

Evaluación del índice SL para la identificación de movimientos de ladera que afectan a la red de drenaje.

Trabajo Final de Máster
Máster de Recursos Minerales y Riesgos Geológicos (UB-UAB)
Especialidad en Riesgos Geológicos

Julio 2017

Autor:

Guillem Bonaventura Subiela Blanco

Tutora:

Marta Guinau i Sellés

Cotutor:

Jorge Pedro Galve Arnedo

Colaboradores:

Departament de Dinàmica de la Terra i l'Oceà
Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona

Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencias, Universidad de Granada



Índice

1. Introducción	3
1.1 Las anomalías y los movimientos en masa.....	3
1.2 Objetivos	4
2.0 Contexto del área de estudio.....	5
2.1 Contexto geológico.....	6
2.2 Contexto geomorfológico	8
3.0 Metodología de trabajo.....	8
3.1 Fase 1: Recopilación y preparación de los datos de entrada	8
3.2 Fase 2: Cálculo del índice SL con la herramienta Chi-Map.....	10
3.3 Fase 3: Postprocesado de los datos a partir del Análisis de Puntos Calientes	11
3.4 Fase 4: Mapa de anomalías a partir de densidad de Kernel	11
3.5 Fase 5: Análisis de las anomalías	12
3.5.1 Localización de las anomalías del índice SL	12
3.5.2 Caracterización de las anomalías del índice SL	12
3.5.3 Correlación e interpretación entre las anomalías y el factor origen.....	13
4.0 Resultados	13
4.1 Anomalías del índice SL en La Vall d'Àssua	13
4.1.1 Flujo de tierras del Puente de Caregue (torrente de Berasti)	15
4.1.2 Complejo de Bordes de Llesui (torrente de Berasti).....	15
4.2 Las anomalías del índice SL en la cuenca del Romadriu	16
4.2.1 Deslizamiento cartografiado	17
4.2.3 Deslizamiento no cartografiado.....	17
4.3 Anomalías del índice SL en La Vall de Tor	18
4.3.1 Deslizamiento en Boixedo	19
5.0 Discusión	20
5.1 Limitación del método del índice SL	20
5.1.1 Limitaciones del cálculo del índice SL.....	20
5.1.2 Identificación e interpretación de anomalías	20
5.2 Implicaciones para el análisis de la peligrosidad de deslizamientos	21
5.2.1 Eficacia del índice SL en la identificación de deslizamientos.....	21
5.2.2 Implicaciones para la caracterización de deslizamientos específicos	22
6. Conclusiones.....	23
7. Agradecimientos.....	23
8. Referencias.....	23
8.1 Bibliografía.....	23
8.2 Páginas web	25

ABSTRACT: Many quantitative geomorphic parameters, like the Stream Length-Gradient (SL) index, have been demonstrated to be suitable for detecting anomalies on stream-profiles. These knickpoints are generally related to active tectonics, lithological changes and large landslides. This study aims to detect drainage areas affected by landslides using SL index in *La Vall d'Àssua*, Romadriu y *La Vall de Tor* basins (Catalan Axial Pyrenees). The methodology used consists of computing the SL index using Chi-Map script and then, applying a couple of ArcGIS Toolboxes to provide a better localisation of knickpoints. SL anomalies have been compared with the landslide inventory of *La Vall d'Àssua* basin, indicating a well-correlation between SL anomalies and landslides. Additionally, this geomorphic index provided the identification of 13 new mass movements which had not been described before. To conclude, this geomorphic parameter is a useful tool for the identification of drainage network areas affected by landslides, which allow focusing geomorphological studies on these areas for a better characterization of the landslides and the associated hazard and risk.

1. Introducción

El inventario de deslizamientos es la fuente de información más importante para el análisis de la susceptibilidad, peligrosidad y el riesgo de deslizamientos (Van Westen *et al.*, 2006). Un estudio realizado por Van Den Eeckhaut y Hervás (2012) destacó que, en general, los inventarios de deslizamientos europeos actuales son mejorables. Por ejemplo, estos autores consideran que la información contenida en la base de datos de movimientos del terreno de Cataluña (LLISCAT) es un 25% menor a los datos recopilados en los inventarios europeos de deslizamientos.

En este trabajo se plantea utilizar el índice del gradiente del perfil longitudinal de los ríos (*Stream-Length Gradient Index*, SL) con el fin de conocer su utilidad para completar esos inventarios. Según Hack (1973), este índice morfométrico permite detectar *knickpoints* en el perfil de un río que pueden estar asociados a cambios litológicos o estructuras geológicas activas. Principalmente, esta herramienta ha sido utilizada para evaluar la actividad tectónica de una región, como reflejan los trabajos de Chen *et al.* (2003), Troiani y Della Seta (2008) y Viveen *et al.* (2012), entre otros. Recientemente, los estudios realizados por El Hamdouni *et al.* (2010), Galve *et al.* (2014) y Troiani *et al.* (2014, 2015) indican que el índice SL puede ser útil para detectar *knickpoints* asociados a deslizamientos que han afectado la red de drenaje.

Este trabajo plantea la aplicación del índice SL en tres cuencas de los Pirineos catalanes para determinar la utilidad de este índice en la identificación de deslizamientos y, adicionalmente, si se constata esto, ayudar a completar el inventario de deslizamientos existente en sectores donde no hay o está incompleta la información sobre movimientos de ladera. Para realizar dicho test, se ha aplicado el índice SL en tres cuencas hidrográficas de los Pirineos catalanes con 3 casuísticas diferentes: 1) una donde existe un inventario completo de deslizamientos; 2) otra donde el inventario que existe no es exhaustivo; y 3) una tercera donde no existe inventario de deslizamientos.

1.1 Las anomalías y los movimientos en masa

El índice SL permite detectar *knickpoints* en el perfil longitudinal de un río. El concepto de *knickpoint* se define como una sección longitudinal del canal fluvial que presenta una pendiente más pronunciada respecto a los tramos del curso situados aguas arriba y aguas abajo (Goudie, 2004). Estos *knickpoints* son normalmente mostrados por el índice SL mediante valores anómalamente altos. Los factores más comunes que producen estas anomalías son

principalmente: variaciones en el nivel de base, cambios litológicos, fallas activas y deslizamientos (Troiani *et al.* 2014) (Fig. 1.1).

En el caso de los deslizamientos, el *knickpoint* se genera habitualmente debido a la acumulación de material deslizado en el lecho del canal. En este tramo el río pierde energía, acumula material sedimentario que transportaba y forma un rellano aguas arriba. Por lo tanto, el depósito de material deslizado contribuye a la modificación de la morfología del canal y, en consecuencia, de su perfil longitudinal (Ouimet *et al.*, 2007).

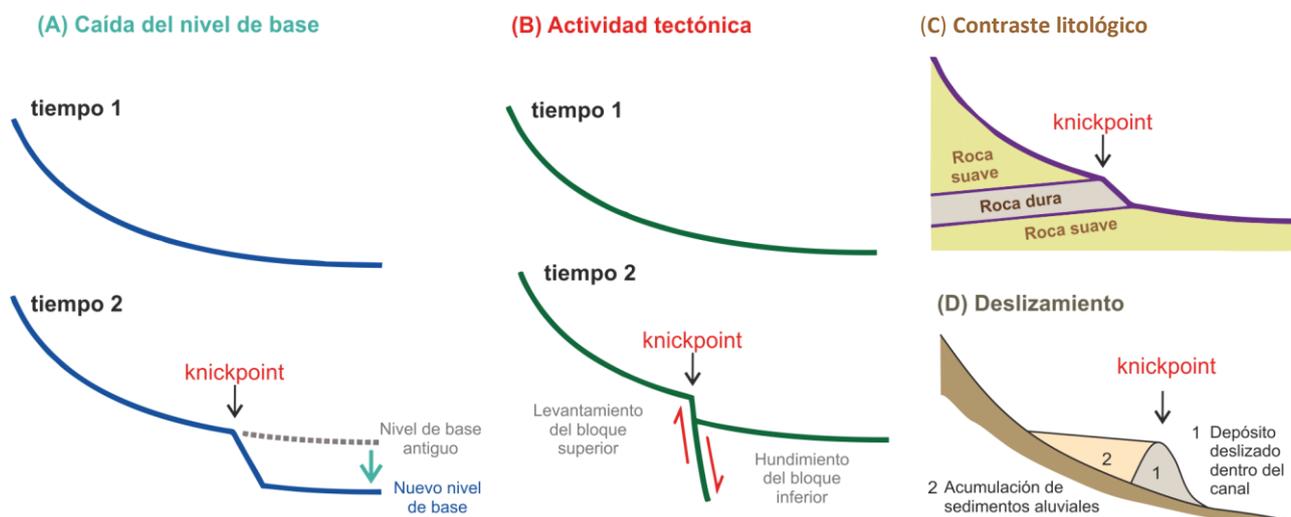


Fig. 1.1. Ejemplos de diferentes factores causantes de anomalías: (A) anomalías asociadas a variaciones en el nivel de base, (B) anomalías asociadas a la actividad tectónica y (C) anomalías asociadas a cambio litológicos, modificados de Bailey (en línea), y (D) anomalías asociadas a deslizamientos, modificado de Ouimet *et al.* (2007).

No obstante, el impacto que ocasiona un deslizamiento al perfil longitudinal depende de la magnitud de dicho deslizamiento, del material deslizado y de la capacidad de incisión del río y por este hecho, en ocasiones los deslizamientos, aunque activos, no tienen la capacidad de generar un *knickpoint* (Ouimet *et al.*, 2007). Además, según Keller y Pinter (2002), la interpretación de los *knickpoints* a partir de los datos obtenidos por los índices geomorfológicos no es en muchos casos directa, ya que, el mismo proceso geológico pueden causar diferentes anomalías y, al mismo tiempo, la misma anomalía puede explicarse por diferentes procesos.

Localizar estas anomalías asociadas a movimientos de masa que han afectado a la red de drenaje tiene una implicación crucial en el ámbito de Riesgos Geológicos. El índice SL puede ayudar en la identificación de deslizamientos en zonas donde estos están perturbando la dinámica natural de un río por desviarlo ligeramente, modificar su perfil o bloquear puntualmente el canal principal de un valle. Este último caso puede originar además situaciones de riesgo dado que la obturación del río puede provocar inundaciones aguas arriba o, también, la rotura repentina de esta presa natural generando inundaciones catastróficas aguas abajo (Ermini y Casagli, 2003; Korup, 2004c; Pánek *et al.*, 2007).

1.2 Objetivos

El objetivo general de este proyecto consiste en conocer la validez del índice del gradiente del perfil longitudinal del río (*Stream-length gradient index*, SL), como parámetro adicional que ayude en la identificación de movimientos de masa. Para alcanzar la finalidad principal de este trabajo, se han planteado una serie de objetivos específicos:

- Comprobar la eficacia de los métodos utilizados para analizar e interpretar los valores de SL.
- Investigar si, como indican otros trabajos previos, existe una correlación espacial entre valores anómalos de SL y movimientos de ladera. Y si es así, comprobar en un lugar sin datos previos que el índice ayuda a identificar deslizamientos hasta el momento no documentados.

Para cumplir estos objetivos se ha propuesto.

- 1) Aplicar métodos de post-procesado para identificar valores anómalos en el índice SL dentro de las zonas de estudio.
- 2) Estudiar la relación de las anomalías (*knickpoints*) con la existencia de deslizamientos y otros elementos que puedan generarlas.
- 3) Aplicar la metodología estudiada para seleccionar zonas en las cuales se pueda completar el inventario de deslizamientos.

2.0 Contexto del área de estudio

El trabajo realizado se ha desarrollado en tres cuencas de torrentes tributarios del río Noguera-Pallaresa. La cuenca del río Noguera-Pallaresa, se encuentra localizada al NE de la Península Ibérica, concretamente, en los Pirineos Catalanes Centrales (Fig. 2.1A). En esta cuenca hidrográfica de 2807 km², su cauce principal nace en el Pla de Beret, en la Vall d'Aran, y prosigue su transcurso atravesando las Sierras Exteriores prepirenaicas hasta desembocar en el río Segre (afluente del Ebro) cerca de Camarasa (Fig. 2.1B).

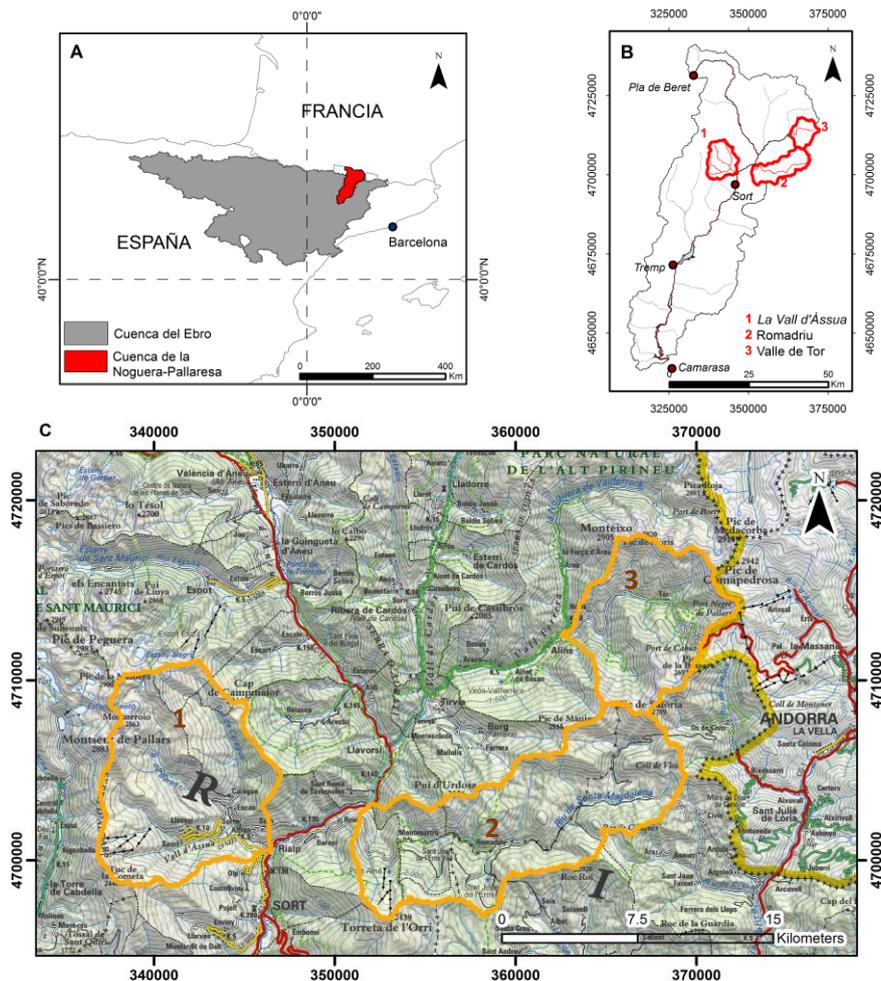


Fig. 2.1. Situación geográfica de las zonas estudiadas: *La Vall d'Assua* (1), *Romadriu* (2), *La Vall de Tor* (3). © Cuenca Hidrográfica del Ebro, disponible en <http://ide-ebro.chebro.es/>; mapa topográfico 1:250.000, propiedad del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC), disponible en <http://www.icc.cat/vissir3/>.

Dentro de esta cuenca encontramos las cuencas de estudio: *La Vall d'Àssua*, Romadriu y *La Vall de Tor* situadas dentro de la comarca de Pallars Sobirà (Fig. 2.1C). Estas cuencas han sido seleccionadas ya que (1) la cuenca de *La Vall d'Àssua* presenta una cartografía exhaustiva en deslizamientos realizada por Furdada (1988), (2) la cuenca del Romadriu se caracteriza por un inventario de escarpes asociado a inestabilidades de ladera realizado por el grupo de investigación RISKMAT y, finalmente, (3) *La Vall de Tor* como ejemplo de cuenca donde no hay datos previos en estos procesos de ladera.

Geográficamente, *La Vall d'Àssua* se ubica en el margen derecho de la Noguera-Pallaresa y presenta un área de drenaje de 92 km². Se divide en tres torrentes principales: el barranco de Caregue (10 km), el barranco de Berasti (8.7 km) y el barranco de Altron (9 km), que confluyen en el torrente de Sant Antoni (4 km), el cual acaba desembocando en Rialp (Fig. 2.1).

Aguas arriba de *La Vall d'Àssua*, y en el margen izquierdo del río Noguera-Pallaresa, encontramos la cuenca del río Romadriu. Dicha cuenca es alargada, asimétrica y tiene mayor área de drenaje (109.91 km²). Su cauce principal es denominado Romadriu o Santa Magdalena y presenta una dirección predominante E-W (Fig. 2.1C). Cuenta con 10 torrentes tributarios principales de corta trayectoria (desde 1.4 km en el torrente de la Font de la Freixa en la ladera norte, hasta 5.8 km en el Barranc de la Pega en la ladera sur).

Finalmente, la cuenca de *La Vall de Tor* se ubica al norte de la cuenca de Romadriu. Esta última zona de estudio presenta un área de drenaje de 55.87 km², el río principal es la Noguera de Tor y sus tributarios son Boixedo y Rabassa, de 3.6 y 4.5 km de longitud respectivamente (Fig. 2.1C).

2.1 Contexto geológico

El área de estudio se localiza al noreste de la Península Ibérica, en la Zona Axial de los Pirineos (Fig. 2.2). Esta cordillera presenta una doble cresta asimétrica de dirección W-E que se formó durante la orogenia alpina (Cretácico superior hasta el inicio del Mioceno), como resultado de la convergencia entre las placas Ibérica y Europea (Muñoz, 1992). *La Vall d'Àssua* y el Romadriu forman parte del Domo del Orri y del Sinclinal de Llavorsí, además el sector nor-oriental de la última cuenca se ubica en el Domo de la Pallaresa (Hartvelt, 1970) (Fig. 2.3). Asimismo, gran parte de *La Vall de Tor* pertenece a dicha unidad estructural, mientras que su sector oriental forma parte del Sinclinal de Tor (Clariana García, 2015) (Fig. 2.3).

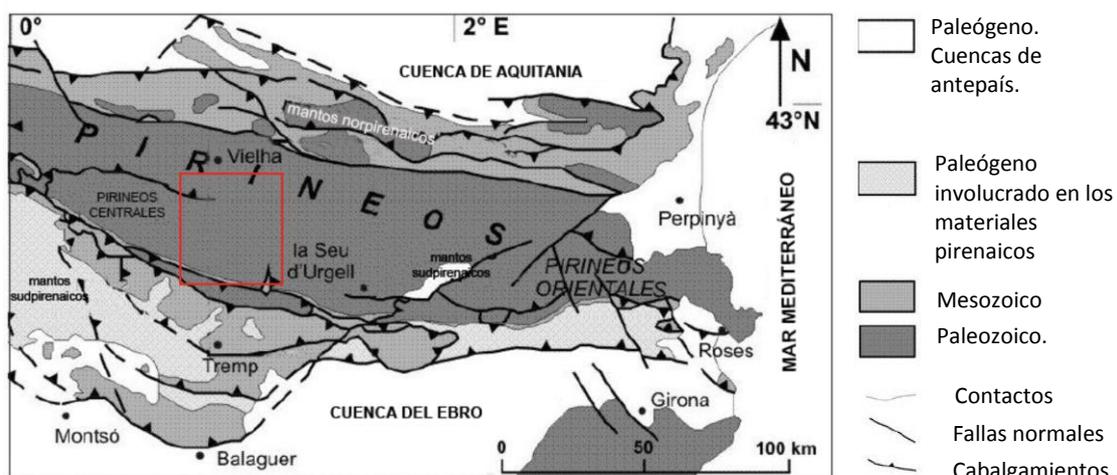


Fig. 2.2. Ubicación de la zona de estudio de los Pirineos Centrales y Orientales, con la distribución de las rocas del Paleozoico, del Mesozoico y del Paleógeno. De norte a sur se identifican las unidades geológicas mayores: la Cuenca de Aquitania, los mantos norpirenaicos, la Falla Norpirenaica, el conjunto de mantos surpirenaicos y la Cuenca del Ebro. Modificado de Losantos (2010).

Leyenda

Rios

Lagos

Zonas de estudio

Vall d'Àssua

Romadriu

Vall de Tor

Límite de unidad estructural

Fallas

Cabalgamiento

Falla

Contactos

Contacto indiferenciado

Litología

Cuaternario

Q3E (Holoceno): Depósitos fluvio-glaciales

Q3F (Holoceno): Fondo de valle

Q3G (Holoceno): Conos de deyección.

Q2G (Pleistoceno): Depósitos glaciales.

Carbonífero - Pérmico

GRC: granito biotítico, localmente con anfíbol

GRDB: Granodiorita biotítico-hornbléndica

Devónico

MC: Metamorfismo de contacto tardohercínico que afecta a DSNB, DSN, DVA y S.

DSNA: Pelitas y calizas.

DSNB: Pelitas.

DVA: Silúrico y Devónico sin diferenciar.

DVB: pelitas, calizas, dolomias y yesos.

DVC: Pelitas.

Silúrico

S: pizarras ampelíticas.

Cambro-Ordovícico

COA: Pelitas, areniscas y grauvacas.

OA: Conglomerados, calizas, grauvacas, pelitas y cuarsitas.

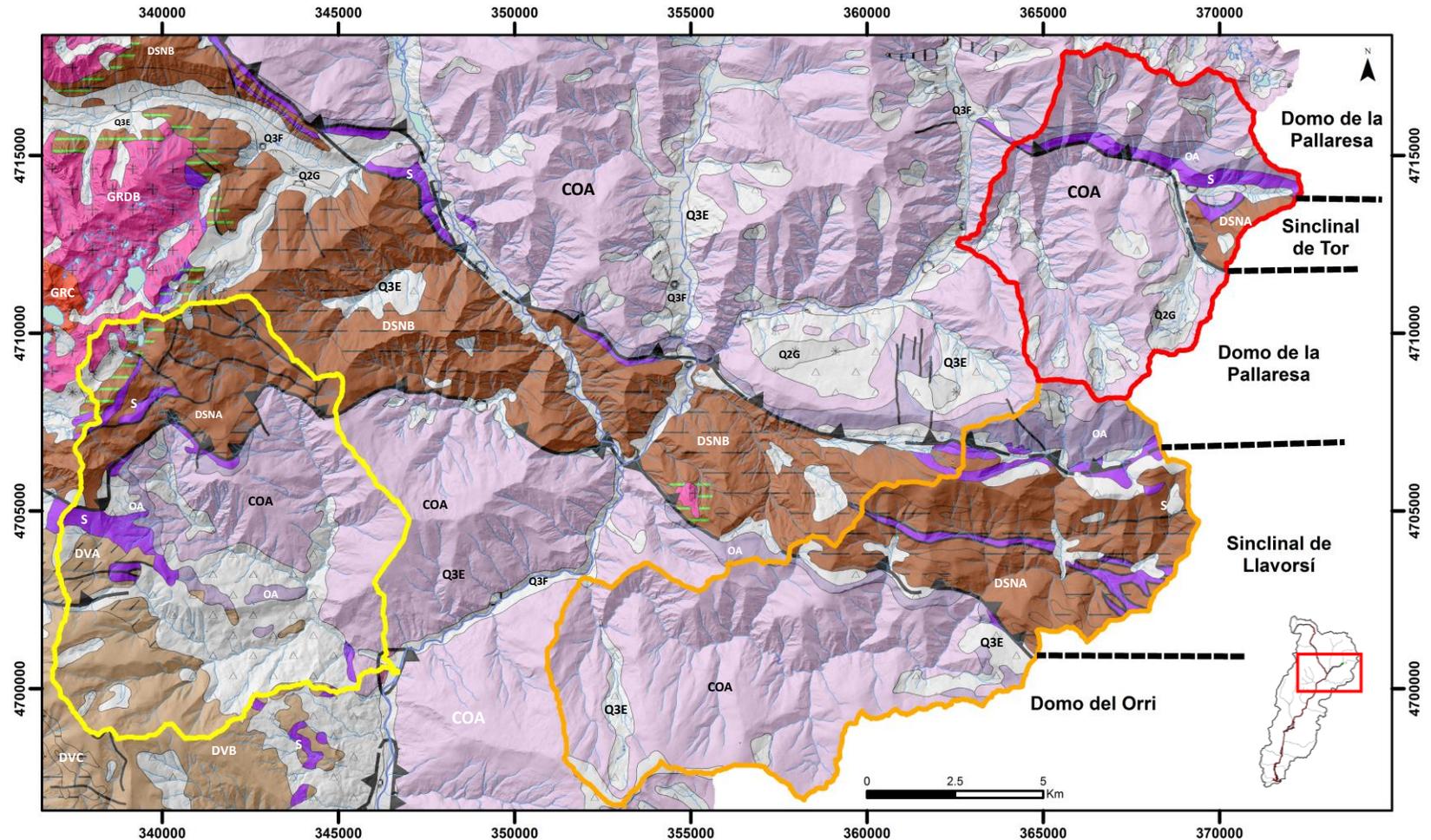


Fig. 2.3. Mapa geológico de la zona de estudio dentro de la cuenca Noguera- Pallaresa, extraído del mapa geológico de Cataluña 1:250.000. Sistema de Coordenadas: ETRS_89 UTM Zona 31 N, propiedad del ICGC y disponible en <http://www.icc.cat/vissir3/>. El mapa de sombras utilizado como imagen de fondo fue extraído a partir del MDE de 5x5 m, proporcionado por el ICGC.

Los materiales de la zona de estudio se caracterizan por rocas metasedimentarias de edad Cambro-Ordoviciana, Silúrica y Devónica (ICGC, en línea) (Fig. 2.3), con un alto grado de esquistosidad (Zandvliet, 1960). Además, en algunas cabeceras de las cuencas de *La Vall d'Àssua*, Romadriu y *La Vall de Tor* presentan depósitos periglaciales, glaciales, fluviales, de laderas y de canchales cuaternarios (ICGC, en línea) (Fig. 2.3).

2.2 Contexto geomorfológico

Las principales características geomorfológicas del área de estudio son los relictos del modelado preglacial y glacial (Zandvliet, 1960). Siendo el conjunto de procesos activos fluvio-torrenciales y de ladera los que han establecido la morfología del relieve actual de las zonas de *La Vall de Tor*, *La Vall d'Àssua* y Romadriu (Zandvliet, 1960).

El modelado preglacial (pre-Mioceno) queda representado por las superficies de bajo relieve en las cimas, siendo comunes en los Pirineos (Boissevain, 1934). Estos rellanos son considerados a causa de un periodo prologado de exposición erosiva previamente a las glaciaciones del Pleistoceno (Zandvliet, 1960; Furdada, 1988).

Aunque las glaciaciones del Pleistoceno afectaron a todo los Pirineos, gran parte de los depósitos glaciales actuales son atribuidos a la última glaciación del Pleistoceno Superior, el cual erosionó la mayoría de los depósitos glaciales preexistentes. En este periodo, se considera que los glaciares de los valles de Valfarrera y Noguera-Pallaresa llegaron hasta al norte de Llavorsí (Zandvliet, 1960).

Durante el Cuaternario, la acción continuada de los procesos fluvio-torrenciales ha generado una incisión en los valles hasta establecer el modelado actual (Zandvliet, 1960). Esta red de drenaje está principalmente determinada por lineaciones tectónicas hercínicas y alpinas y por contrastes litológicos (Zandvliet, 1960). Los procesos de encajamiento de la red de drenaje, la existencia de fuertes pendientes y desniveles importantes y la presencia de discontinuidades litológicas han favorecido el desarrollo de procesos de ladera y, en consecuencia, la generación de movimientos en masa.

3.0 Metodología de trabajo

La metodología general de este trabajo consiste en realizar un análisis del índice SL en las zonas de *La Vall d'Àssua*, Romadriu y *La Vall de Tor*. Para llevar a cabo dicha metodología, el flujo de trabajo se ha estructurado en cinco fases (Fig. 3.1):

- **Fase 1.** Recopilación y preparación de los datos de partida.
- **Fase 2.** Cálculo del índice SL a partir de la herramienta Chi-Map, desarrollada por el grupo de investigación del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada.
- **Fase 3.** Postprocesado de los datos del índice SL mediante las agrupaciones de puntos calientes.
- **Fase 4.** Elaboración del mapa de anomalías SL a partir de la densidad de Kernel.
- **Fase 5.** Interpretación de las anomalías del índice SL a partir de los resultados en cada cuenca.

3.1 Fase 1: Recopilación y preparación de los datos de entrada

En esta fase se han recopilado y preparado los datos necesarios para el cálculo del índice SL (Fase 2). Para este cálculo se requiere cuatro archivos de entrada: (1) el Modelo Digital de Elevaciones (MDE); (2) la Acumulación de Flujo, que es un archivo ráster que calcula el número

de celdas que fluyen hacia cada una de las celdas; (3) el área de drenaje de las tres zonas de estudio y (4) los puntos de cabecera de cada una.

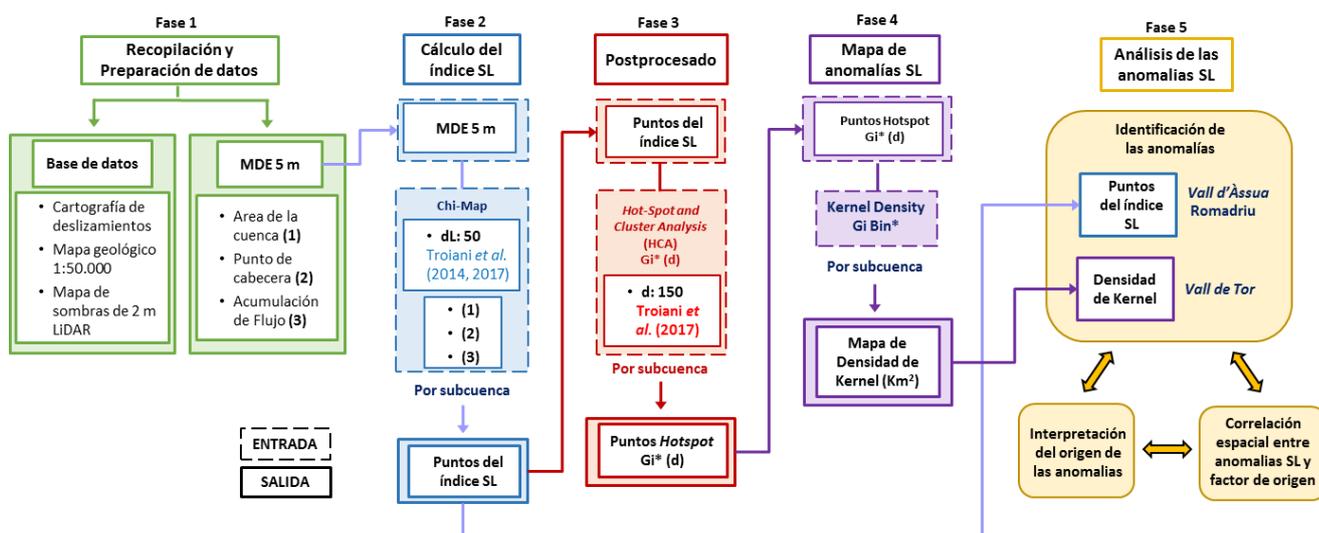


Figura 3.1. Esquema de las principales fases del flujo de trabajo diferenciadas por colores. Los rectángulos con bordes discontinuos son los archivos de entrada utilizados para cada fase. Mientras que los rectángulos con los bordes gruesos son los archivos de salida. Para ver la figura más grande, consultar [Anexo, Fig. A.1](#).

Por otra parte, para poder elaborar la fase 5 es necesario visualizar el relieve del terreno y tener datos sobre la geología y la geomorfología de la zona de estudio. Por consiguiente, se necesita un mapa de sombras del relieve, un mapa geológico y la cartografía de las cuencas de estudio. Por lo tanto, en la fase 1, se ha desarrollado una base de datos en ArcGIS 10.3.1® compuesta por los siguientes archivos que se utilizan más adelante en las fases 2 y 5 ([Tabla 1](#)):

Base de datos	
Archivos para la Fase 1	(1) MDE de 5 m
	(2) Acumulación de Flujo de cada zona
	(3) Punto de cabecera de cada cuenca
	(4) Área de drenaje de cada cuenca
Archivos para la Fase 5	(5) Mapa de sombras de 2 m LiDAR
	(6) Mapa geológico 1:50.000
	(7) Inventario de deslizamientos

Tabla 1. Datos contenidos en la base de datos. En esta tabla se refleja los datos que se utilizaran en cada fase.

1. El MDE de 5 m realizado a partir de restitución fotogramétrica, proporcionado por el *Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya* (ICGC).
2. La Acumulación de Flujo para cada zona. Este archivo se genera a partir de la extensión de Hidrología en el paquete de herramientas de *ArcGIS Spatial Analyst Tools®* de la siguiente manera: En primer lugar, para reducir las imperfecciones del MDE se obtiene el relleno (*fill*). Después, a partir de éste, se consigue la dirección de flujo (*flow direction*) que muestra la dirección de viaje cada celda y, finalmente, la acumulación de flujo (*flow accumulation*), que muestra el número de celdas que fluyen hacia cada celda.
3. El punto de cabecera de cada cuenca, establecido en el MDE de 5 m.
4. El área de drenaje de las cuencas, extraídos a partir del MDE de 5 m.
5. El mapa de sombras de alta resolución, generado a partir del MDE 2 m obtenido a partir de datos LiDAR (*Light Detection And Ranging*), proporcionado por el ICGC.
6. La cartografía geológica de Cataluña a escala 1:50.000 facilitada por el ICGC.
7. El inventario de deslizamientos elaborado por [Furdada \(1988\)](#) en la cuenca de *La Vall d'Àssua* y por el grupo de investigación RISKMAT en la cuenca de Romadriu.

En relación a la cartografía de deslizamientos, *La Vall d'Assua* dispone de los cuerpos de los movimientos de ladera bien delimitados. Por otro lado, la cuenca del Romadriu únicamente dispone una cartografía detallada de escarpes asociados a inestabilidades de ladera de la zona de Portainé, aunque no tienen cuerpos delimitados (Ortuño *et al.*, en revisión). Mientras que, en algunas laderas del resto de dicha cuenca el Grupo RISKMAT ha cartografiado algunos escarpes, pero tampoco se han delimitado las áreas afectadas por deslizamientos. Para acabar, en la base de datos creada no figura un inventario de deslizamientos en *La Vall de Tor*, ya que, es una zona sin datos previos sobre movimientos de ladera.

3.2 Fase 2: Cálculo del índice SL con la herramienta Chi-Map

Según Hack (1973), el índice del gradiente del perfil longitudinal (*Stream-length gradient index*, SL) se basa en detectar variaciones bruscas en la pendiente del perfil longitudinal del río provocados por una anomalía (*knickpoint*). Este índice morfométrico se calcula mediante la siguiente fórmula (Hack, 1973):

$$SL = \frac{dH}{dL} \cdot L_t$$

Donde el componente dH es la diferencia de altura entre los dos puntos del segmento y dL es la longitud de este segmento. El valor de L_t corresponde a la longitud acumulada desde el punto inicial, la cabecera del río, hasta el punto medio del tramo considerado donde se calcula el índice (Burbank y Anderson, 2001) (Fig. 3.2).

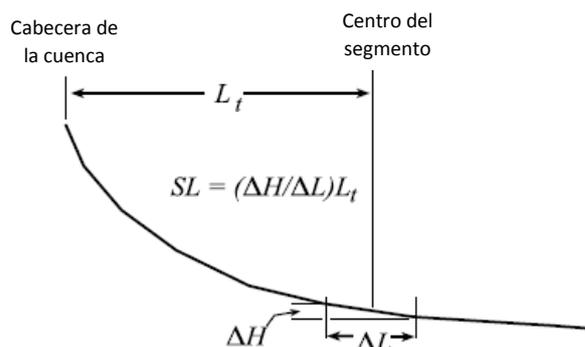


Figura 3.2. Ejemplo de cómo se genera el índice SL para una sección del perfil longitudinal del río. Extraído de Hack (1973).

En relación a la fórmula de Hack (1973), la herramienta Chi-Map permite calcular el índice SL a partir de dL . En otras palabras, se puede modificar la longitud en la que se dividirá cada segmento del curso fluvial. Dicha herramienta presenta 5 campos de entrada que corresponden a los cuatro archivos de entrada preparados en la fase 1 y al valor de dL de dicho índice:

- El Modelo Digital de Elevaciones (DEM en inglés).
- La acumulación de flujo (Flow Accumulation).
- Polígono de la cuenca (Basin shapefile).
- Punto de la cabecera (Head shapefile).
- Distancia (Distance).

A partir del área de la cuenca y del punto de cabecera, *Chi-Map* establece la cabecera de la cuenca como punto de origen para procesar los datos del índice SL hasta la desembocadura del río principal. De este modo, a partir de estos indicadores y de la Acumulación de Flujo, se crea la red de drenaje de la zona de estudio con los ríos jerarquizados desde los principales hasta los afluentes de mayor a menor categoría.

En este trabajo, en el campo de *distancia* se ha utilizado una longitud de segmento $dL = 50$ m, ya que, Troiani *et al.* (2014 y 2017) obtienen valores óptimos de SL con esta longitud de segmento, utilizando un MDE de 5 m como el que se está utilizando en este trabajo.

Finalmente, una vez introducidos los cuatro archivos de entrada mencionados y el valor de $dL = 50\text{ m}$, al ejecutar la herramienta se genera un *shapefile* de puntos con los datos del índice SL, la longitud, la pendiente y la altura de cada segmento (**Fig. 3.3A**).

3.3 Fase 3: Postprocesado de los datos a partir del Análisis de Puntos Calientes

Una vez obtenidos los datos del índice SL, para mejorar la visualización e identificación de los valores anómalos del índice SL se realizó un postprocesado siguiendo la metodología propuesta por **Troiani et al. (2017)**. Este procedimiento consiste en la aplicación del Análisis de Puntos Calientes (*Hotspot and Cluster Analysis*, HCA) del paquete de herramientas de Estadística Espacial® de ArcGIS 10.3.1®.

Este script se basa en la estadística *Getis-Ord G_i^** (**Getis y Ord, 1992**) y realiza dos cálculos. En primer lugar, el índice G_i^* determina en una *distancia de búsqueda establecida (d)* cual es el valor promedio de SL en los puntos ubicados dentro de dicha longitud. A partir de **Troiani et al. (2017)**, este trabajo ha tomado de referencia una *distancia de búsqueda* de 150 m , ya que, utilizan este rango de valores para el mismo tamaño de malla del modelo digital del terreno. Después realiza un análisis estadístico que permite indicar los puntos presentan valores promedios más altos de SL, denominados puntos calientes, y más bajos de SL, denominados puntos fríos. De estos dos procesos, la herramienta da como archivo de salida el valor de la confianza, denominado G_i_Bin (**Fig. 3.3B**).

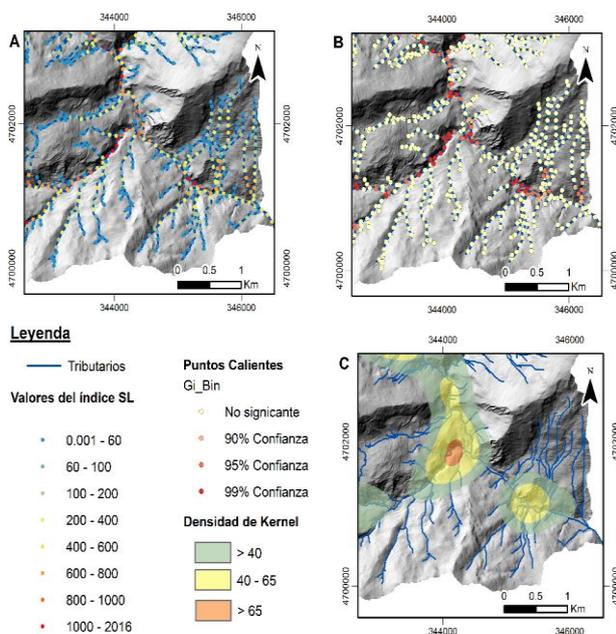


Figura 3.3. Fases de la obtención y tratamiento de datos. Ejemplo de los resultados obtenidos en el extremo sur oriental de la cuenca de La Vall d'Assua: (A) Distribución de puntos de valores del índice SL a lo largo de la red de drenaje, (B) Mapa de distribución de los valores de G_i^* de puntos calientes y (C) Mapa de anomalías SL realizado por Densidad de Kernel. Mapa de sombras de la malla de 5 m en la subcuenca de la Vall d'Assua utilizado de fondo y extraído del ICGC. Datum: ETRS89 31N. Para ver la figura más grande, consultar Anexo, **Fig. A.2**.

Más allá del significado de los valores estadísticos, el HCA permite destacar en color rojo aquellos tramos del río donde predominan valores altos del índice SL expresados en % de confianza (**Fig. 3.3B**). Mientras que, en azul se muestran aquellos tramos donde abundan valores bajos del índice SL. En **ESRI-1 (en línea)** y **Troiani et al. (2017)** se encuentra una explicación más detallada de cómo funciona esta herramienta. En este proyecto, el uso de esta herramienta y la próxima que vendrá a continuación solo ha servido para visualizar las anomalías principales del índice SL. No se ha pretendido analizar qué valores permiten un mejor resultado en la visualización de las anomalías del índice SL.

3.4 Fase 4: Mapa de anomalías a partir de densidad de Kernel

En la última fase del tratamiento de datos se ha realizado el mapa de anomalías, en el cual se observa la representación de superficies de contorno de la distribución de anomalías.

Siguiendo la metodología de **Troiani et al. (2017)**, para obtener este archivo ráster se ha aplicado la Densidad de Kernel (*Kernel Density*, KD), ubicada en el paquete de herramientas de Análisis Espacial ® de ArcGIS 10.3.1®.

La estimación de la Densidad de Kernel (**Silverman, 1986**) calcula la distribución de puntos expresada en km² mediante la función kernel. En este caso, en introducir como *archivo de entrada* los *puntos calientes* del índice SL, el *archivo de salida* es un mapa de Densidad de Kernel que muestra las *áreas en km² donde se concentran mayor densidad de puntos calientes*. Es decir, nos permite visualizar de forma más fácil y directa las zonas donde más se concentran dichos datos, con mayor probabilidad de presentar valores altos del índice SL (**Troiani et al., 2017**) (**Fig. 3.3C**). Una descripción en detalle sobre el funcionamiento de esta herramienta se encuentra en **ESRI-2 (en línea)**.

3.5 Fase 5: Análisis de las anomalías

Una vez obtenidos los datos del índice SL, los puntos calientes y la distribución en polígonos de la mayor densidad de estos, se ha realizado un análisis de las anomalías encontradas en *La Vall d'Àssua*, el Romadriu y *La Vall de Tor*. Este proceso consta de tres etapas: (1) Localización de las anomalías, (2) identificación de éstas, (3) correlación e interpretación entre las anomalías y el factor que la ha originado.

3.5.1 Localización de las anomalías del índice SL

La localización de las anomalías del índice SL se ha realizado a partir de dos datos distintos, para así, poder valorar más adelante qué tipo de datos facilita una mejor localización de éstas. Los datos utilizados son los siguientes:

- a) Las anomalías en *La Vall d'Àssua* y en el Romadriu, encontradas mediante los resultados directos del índice SL y de los puntos calientes.
- b) Las anomalías en *La Vall de Tor*, localizadas a partir del resultado del mapa de anomalías de la Densidad de Kernel.

3.5.2 Caracterización de las anomalías del índice SL

Después de localizar dichas zonas, se ha identificado el tramo con valores anómalos del índice SL en el perfil longitudinal del valle principal de cada cuenca. Para ello se han utilizado tres criterios en la observación de los datos directos de este índice, de los cuales, el primero y el tercero son dos procedimientos exclusivos de este trabajo:

1) Media general del valor de SL

En primer lugar, se ha observado la tendencia general del valor SL desde la cabecera hasta la desembocadura y después, se ha determinado el valor promedio de SL en *Excel* de todo el perfil longitudinal. De este modo, aquellos sectores que presentan un determinado valor de SL inferior o superior a la media general han permitido separar el perfil longitudinal por tramos (**Fig. 4.2**).

2) División de tramos por litologías.

Troiani et al. (2014) propusieron aplicar un valor estadístico a los datos de SL, para reducir aquellas anomalías relacionadas con cambios litológicos, y poder resaltar aquellas que estuvieran ligadas a tectónica activa o deslizamientos. Aunque en este trabajo no se ha realizado un tratamiento estadístico de los datos SL, en el perfil longitudinal se han marcado aquellas litologías que afloran en las zonas de estudio, para poder identificar aquellas anomalías producidas por cambios litológicos (**Fig. 4.2**).

3) Detección de *knickpoints*: salto cualitativo de los valores del índice SL

A escala local (1:20.000 aprox.), dentro del tramo caracterizado por un valor promedio SL particular, todos los picos que sobrepasaban dicho valor han sido indicativos de zonas anómalas. Para determinar la longitud aproximada de la anomalía, se han seleccionado aquellos tramos que presentan un cambio brusco de valores de SL. En otras palabras, se ha marcado como inicio de anomalía aquellas zonas que presentan un salto cualitativo desde un valor bajo de SL inferior a la media, hasta un valor alto de SL superior a la media del tramo (**Anexo, Fig. A.3**). Estas anomalías se pueden identificar en el mapa por cambios bruscos de tonalidades en los colores utilizados para representar los valores del índice SL (**Fig. 3.3A**).

3.5.3 Correlación e interpretación entre las anomalías y el factor origen

Con el fin de determinar la naturaleza de las anomalías y corroborar el factor origen, se ha utilizado la información de la base de datos preparada para esta fase (**Tabla 1**): el mapa de sombras de 2 m del LiDAR, el mapa geológico y la cartografía de deslizamientos de *La Vall d'Àssua* y Romadriu. Estos datos han servido para identificar si la anomalía ha sido producida por un cambio litológico, deslizamientos u otros factores. La visualización de estos 3 archivos en Google Earth, junto con los valores directos, puntos calientes y de Densidad de Kernel del índice SL, ha facilitado poder identificar el factor que puede estar produciendo la anomalía.

Para determinar el factor que origina alguna de estas anomalías es necesario comprender el contexto geológico y geomorfológico de las zonas de estudio. La actual actividad tectónica en los Pirineos catalanes es relativamente moderada (**Goula et al. 1999; Lacan y Ortuño, 2012**). Por lo tanto, en principio se ha considerado que la probabilidad de encontrar anomalías asociadas a una falla activa es baja o nula. Los dos factores que pueden generar anomalías con mayor probabilidad en las zonas estudiadas en este trabajo son principalmente los cambios litológicos y los deslizamientos. Una anomalía producida por un cambio litológico se podrá identificar si coincide espacialmente con un contacto litológico en el mapa geológico, o bien, se verán relieves distintos producidos por diferente resistencia a la erosión en el mapa de sombras. Por otro lado, se podrá indicar una anomalía asociada a un deslizamiento, siempre y cuando, muestre evidencias de actividad como, por ejemplo, obstrucción del canal principal por el alcance de la masa deslizada hasta al fondo de valle o el resto de situaciones explicadas anteriormente en el apartado 1.1 de la introducción.

4.0 Resultados

En esta sección se exponen los resultados de la identificación de las anomalías del índice SL en el fondo de valle en las cuencas de *La Vall d'Àssua*, Romadriu y la *Vall de Tor*. Se han seleccionado varios ejemplos claros en la relación entre la anomalía y el efecto producido por el deslizamiento. Por otra parte, también se mostrará un caso discutible para demostrar la complejidad de dicha asociación.

4.1 Anomalías del índice SL en *La Vall d'Àssua*

En *La Vall d'Àssua*, el valor promedio del índice SL es de 561 m en Caregue (**Fig. 4.1**), 785 m en Berasti (**Anexo, Fig. A.4**) y 490 m en Altron (**Anexo, Fig. A.5**). La mayor concentración de anomalías se distribuye en la parte central de los torrentes, dentro de las arcillas y areniscas de edad Cambro-Ordovícica, en estas zonas, el índice SL presenta un valor promedio de 706 m en Caregue (**Fig. 4.1**), 901 m en Berasti (**Fig. A.4**) y 737 m en Altron (**Fig. A.5**) superior a la media general. Además, estas anomalías reflejan importantes saltos cualitativos entre valores bajos y altos de SL.

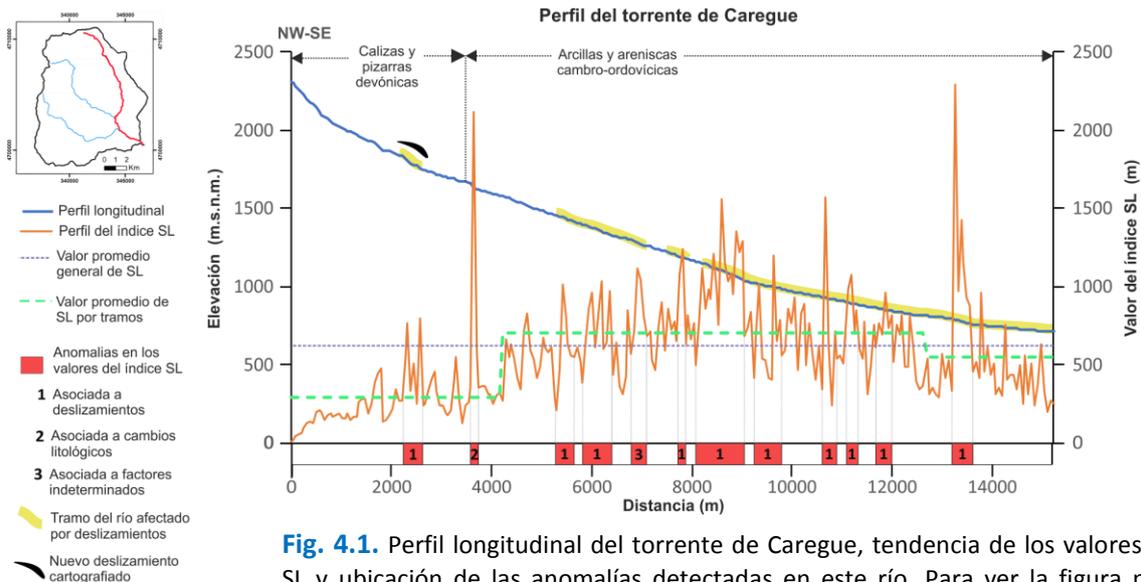


Fig. 4.1. Perfil longitudinal del torrente de Caregue, tendencia de los valores de SL y ubicación de las anomalías detectadas en este río. Para ver la figura más grande, consultar Anexo, **Fig. A.3.**

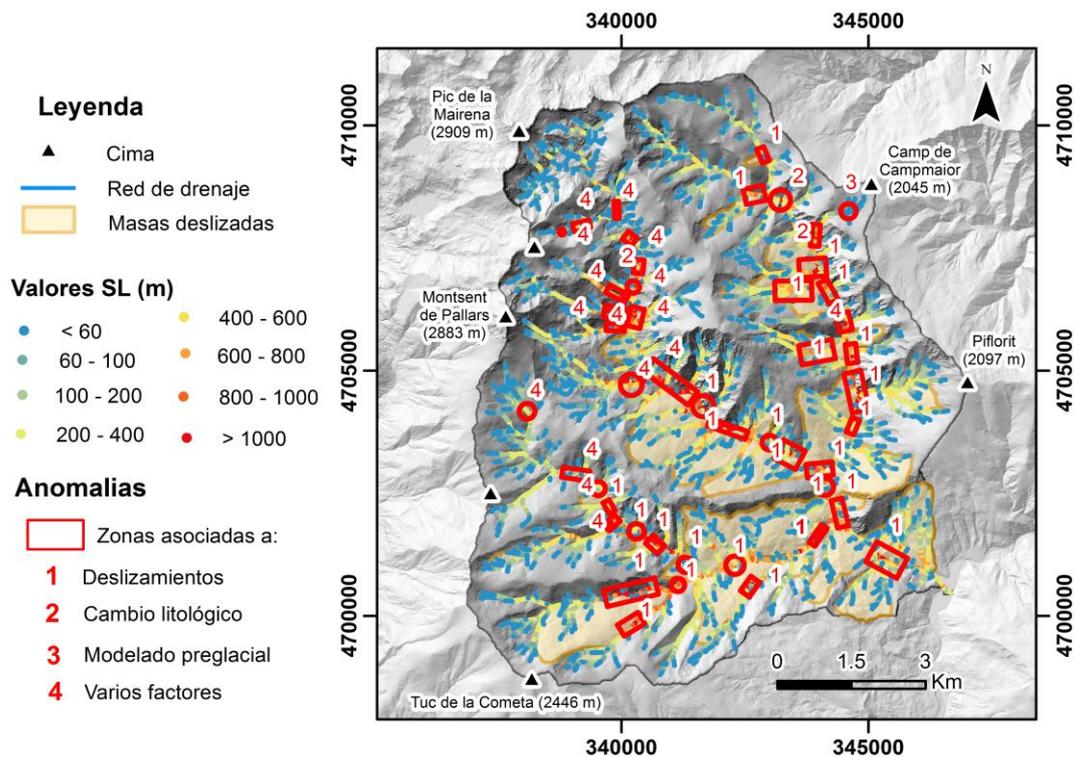


Fig. 4.2. Localización de las 45 anomalías identificadas en la Vall d'Àssua. Datum: ETRS89 31 N. El mapa de sombras de 2m LiDAR es utilizado de fondo. Para ver la figura más grande, consultar Anexo, **Fig. A.6.**

En esta cuenca, se han detectado 45 anomalías (**Fig. 4.2**), de las cuales un 55.7% están asociadas a deslizamientos, un 37.7% se deben a factores diversos indeterminados, un 4.7% se producen por contrastes litoestructurales y un 2.2% son anomalías asociadas al modelado preglacial. El 55.7% de anomalías asociadas a movimientos de ladera se correlacionan con 28 deslizamientos presentes entre los 32 movimientos en masa cartografiados por **Furdada (1988)** y permiten identificar 2 nuevos deslizamientos no identificados con anterioridad. El flujo de tierras del Puente de Caregue en el torrente de Berasti, caracterizado por **Corominas y Alonso (1984)** y después por **Furdada (1988)**, será el ejemplo representante de los 28

deslizamientos para comentar la casuística del origen de la anomalía por la presencia de un movimiento de ladera (Fig. 4.3).

Dentro de estos 32 fenómenos, el índice SL no detecta a 3 cuerpos deslizados que se ubican cerca de las cabeceras de los torrentes, y por ende no generan anomalía en el perfil longitudinal del río. Tampoco se ha identificado por el índice SL el deslizamiento de escala menor del complejo de Bordes de Llesui, localizado en el torrente de Berasti, el cual será utilizado de ejemplo de un deslizamiento no asociado a anomalías del SL en *La Vall d'Àssua* (Fig. 4.4). En resumen, ahora la cartografía de la Vall d'Àssua presenta 34 movimientos de ladera con los dos nuevos deslizamientos de 0.06 km² y de 2.35 identificados gracias al índice SL, el cual este último se presenta en el próximo apartado (Fig. 4.4).

4.1.1 Flujo de tierras del Puente de Caregue (torrente de Berasti)

En general, el río Berasti presenta unos altos valores del índice SL en el sector del valle donde están los deslizamientos complejos descritos por Furdada (1988) (Fig. 4.3). En este caso nos centramos antes de la confluencia con el torrente de Caregue (Fig. A.4), donde el pico máximo de SL (dentro del rectángulo azul) se localiza en el lugar donde este deslizamiento destruyó el puente de Caregue en el temporal de lluvias torrenciales en noviembre de 1982. Este deslizamiento está considerado activo/intermitente en la base de datos de deslizamientos de Cataluña (Corominas y Alonso, 1984; LLISCAT, en línea).

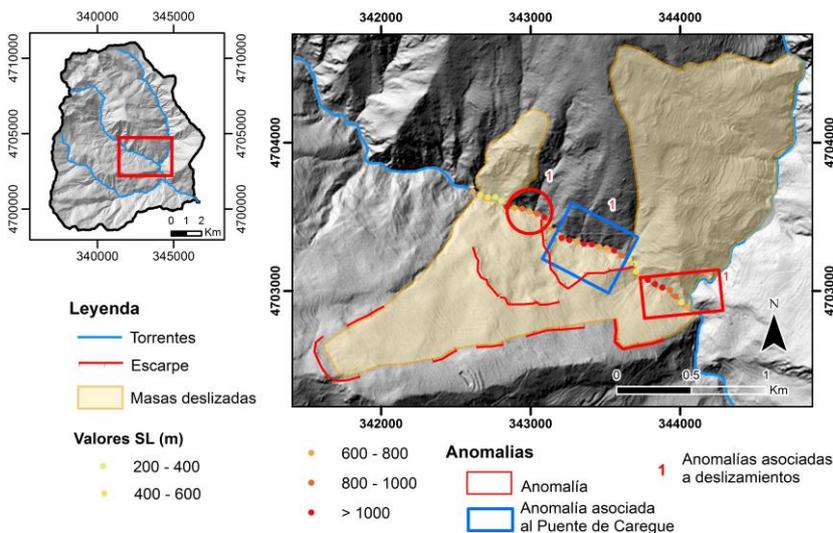


Fig. 4.3. Anomalía asociada al deslizamiento de la ladera sur que destruyó el puente de Caregue en noviembre de 1982. En esta figura solo se muestran los valores de estas tres anomalías. Para ver la figura más grande, consultar Anexo, Fig. A.6.

4.1.2 Complejo de Bordes de Llesui (torrente de Berasti)

Este movimiento en masa, de un área de 0.24 km² y caracterizado por un componente rotacional en cabecera y flujo en el pie (Furdada, 1988), no tiene anomalías asociadas (Fig. 4.4). En el perfil longitudinal de Berasti, los datos de SL son inferiores a la media de SL (901 m) en el tramo central (Fig. A.4). Sin embargo, esta ladera forma parte de una masa deslizada mayor. Aguas abajo del deslizamiento menor hay una anomalía (Fig. 4.4). Probablemente, el tramo de la anomalía más cercano al deslizamiento mayor estará siendo afectado por el empuje de éste. Sin embargo, se clasifica como indeterminada, ya que, la larga longitud del tramo anómalo sugiere que hay otro factor que no se ha podido determinar que está provocando la variación en la pendiente del río aguas abajo. Este caso es un ejemplo de reactivación del frente de un deslizamiento mayor (2.35 km²), donde el encajamiento de la red de drenaje produce la erosión de dicho frente, provoca la desestabilización de esta ladera y genera un deslizamiento de menor escala (0.24 km²).

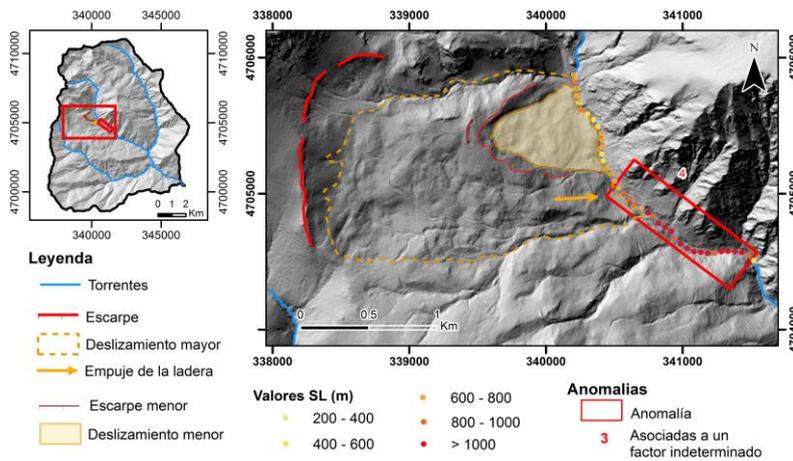


Fig. 4.4. Deslizamiento reactivado no detectado por valores altos del índice SL. En esta figura solo se muestran los valores de este tramo del río y de la anomalía. Para ver la figura más grande, consultar Anexo, **Fig. A.8.**

4.2 Las anomalías del índice SL en la cuenca del Romadriu

A grandes rasgos, la cuenca del Romadriu se diferencia de *La Vall d'Àssua* por el perfil longitudinal, el cual presenta una morfología convexa (**Fig. 4.5**), y por la configuración de las anomalías, ya que en este caso se localizan mayoritariamente en el tramo final del río, a partir de los 17,9 km de distancia a la cabecera (**Fig. 4.5**), a diferencia de *La Vall d'Àssua* donde se ubican en el tramo central de los torrentes de Caregue, Berasti y Altron. El valor promedio general de SL del río Romadriu es de 613 m, presentando primero en la zona de anomalías un valor de 980 m y después, a partir de 25,5 km de distancia desde la cabecera, un valor de 2451 m (**Fig. 4.5**). Estos saltos en los valores de SL se observan claramente en el perfil de la figura 4.6. Además, se ha detectado que estas anomalías principales también se ubican dentro de la unidad de arcillas y areniscas de edad Cambro-Ordovícica.

En toda la cuenca, se han identificado 20 zonas anómalas. Un 40 % pueden estar asociadas a deslizamientos, un 25% a contactos litoestructurales, un 25% pueden ser por la interacción de varios factores o factores indeterminados y un 10% a presas artificiales (**Fig. 4.6**). Los tres ejemplos de anomalías seleccionados se localizan a lo largo del río Romadriu (**Fig. 4.6**) y, en principio, dichas anomalías no pueden ser producidas por cambios litológicos porque se ubican en la unidad de arcillas y areniscas cambro-ordovícicas. En este sector, aunque las variaciones en los valores de SL pueden ser producidas por un único factor, la interacción de otros factores indeterminados no se debe descartar.

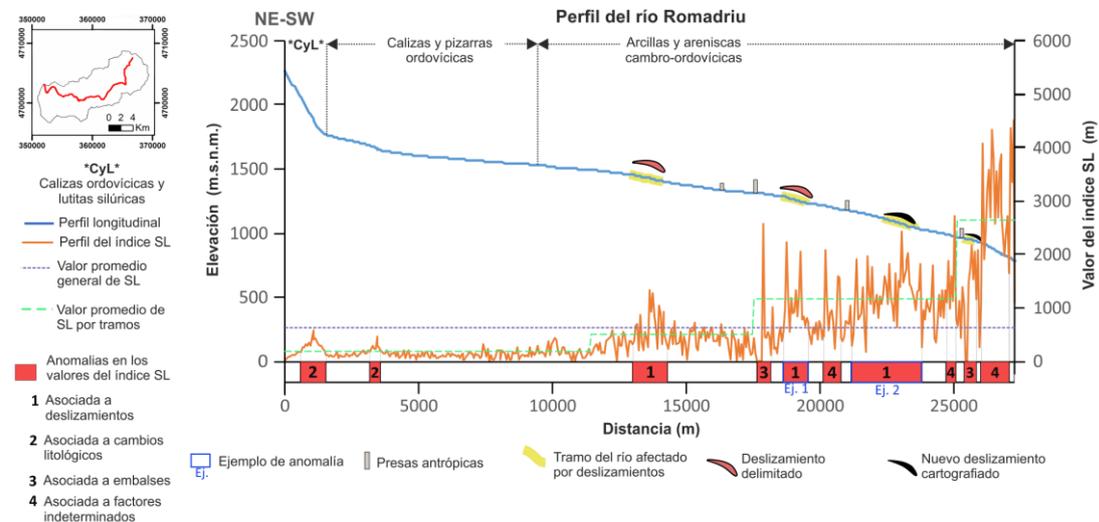


Fig. 4.5. Perfil longitudinal del río Romadriu, distribución de las anomalías en este torrente y ubicación de las anomalías. La figura está en el anexo como **Fig A.8.**

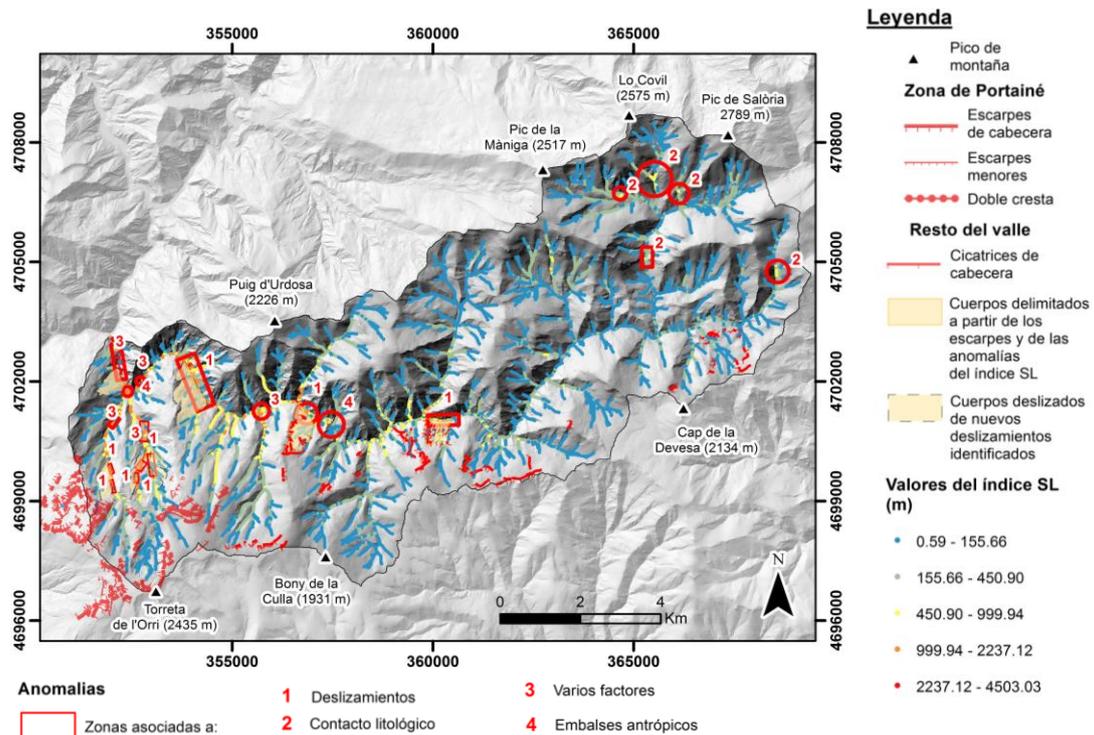


Fig. 4.6. Localización de las 20 anomalías identificadas en la cuenca del Romadriu. Datum: ETRS89 31 N. Fondo: mapa de sombras de 2 m LiDAR. La figura está en el anexo como **Fig A.9**.

Como se ha mencionado anteriormente en el subapartado 3.1, la cartografía de deslizamientos del Romadriu se caracteriza por un inventario de escarpes de movimientos de ladera realizado por RISKNAT, pero sin llegar a delimitar el área afectada por estos fenómenos. A partir del mapa de sombras de 2 m LiDAR, la ubicación de los escarpes inventariados y de las anomalías del índice SL se ha delimitado 2 deslizamientos con dimensiones de 0.26 y 0.47 km² (ejemplo 1, **Fig. 4.7**), ubicados cerca del tramo final del fondo de valle, y añadidos a la cartografía de Romadriu.

4.2.1 Deslizamiento cartografiado

Este deslizamiento de 0.47 km², delimitado a partir del inventario de escarpes de RISKNAT y de una anomalía del índice SL, se ubica aguas abajo de una de las cuatro presas del Romadriu (**Fig. 4.7A**). Este *knickpoint* puede indicar que el talud se está desestabilizando, empujando el río y modificando la pendiente de ese tramo. Esta desestabilización puede ser producida por la erosión fluvial en épocas de lluvias intensas o en desembalses repentinos de dicha presa.

4.2.3 Deslizamiento no cartografiado

Este deslizamiento, ubicado en la ladera suroeste y que presenta un aspecto irregular con varios rellanos, ha sido localizado gracias a las anomalías del índice SL (**Fig. 4.7B**). Este *knickpoint* también puede ser formado por la erosión del frente y la consecuente desestabilización de la vertiente.

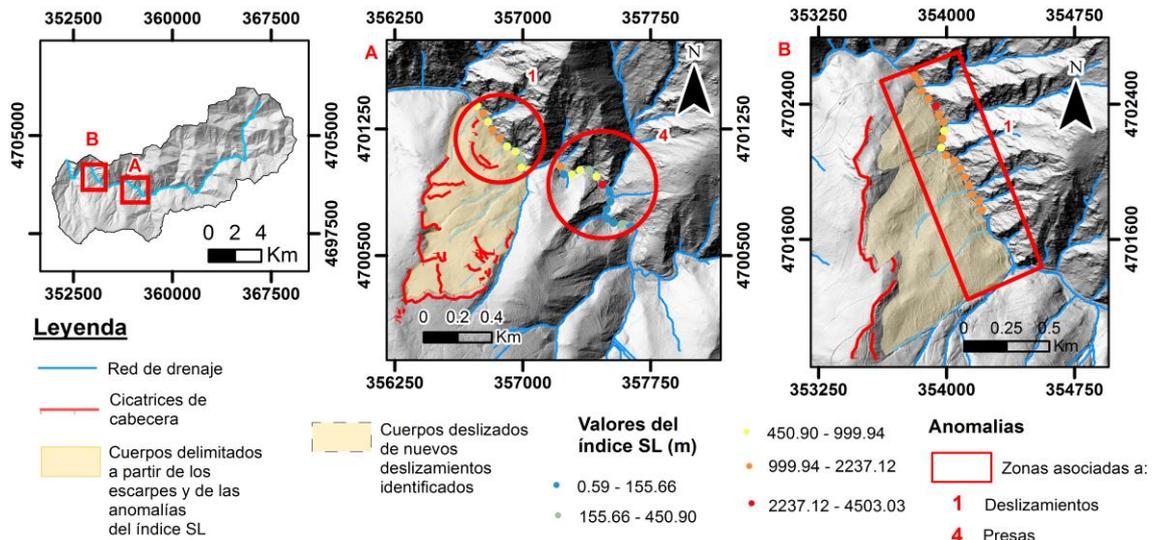


Fig. 4.7. Ejemplos de anomalías del índice SL asociadas a deslizamientos. A) Deslizamiento, cerca del embalse del Romadriu (4), delimitado por los escarpes inventariados y por la anomalía del índice SL. B) Identificación de un nuevo deslizamiento en la cuenca del Romadriu a partir de las anomalías del índice SL. La figura está en el anexo como **Fig A.10**.

4.3 Anomalías del índice SL en La Vall de Tor

Las anomalías de la Vall de Tor se distribuyen principalmente por el fondo de valle del río Noguera de Tor y el Barranco de Boixedo (**Fig. 4.8**). La tendencia general de los valores es de 446 m y 433 en Boixedo (**Fig. 4.9**) y Noguera de Tor (**Anexo, Fig. A.13**) respectivamente. Las anomalías se ubican en las zonas centrales, una distribución parecida a la de *La Vall d'Àssua*, aunque en este caso con un valor promedio de 491 m para la Noguera de Tor (**Anexo, Fig. A.13**) y 744 m para el Boixedo, (**Fig. 4.9**). Además, las principales anomalías también se ubican en la misma unidad cambro-ordovícica de *La Vall d'Àssua* y Romadriu.

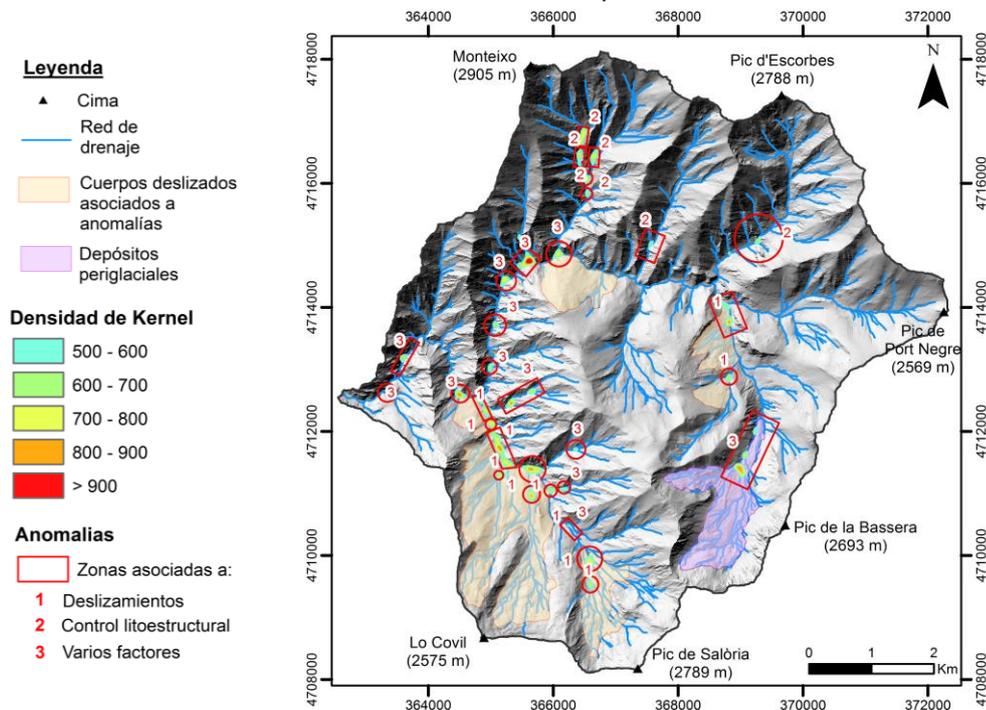


Fig. 4.8. Localización de las 24 anomalías identificadas en el Valle de Tor. Datum: ETRS89 31 N. La imagen de fondo es el mapa de sombras de 2m LiDAR, disponible en www.icgc.cat. La figura está en el anexo como **Fig A.11**.

En esta cuenca se han identificado 30 zonas anómalas, las cuales un 33% pueden estar asociadas a deslizamientos, un 23% a contactos litoestructurales y un 44 % pueden ser por la interacción de varios factores o factores indeterminados (Fig. 4.8). Del 33% de anomalías del índice SL ligadas a deslizamientos, se han podido identificar 7 deslizamientos de dimensiones de 0.03 km² a 3.08 km² que alcanzan el fondo de valle. A continuación, se mostrará el caso ejemplar de las anomalías relacionadas con el movimiento de ladera de Boixedo (Fig. 4.10).

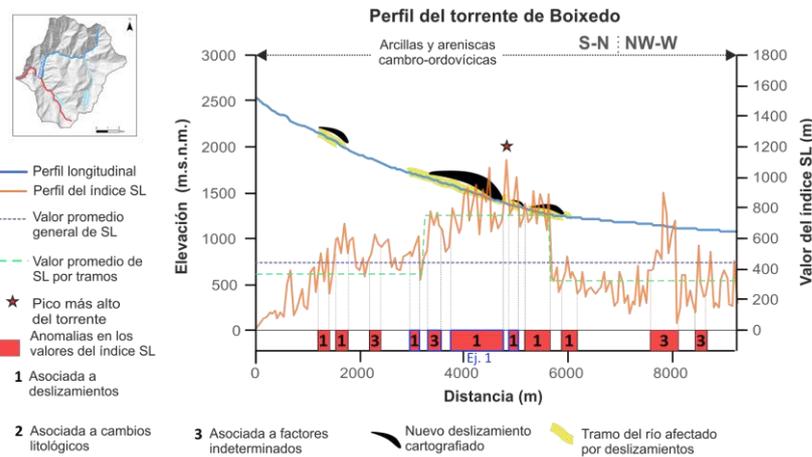


Fig. 4.9. Perfil longitudinal del torrente de Boixedo, valores del índice SL y ubicación de las anomalías del valle de Boixedo. La figura está en el anexo como Fig A.12.

4.3.1 Deslizamiento en Boixedo

El valle de Boixedo presenta 13 anomalías (Fig. 4.10), la mayoría de las cuales estarían asociadas a un gran deslizamiento que afecta a la ladera suroeste del valle. Al realizar una vista general de este valle, en la ladera citada se reconocen morfologías asociadas a cuerpos movilizados como escarpes, rellanos y formas de lóbulos que ocupan una superficie de 3 km² (Fig. 4.10). El mapa geológico 1:50.000 podría indicar evidencias de los procesos de inestabilidad, ya las cabeceras vienen indicados depósitos coluviales Cuaternarios.

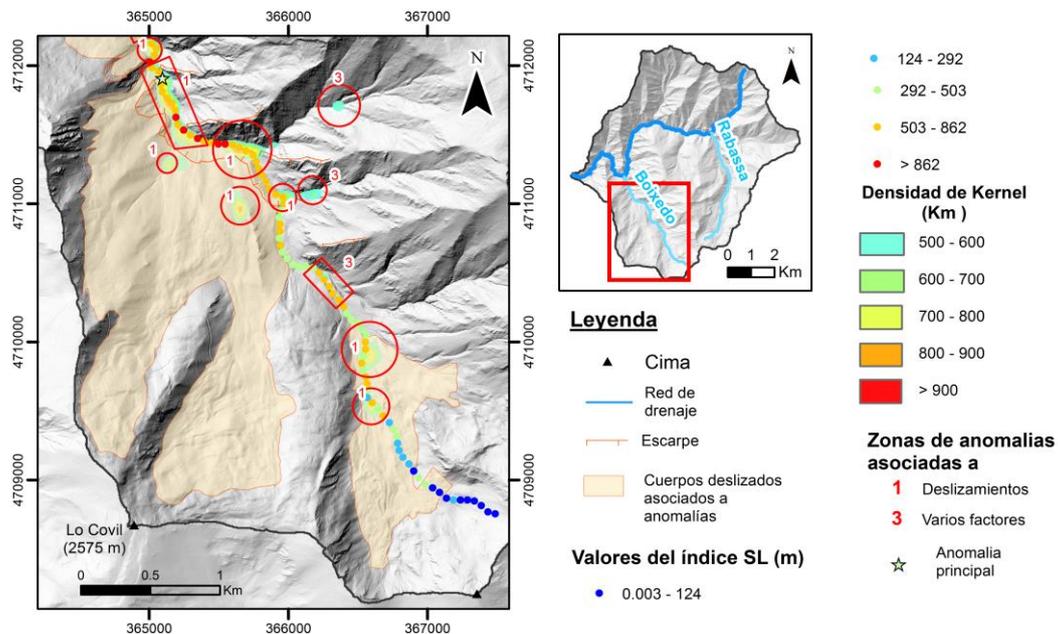


Fig. 4.10. Localización de las anomalías asociadas a los deslizamientos del valle de Boixedo. Datum: ETRS89 31 N. Fondo de imagen: mapa de sombras de 2 m LiDAR, disponible en www.icgc.cat. La figura está en el anexo como Fig A.14.

Los depósitos de estos movimientos en masa alcanzan el fondo de valle del torrente de Boixedo, aunque se encuentran ya erosionados por el río (Fig. 4.10). Posiblemente la erosión fluvial está provocando la desestabilización de la ladera y, en consecuencia, el empuje de dicho fenómeno esté modificando la pendiente en algún tramo del torrente. Un ejemplo sería el mayor pico del índice SL en el gráfico del perfil longitudinal de Boixedo, (Fig. 4.9), que se ubica después de una ladera erosionada. En este caso, la erosión de la ladera puede estar provocando la generación de un deslizamiento menor dentro del deslizamiento de Boixedo (Fig. 4.10). Este ejemplo está representado en el mapa y en el gráfico como la anomalía principal de Boixedo (Fig. 4.9 y Fig. 4.10).

5.0 Discusión

5.1 Limitación del método del índice SL

En este trabajo, la utilización del índice SL ha permitido determinar algunas limitaciones acerca de su cálculo, la identificación de anomalías y la interpretación de éstas.

5.1.1 Limitaciones del cálculo del índice SL

Como indica la fórmula de Hack (1973), el índice SL es una multiplicación de la longitud total desde la cabecera hasta el punto analizado por el gradiente de un tramo de una longitud determinada. Esto significa que el parámetro de la longitud es un factor importante, ya que, condicionará al valor de SL. Cuanto más cerca de la cabecera, el valor de longitud tenderá a cero y el valor de la anomalía será bajo. Por lo tanto, aquellas estructuras ubicadas en las cabeceras de La Vall d'Àssua, Romadriu y La Vall de Tor, como inestabilidades de ladera y cambios litológicos, no se detectarán por el índice SL. Asimismo, si el tramo analizado está alejado de la cabecera, la longitud respecto a ella será mayor y el índice destacará con valores más elevados las anomalías situadas aguas abajo. Además, en el caso particular de la cuenca del Romadriu, como la convexidad se acentúa más hacia la desembocadura, en ese tramo los valores de SL son aún mayores (Fig. 4.5).

La distancia del segmento (dL) y la resolución de la malla son otros dos parámetros que influyen en el cálculo del índice SL. Debido a circunstancias técnicas y a las limitaciones temporales del trabajo, se decidió analizar las tres cuencas a partir de una distancia $dL = 50 m$ en el MDE de 5 m para optimizar el tiempo y poder obtener unos resultados preliminares. De cara a futuros proyectos, sería recomendable ampliar el análisis a las cuencas de Vall d'Àssua, Romadriu y Vall de Tor aplicando diversos valores de distancia de dL con MDEs de mayor y menor resolución para estudiar la sensibilidad del método.

5.1.2 Identificación e interpretación de anomalías

Con el objetivo de ayudar a la interpretación de las anomalías del índice SL de una región, Troiani et al. (2014) proponen definir un umbral de valores de SL para cada unidad litológica. Sin embargo, Troiani et al. (2017) detectan que, para el método de Troiani et al. (2014), se requiere un mapa geológico en detalle el cual no siempre está disponible. Para solucionarlo, Troiani et al. (2017) concluyen que el método del Análisis de Puntos Calientes y la Densidad de Kernel no requiere usar estos datos y proporciona una mejor visualización e interpretación de las anomalías principales.

En este trabajo se ha aplicado el método de Troiani et al. (2017) para visualizar las anomalías. Sin embargo, se ha comprobado que el Análisis de Puntos Calientes no permite ver el patrón de valores de puntos calientes del índice SL y tampoco delimitar la ubicación de la anomalía

principal. Por otra parte, el análisis de Densidad de Kernel sí que permite hacer una primera localización genérica de las anomalías a partir de las áreas en km² que presentan mayor densidad de puntos calientes.

Una vez localizadas las anomalías, visualizar la distribución del índice SL a lo largo del perfil longitudinal de un río ayuda a identificar las zonas que presentan los picos más altos de este. Además, el perfil se puede dividir en varios sectores caracterizados por una media de SL particular permitiendo la detección de zonas con valores anómalos del índice SL respecto al valor medio característico de cada tramo.

Adicionalmente a la aplicación de las citadas técnicas, la caracterización de anomalías se ha basado también en la siguiente idea: en primer lugar, se han identificado picos de valores altos de SL que superen el valor promedio del tramo donde se ubique; en segundo lugar, este pico de SL debía además mostrar un salto importante entre el valor bajo y el valor alto de SL. Esta asignación de saltos se ha realizado de modo cualitativo (**Anexo, Fig. A.3**).

Sin embargo, esta propuesta presenta varias limitaciones. En primer lugar, no es útil dividir el perfil por sectores cuando los valores de SL no despuntan en los perfiles longitudinales, como por ejemplo el perfil de la Noguera de Tor en *La Vall de Tor* (**Anexo, Fig. A.13**). Además, identificar manualmente anomalías a partir de un rango de salto cualitativo es muy costoso, y no es recomendable si se requiere analizar en poco tiempo las anomalías importantes de una región extensa. En trabajos futuros se podría cuantificar este criterio de salto de valores del índice SL, para conseguir seleccionar anomalías de manera automática y obtener un nuevo mapa de anomalías de SL utilizando este criterio.

Además, en este trabajo, la interpretación de anomalías también presenta varias limitaciones. Dada la baja actividad tectónica de la zona, la probabilidad de encontrar anomalías asociadas a fallas activas es baja, aunque para corroborar esta hipótesis se debería comparar las anomalías encontradas con un mapa detallado de fallas activas. En segundo lugar, utilizar el mapa geológico a escala 1:50.000 requiere una inspección de campo para comprobar aquellas anomalías producidas por control litoestructural. Asimismo, ante la dificultad en la interpretación de las anomalías, se requiere un experto en movimientos en masa y con conocimientos del contexto geodinámico de la región.

5.2 Implicaciones para el análisis de la peligrosidad de deslizamientos

5.2.1 Eficacia del índice SL en la identificación de deslizamientos

El análisis de anomalías del índice SL en las cuencas de *La Vall d'Assua*, Romadriu y *La Vall de Tor* ha demostrado que dicho índice puede ayudar a identificar un determinado número de anomalías asociadas a deslizamientos que han afectado a la red de drenaje.

En *La Vall d'Assua*, este índice morfométrico se correlaciona espacialmente con 28 deslizamientos de los 32 movimientos en masa cartografiados por **Furdada (1988)**. Sin embargo, no detecta al complejo de menor dimensión (0.24 km²) de Bordes de Llesui y a 3 deslizamientos ubicados en las cabeceras de las cuencas. Por otra parte, aun teniendo una cartografía exhaustiva de deslizamientos en *La Vall d'Assua*, ha localizado 2 deslizamientos más que afectan a la red de drenaje: el complejo de escala mayor de Bordes de Llesui (2.35 km²) y otro de 0.06 km² ubicado aguas arriba del torrente de Caregue.

En el caso de la cuenca del Romadriu, este índice ha ayudado a delimitar a 2 cuerpos deslizados de dimensiones entre 0.26 a 0.47 km² no identificados previamente. Además, las

anomalías del índice SL han permitido añadir en el inventario a 4 deslizamientos nuevos de 0.13 a 0.69 km² localizados cerca del tramo final del fondo de valle. Por último, la rápida exploración de las anomalías del índice SL realizada en *La Vall de Tor* ha permitido detectar a 7 deslizamientos, que alcanzan el fondo de valle y son de dimensiones de 0.03 km² a 3.08 km².

En resumen, el índice SL muestra una buena correlación entre sus anomalías y estos fenómenos geológicos. Aunque no existe correlación de anomalías en todos los deslizamientos presentes en las zonas de estudio, la realidad es que ha ayudado a identificar a un total de 28 deslizamientos cartografiados y 13 deslizamientos no cartografiados. Por lo tanto, estos resultados obtenidos en las tres cuencas muestran el interés de la aplicación del índice SL para identificar deslizamientos. En primer lugar, permitiría elaborar inventarios preliminares en zonas no estudiadas a escala regional (1:200.000 – 1:50.000), similar al que se ha realizado en *La Vall de Tor*. En segundo lugar, este índice morfométrico podría ayudar y mejorar en la identificación de deslizamientos a escala local (1:50.000 – 1:10.000) como, por ejemplo, el caso de los movimientos en masa de escala menor y mayor del complejo de Bordes de Llesui de *La Vall d'Àssua*. Y, finalmente, permitiría complementar inventarios ya existentes obtenidos a través de otras técnicas, como el de Àssua y el Romadriu.

5.2.2 Implicaciones para la caracterización de deslizamientos específicos

La relación entre la generación del *knickpoint* y la actividad de un deslizamiento es un tema que está actualmente en investigación y por este motivo, se ha consultado bibliografía y a especialistas en esta materia. Los trabajos de **Ouimet et al. (2007)** y **Korup et al. (2010)** indican que una anomalía producida por un deslizamiento se debe habitualmente a la acumulación de material deslizado dentro del canal (**Fig. 1.2**). En este caso, el *knickpoint* se ubica aguas abajo de la acumulación de material deslizado. Por consiguiente, la formación de un *knickpoint* en el perfil longitudinal del río por un deslizamiento puede ser una evidencia de que este proceso de ladera sea activo.

En general, en las cuencas de estudio, los *knickpoints* se localizan delante o aguas abajo de la zona afectada por un movimiento en masa de una magnitud importante, como el deslizamiento de Boixedo (**Fig. 4.10**). Entonces, la ubicación de los puntos anómalamente altos puede indicar que probablemente este frente se está desestabilizando, está empujando al río y, en consecuencia, esté modificando la pendiente del curso fluvial. En cambio, el resto de deslizamiento presenta valores relativamente bajos-medios porque pueden estar en condiciones de estabilidad.

En *La Vall d'Àssua*, el deslizamiento que destruyó el puente de Caregue en noviembre de 1982 puede ser un buen ejemplo de reactivación de deslizamiento y la consecuente generación de la anomalía (**Fig 4.3**). El pico de valor de SL que muestra en el perfil de Berasti (**Anexo, Fig. A.4**) a lo mejor puede indicar si está activo. Aun así, otras laderas aparentan estar reactivadas, con cuerpos deslizados y cicatrices bien conservadas, y supuestamente afectan el fondo de valle, pero no producen anomalías como en el ejemplo 2 de *La Vall d'Àssua* (**Fig. 4.4**). Por lo tanto, una anomalía generada por un movimiento en masa activo se detectará en el perfil longitudinal del río siempre y cuando el río no tenga suficiente capacidad de erosión y se conserve el depósito de la masa deslizada.

En cualquier caso, localizar estos *knickpoints* a lo largo del perfil del río permite identificar puntos de interés para estudiar la relación de estas anomalías con la presencia de deslizamientos. Por este motivo, para comprobar si los *knickpoints* pueden indicar que estos deslizamientos están activos, se podría realizar una inspección de campo para identificar

rasgos que evidencien la actividad del deslizamiento, como escarpes bien conservados, fisuras o grietas en la cabecera o en el cuerpo del deslizamiento o deformaciones en construcciones antrópicas. O también se podría tomar datos a partir de técnicas de auscultación como, por ejemplo, instalación de inclinómetros, GPS diferencial, DInSAR y estación total.

6. Conclusiones

El estudio realizado en este trabajo ha comprobado que el índice del gradiente del perfil longitudinal (*Stream-Length Gradient Index, SL*) es una técnica que permite analizar una región amplia y focalizar el estudio en aquellos puntos de la red de drenaje que están afectados por los deslizamientos. En *La Vall d'Àssua* se ha visto una clara correlación espacial entre las anomalías y la mayoría de deslizamientos cartografiados que alcanzan el fondo de valle, excepto en un caso en el torrente de Berasti. Además, se han identificado un total 13 nuevos movimientos de ladera en zonas donde no habían sido descritos en *La Vall de Tor*, el Romadriu y *La Vall d'Àssua*.

En conclusión, este tipo de estudio morfométrico se ubicaría en la fase inicial del análisis del riesgo: la identificación del peligro. De este modo, se puede elaborar un primer inventario de una región no estudiada y, a partir de él, se puede hacer una evaluación preliminar de la peligrosidad existente en una zona. Así, esta información puede servir de base para analizar el riesgo y en un futuro, plantear medidas para su gestión. Sin embargo, el índice SL se ha de considerar como técnica complementaria a otras técnicas como fotointerpretación o interpretación a partir de datos LiDAR para ayudar a identificar estos fenómenos.

7. Agradecimientos

En primer lugar, quisiera agradecer a mi tutora, la Dra. Marta Guinau, y a mi cotutor, el Dr. Jorge Pedro Galve, por todo su apoyo, dedicación y paciencia. También quisiera agradecer a los investigadores del Departament de Dinàmica de la Terra i l'Oceà (Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona) y del Departamento de Geodinámica (Facultad de Ciencias, Universidad de Granada) por sus aportaciones durante la realización del trabajo, y a Xavier Querol, del *Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya* (ICGC), por proporcionarme los MDEs de alta resolución de las zonas de estudio. Y finalmente, un agradecimiento muy especial a mi familia y a mis queridos amigos por soportarme y apoyarme en los momentos duros.

8. Referencias

8.1 Bibliografía

Boissevain, H. (1934): Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la haute vallée du Segre (Pyrénées Catalanes). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, LXVI, 32-170.

Burbank, D.W. y Anderson, R.S. (2001): Deformation and Geomorphology at Intermediate Time Scales. En: *Tectonic Geomorphology*, Blackwell Science, Cap. 9, 175-200 pp.

Clariana García, M. P. (2015): Estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo de la zona axial pirenaica en la transversal del noroeste de Andorra y comarcas del Pallars Sobirà y el Alt Urgell (Lleida). Tesis Doctoral, Departamento de Geodinámica, Universidad de Oviedo, 221 pp. <http://hdl.handle.net/10651/34532>.

Chen, Y.C.; Sung, Q. y Cheng, K.Y. (2003): Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56, 1-2, 109-137.

- Corominas, J. y Alonso, E. (1984):** Inestabilidad de Laderas en el Pirineo Catalán. Tipología y Causas. *Jornadas de Trabajo sobre Inestabilidad de Laderas en el Pirineo*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de caminos, canales y puertos. Universidad Politécnica de Barcelona. Conferencia de presentación. Pp.: C.1-C.53.
- El Hamdouni, R.; Irigaray, C.; Jiménez-Perálvarez, J.D. y Chacón, J. (2010):** Correlations analysis between landslides and stream length-gradient (SL) index in the southern slopes of Sierra Nevada (Granada, Spain). En: Williams, A. L.; Pinches, G.M., Chin, C.Y. McMorran, T.J.; Massey, C.Y. (Editores). *Geologically Active*, Taylor and Francis Group, London, 141-149.
- Ermini, L. y Casagli, N. (2003):** Prediction of the behaviour of landslide dams using a geomorphological dimensionless index. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 31-47.
- Furdada, G. (1988):** *Estudi geomorfològic de la Vall d'Àssua i marge dret de la Ribera de Sort*. Tesina, Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona, 182 pp.
- Galve, J.P.; Piacentini, D.; Troiani, F. y Della Seta, M. (2014):** Stream Length-Gradient Index Mapping as a Tool for Landslides Identification. En: Pardo-Igúzquiza E., Guardiola-Albert C., Heredia J., Moreno-Merino L., Durán J., Vargas-Guzmán J. (Editores). *Mathematics of Planet Earth*, 343-346.
- Getis, A. y Ord, J.K. (1992):** The analysis of spatial association by use of distance statistics. *Geographical Analysis*, 24, 3, 189–206.
- Goudie, A. S. (2004):** *Encyclopedia of Geomorphology*. International Association of Geomorphologists, Routledge, London, Volumen I, 1202 pp.
- Goula, X.; Olivera, C.; Fleta, J.; Grellet, B.; Lindo, R.; Rivera, L; Cisternas, A. y Carbon, D. (1999):** Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308, 487–502.
- Hack, J.T. (1973):** Stream-Profile Analysis and Stream-Gradient Index. *Journal of Research of the United States Geological Survey*, 1, 4, 421-429.
- Hartevelt, J. J. A. (1970):** Geology of the Upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45, 167-236.
- Keller, E. A. y Pinter, N. (2002):** *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*, Prentice Hall, Upper Saddle River, N. 228 pp.
- Korup, O. (2004c):** Geomorphic hazard assessment of landslide dams in South Westland, New Zealand: fundamental problems and approaches. *Geomorphology*, 66, 167-188.
- Korup, O.; Densmore, A. L. y Schlunegger, F. (2010):** The role of landslides in mountain range evolution. *Geomorphology*, 120, 77-90. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.09.017.
- Lacan, P. y Ortuño, M. (2012):** Active Tectonics of the Pyrenees: A review. *Journal of Iberian Geology*, 38, 1, 9-30. DOI:10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39203.
- Losantos, M. (2010):** La geologia de les Planes de Son i la mata de València. En: Germain, J. [cur.]. *Els sistemes naturals de les Planes de Son i la mata de València*. Barcelona: Institució Catalana d'Història Natural. Treballs de la Institució Catalana d'Història Natural; 16, 21-75.
- Muñoz, J.A. (1992):** Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced crosssection. En: McClay, K.R. (Editor), *Thrust Tectonics*, Chapman y Hall, New York, pp. 235-246.
- Ortuño, M.; Guinau, M.; Calvet, J.; Furdada, G.; Bordonau, J.; Ruíz, A. y Camafort, M. (en revisión).** Potential of airborne LIDAR data analysis to detect subtle landforms of slope failure: the example of Portainé, Central Pyrenees. *Geomorphology*.
- Quimet, W. B.; Whipple, K. X.; Royden, L. H.; Sun, Z. y Chen, Z. (2007):** The influence of large landslides on river incision in a transient landscape: Eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China). *Geological Society of America Bulletin*, 119, 11-12, 1462-1476. DOI: 10.1130/B26136.1.

Pánek, T.; Smolková, V.; Hradecký, J. y Kirchner, K. (2007): Landslide dams in the northern part of Czech flysch Carpathians: Geomorphic evidence and imprints. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, Landform evolution in mountain areas*, vol. XLI, 77-96.

Silverman, B.W. (1986): *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*. Chapman y Hall, Londres – Nueva York, 175 pp.

Troiani, F. y Della Seta, M. (2008): The use of the Stream Length-Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. *Geomorphology*, 102, 159-168.

Troiani, F.; Galve, J.P.; Piacentini, D.; Seta, M.D. y Guerrero, J. (2014): Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: A case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology*, 214, 183-197.

Troiani, F.; Piacentini, D.; Seta, M.D. y Galve, J.P. (2017): Stream Length-gradient Hotspot and Cluster Analysis (SL-HCA) to fine-tune the detection and interpretation of knickzones on longitudinal profiles. *Catena*, Vol. 156, 30-41. DOI: 10.1016/j.catena.2017.03.015.

Van Den Eeckhaut, M. y Hervás, J. (2012): State of the art of national landslide databases in Europe and their potential for assessing landslide susceptibility, hazard and risk. *Geomorphology*, 139-140, 545–558. DOI:10.1016/j.geomorph.2011.12.006.

Van Westen, C.J.; Van Asch, T.W.J. y Soeters, R. (2006): Landslide hazard and risk zonation; why is it still so difficult? *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65, 2, 167–184. DOI: 10.1007/s10064-005-0023-0

Viveen, W.; van Balen, R.T.; Schoorl, J.M.; Veldkamp, A.; Temme, A.J.A.M. y Vidal-Romani, J.R. (2012): Tectonic geomorphology and neotectonic activity of the NW Iberian Atlantic Margin with examples from the Miño river system. *Tectonophysics*, 544–545, 13–30.

Zandvliet, J. (1960): Geology of Upper Salat and Pallaresa Valleys, Central Pyrenees, France-Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 25, 1-127.

8.2 Páginas web

Bailey, Chuck: The Longhill drainage ditch, when knickpoints move (29/05/2014). [Consultado el 15/06/17]. URL: <<<http://wmblogs.wm.edu/cmbail/the-longhill-drainage-ditch-when-knickpoints-move/>>>.

Base de dades de moviments del terreny de Catalunya (LLISCAT): Caregue [En línea]. [Consultado el 05/06/2017]. URL: http://siurana.icgc.cat/lliscat/mov_v2.php?id_mov=30.

Confederación Hidrográfica del Ebro (2017): IDE-Ebro (geodatos). [Consultado el 07/06/2017]. URL: <<<http://ide-ebro.chebro.es/>>>.

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (2017): Vissir 3.0 [En línea]. [Consultado el 05/05/2017] URL: <<<http://www.icc.cat/vissir3/>>>.

Environmental Systems Research Institute - 1 (2017): ESRI: Análisis de punto caliente (Gi* de Getis-Ord) [En línea]. [Consultado el 05/06/2017]. URL: <<<http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-statistics-toolbox/hot-spot-analysis.htm>>>.

Environmental Systems Research Institute - 2 (2017): ESRI: Densidad de Kernel [En línea]. [Consultado el 06/06/2017]. URL: <<<http://pro.arcgis.com/es/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/kernel-density.htm>>>.

El anexo de este trabajo está adjuntado como archivo PDF dentro del CD colocado en la siguiente página. El contenido del anexo está estructurado de la siguiente manera:

A.1: Flujo metodológico.

A.2: Fases de la obtención y tratamiento de datos.

A.3: Perfil del torrente de Caregue.

A.4: Perfil del torrente de Berasti.

A.5: Perfil del torrente de Altron.

A.6: Mapa de la localización de anomalías en la cuenca de La Vall d'Àssua.

A.7: Localización de anomalías asociadas a cambios litológicos y mapa geológico 1:50.000 en *La Vall d'Àssua*.

A.8: Perfil del torrente del Romadriu

A.9: Mapa de la localización de anomalías en la cuenca del Romadriu.

A.10: Dos ejemplos de anomalías asociadas a deslizamientos. Un deslizamiento delimitado a partir del inventario de escarpes de RISKNAT y de la ubicación de la anomalía. Por otro lado, un nuevo deslizamiento localizado por las anomalías del índice SL.

A.11: Mapa de la localización de anomalías en la cuenca de *La Vall de Tor*.

A.12: Perfil longitudinal del torrente de Boixedo.

A.13: Perfil longitudinal del río Noguera de Tor.

A.14: Ejemplo de anomalías asociadas a los deslizamientos del valle de Boixedo.