367e6df6383afe>

- Mata, J. M., & Sanz, J. (2013). Recorrido desde Formigal a los Ibones de Anayet ya la Canal Roya, a través del patrimonio geológico y minero de la comarca del Alto Gállego. *Xaragall: Revista de Ciències de La Catalunya Central*, (469).
- Montero, I. (2011). Determinación y análisis de la actividad del deslizamiento de Les Pales (Cuenca de Tremp, Lleida).
- Notti, D., Davalillo, J. C., Herrera, G., & Mora, O. (2010). Assessment of the performance of X-band satellite radar data for landslide mapping and monitoring: Upper Tena Valley case study. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(9), 1865.
- Ortuño, M. (2008). Deformación activa en el Pirineo Central: la falla Norte de la Maladeta y otras fallas activas.
- Palacios, D., de Andrés, N., López-Moreno, J. I., & García-Ruiz, J. M. (2015). Late Pleistocene deglaciation in the upper Gállego Valley, central Pyrenees. *Quaternary Research*, 83(3), 397–414.
- Papa, M. N., Medina, V., Ciervo, F., & Bateman, A. (2013). Derivation of critical rainfall thresholds for shallow landslides as a tool for debris flow early warning systems. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(10), 4095–4107.
- PDMA, (Plataforma en Defensa de las Montañas de Aragón). (2006). Informe sobre el esquí alpino y el urbanismo en las zonas de montaña de Aragón. Retrieved from [http://www.plataformamontanas.es/index.php?option=com\\_docman&task=doc\\_download&gid=1&Itemid=66](http://www.plataformamontanas.es/index.php?option=com_docman&task=doc_download&gid=1&Itemid=66)
- Peña, J. L., Sancho, C., Rhodes, E., Lewis, C., & McDonald, E. (2003). Las morrenas terminales de los valles glaciares del Gállego y Cinca (Pirineo de Huesca). Datos cronológicos. *Boletín Glaciológico Aragonés*, (4), 91–109.
- Pérez, F., & Cáncer, L. (2001). El impacto ambiental de las pistas de esquí en los dominios supraforestales: cambios en los paisajes rurales altimontanos. *Ería*, (56), 299–307.
- Pons, M. (2014). Climate change impacts on winter tourism in the Pyrenees and adaptation strategies.
- Ramos-Cañón, A. M., Trujillo-Vela, M. G., & Prada-Sarmiento, L. F. (2015). Niveles umbrales de lluvia que generan deslizamientos: Una revisión crítica. *Ciencia E Ingeniería Neogranadina*, 25(2), 61–80.
- Remondo, J. (2001). Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial.
- Reyes-Cedeño, Y. (2011). Evaluación de la susceptibilidad del terreno por deslizamientos en el territorio de Moa. *Ciencia & Futuro*, 1(2), 1–10.
- Ríos, J. M., Galera, J. M., Baretino, D., & Lanaja, J. M. (1987). Hoja 145 (Sallent) del Mapa Geológico de Espanaa escala 1: 50.000 y Memoria geológica.
- Rivas-Martínez, S. (1987). Mapa de las series de vegetación de España, escala 1: 400.000. Retrieved from [http://www.magrama.gob.es/es/biodiversidad/servicios/banco-datos-naturaleza/informacion-disponible/memoria\\_mapa\\_series\\_veg.aspx](http://www.magrama.gob.es/es/biodiversidad/servicios/banco-datos-naturaleza/informacion-disponible/memoria_mapa_series_veg.aspx)
- Santacana, N. (2001). *Análisis de la susceptibilidad del terreno a la formación de*

*deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de sistemas de información geográfica. Aplicación a la cuenca alta del río Llobregat.* Universitat Politècnica de Catalunya.

Saz, M. Á., Peña, J. L., Longares, L. A., de Luís, M., López, F., González-Hidalgo, J. C., ... Cuadrat, J. M. (2007). Atlas climático de Aragón: Gobierno de Aragón, Servicio de Información y Educación Ambiental.

Tejada, G. (1994). *Vocabulario geomorfológico* (Vol. 11). Ediciones AKAL.

Van Der Linden, J. (2015). El efecto de las unidades de terreno en el análisis de susceptibilidad de corrientes de derrubios. Estudio en la zona del Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici (Pirineo Central).

Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Special Report*, 176, 11–33.

Vidal, M., & Sánchez, I. (1990). Análisis e interpretación de algunas cuestiones que plantea el complejo de morrenas y terrazas del río Aragón (Huesca). *Cuaternario Y Geomorfología*, 4(1), 107–118.

Villalba, I. (2010). Proyecto de interés general. Ampliación de la estación de esquí de Valdelinares (Teruel). Retrieved from [http://www.aragon.es/estaticos/GobiernoAragon/Departamentos/ObrasPublicasUrbanismoTransportes/Areas/02\\_Urbanismo/TOMOI.pdf](http://www.aragon.es/estaticos/GobiernoAragon/Departamentos/ObrasPublicasUrbanismoTransportes/Areas/02_Urbanismo/TOMOI.pdf)

Zischinsky, U. (1966). On the deformation of high slopes. In *1st ISRM Congress* (pp. 179–185).

## **Anexo**

A continuación se detallan los cálculos aproximados realizados para evaluar el coste económico de las dos alternativas según los datos proporcionados por el PIGA:

14.000.000€ se establecen para un telesilla de 3.800m, por lo que para el telesilla de 4.350m la cantidad ascendería a 16.026.315€.

En el presupuesto del PIGA se establecen 200.000€ en instalaciones, por lo que es la cantidad que se ha considerado la estación intermedia a falta de más detalles en el documento.

En el mismo documento, se establecen 90.000€ destinados al camino de acceso y torres para los 3.800m de telesilla, lo que se traduce en 103.026€ en torres para los 4.350m del telesilla N1 y 103.500€ en torres para los 4.370m del telesilla N2.

Propuesta N1:

$16.026.315 - 200.000 + 103.026 = 15.929.341€$

Propuesta N2:

$16.100.000 - 200.000 + 103.500 = 16.003.500€$

