



UNIVERSITAT DE BARCELONA



Escola Tècnica Superior d'Enginyers  
de Camins, Canals i Ports de Barcelona

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA

## TREBALL FI DE CARRERA

### Títol

ESTIMACIÓN DE LA RELACIÓN MAGNITUD – FRECUENCIA DE  
CORRIENTES DE DERRUBIOS MEDIANTE FOTOINTERPRETACIÓN.  
APLICACIÓN A LA ZONA DEL PARC NACIONAL D'AIGÜESTORTES I  
ESTANY DE SANT MAURICI (PIRINEO CENTRAL)

### Autor/a

MARC LLORENS RIBAS

### Tutor/a

MARCEL HÜRLIMANN ZIEGLER

### Departament

DEPARTAMENT D'ENGINYERIA DEL TERRENY, CARTOGRÀFICA I  
GEOFÍSICA

### Intensificació

OBRES I RECONeixEMENT DEL TERRENY

### Data

30 JUNY DE 2011

## Agradecimientos

Me gustaría agradecer a todos aquellos que me han ayudado en este trabajo directamente o indirectamente.

A mi tutor, Marcel Hürlimann, por su dedicación y disponibilidad en todo momento para ayudarme y orientarme. También agradecer a Guillaume Chevalier por su ayuda y colaboración.

Por último, dar gracias a mis padres y hermana por su apoyo y comprensión; y a todos mis compañeros de *Enginyeria Geològica* por todos estos años tan buenos que hemos pasado.

## Resumen:

El desarrollo nuestra sociedad en los últimos tiempos ha producido cambios en la organización territorial. Las zonas montañosas se han convertido en lugares idóneos para el turismo y el ocio. Esto hace que la exposición a los riesgos geológicos sea mayor y por lo tanto haya más posibilidades de que se puedan producir daños tanto materiales como personales. Los movimientos en masa generalmente suceden repentinamente y sin que podamos evitarlos, es por eso que debemos intentar reducir sus efectos en la medida de lo posible. La prevención y la mitigación de riesgos son las principales herramientas para combatir este tipo de procesos. Un conocimiento adecuado de los movimientos en masa así como sus causas, es básico para la adopción de las medidas adecuadas. La definición de la tipología de movimiento en masa es fundamental, dado que sus características y causas pueden ser muy distintas. Por lo tanto debemos estudiarlos separadamente para valorarlos adecuadamente.

La presente tesina trata de obtener la relación magnitud-frecuencia de las corrientes de derrubios en la zona del *Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici*.

A partir de las imágenes disponibles en la zona, tanto en formato papel como digital (1956-1957, 1975, 1982, 2004, 2005, 2008, 2009), se ha generado un inventario de corrientes de derrubios de la zona en el intervalo de 53 años. Seguidamente se ha focalizado en cada corriente de derrubios para analizar los eventos que se han producido durante el periodo del estudio. Para establecer la magnitud de todos los eventos registrados, se ha cuantificado el área de depósito. Posteriormente se ha obtenido el volumen de los eventos a partir de una relación semi-empírica usada frecuentemente. Los episodios torrenciales de lluvia son uno de los principales causantes del aumento de eventos en ciertas épocas, por ejemplo: las lluvias del 1982.

La curva magnitud-frecuencia se ha construido a partir de toda la información disponible sobre la actividad y magnitud de las corrientes de derrubios. Los resultados obtenidos muestran la frecuencia de ocurrencia (eventos/año) según las diferentes categorías de magnitud. Como es previsible los eventos pequeños tienen una mayor frecuencia que los eventos de mayor proporción.

## Summary:

The development of society in recent times has led to changes in territorial organization. Mountainous areas have become ideal places for tourism and leisure. This means the geological risk exposure is greater and therefore is more likely to produce both material and personal damage. Mass movements generally occur suddenly, without being able to avoid them, that's why we try to reduce their effect as much as possible. The prevention and mitigation of risks are the main tools to combat this type of process. Adequate knowledge of mass movements and their causes are basic to the adoption of appropriate measures. The definition of the type of mass movement is essential, as their characteristics and causes can be very different. Therefore, we must study them separately to evaluate them properly.

This study tries to obtain magnitude-frequency relationship of debris flow in the area of Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici.

The images available in the area, in both paper and digital format (1956-1957, 1975, 1982, 2004, 2005, 2008 and 2009) have been used to generate an inventory of debris flows in the area in the range of 53 years. Then, the analysis has focused on each debris flow to analyze the events that has occurred during the study period. To establish the magnitude of all events recorded, the depositional area has quantified. Subsequently, a commonly used semi-empirical relation has been utilized to obtain the volume of events. Torrential rain events are a major cause of the increase of events at certain times, for example: the rains of 1982.

The magnitude-frequency curve was constructed from all available information about activity and size of debris flows. The results show the frequency of occurrence (events/year) according to different categories of magnitude. As expected the smaller events occur more often than events of major proportion.

## Índex

1. INTRODUCCIÓN	Pàg. 6
1.1. Planteamiento	Pág. 7
1.2. Objetivos	Pág. 8
1.3. Estructura de la memoria	Pág. 8
2. ASPECTOS BÁSICOS DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS	Pág. 9
2.1. Clasificación movimientos en masa	Pág. 10
2.2. Definición y características de las corrientes de derrubios	Pág. 13
2.3. Curvas magnitud-frecuencia	Pág. 21
2.3.1. Aspectos generales y metodología	Pág. 21
2.3.2. Otros trabajos relacionados	Pág. 23
3. ZONA DE ESTUDIO	Pág. 29
3.1. Aspectos generales	Pág. 30
3.2. Aspectos geológicos	Pág. 33
4. METODOLOGIA	Pág. 35
4.1. Planteamiento	Pág. 36
4.2. Fotointerpretación	Pág. 36
4.2.1. Fotointerpretación con estereoscopio	Pág. 37
4.2.2. Fotointerpretación con OrtoXpres	Pág. 39
4.2.3. Fotointerpretación mediante Google Earth	Pág. 40
4.3. Caracterización de las corrientes de derrubios	Pág. 41
4.3.1. Actividad	Pág. 41
4.3.2. Magnitud	Pág. 51
4.4. Análisis de datos	Pág. 56
5. RESULTADOS	Pág. 59
5.1. Características generales	Pág. 60
5.2. Análisis curva magnitud-frecuencia	Pág. 72
6. CONCLUSIONES	Pág. 78
7. BIBLIOGRAFÍA	Pág. 82

# **1. INTRODUCCIÓN**

## 1.1. Planteamiento

Los movimientos en masa constituyen los principales procesos tanto energéticos como erosivos. La mayoría de estos procesos se dan por gravedad al producirse un desequilibrio cuando las fuerzas movilizadoras superan las estabilizadoras. A menudo estos se dan en zonas montañosas con pendientes grandes y muchas veces pasan inadvertidos por la población que suele acumularse en zonas más planas y costeras. En los últimos tiempos, las zonas de montaña han sido urbanizadas por distintos motivos como el turismo o el ocio entre otros. Este aumento de población e infraestructuras es de gran importancia de cara a los posibles efectos de los distintos movimientos en masa que puedan ocurrir, dado que pueden generar tanto daños personales como materiales. El clima es uno de los aspectos más influyentes en el desencadenamiento de los movimientos en masa. Por eso, el cambio climático puede provocar un aumento de actividad de estos procesos ante la posibilidad de ocurrencia de eventos más extremos.

La prevención sobre la ocurrencia de dichos procesos pasa por obtener unos patrones de ocurrencia así como unos órdenes de magnitud que nos ayuden a tener un mayor conocimiento de la zona estudiada. La obtención de magnitudes se consigue aproximadamente mediante el trabajo de campo y la cartografía de forma manual o de forma digital con imágenes vía satélite. La obtención de la frecuencia conlleva mucha más incertidumbre y dificultad, dado que debemos tener conocimiento de los diferentes eventos sucedidos durante el tiempo de estudio. Con asiduidad se obvian algunos eventos, ya sea porque son de magnitudes pequeñas o porque ocurren en lugares remotos y no han sido registrados. Esto puede alterar el resultado final. Los movimientos en masa tienen un gran abanico de tipologías y condiciones de formación, esto hace que no se puedan tratar de forma general. Por lo tanto se estudiarán separadamente.

En el caso de esta tesina nos centraremos en las corrientes de derrubios en una zona que incluye el *Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici* y las zonas adyacentes a este. Las corrientes de derrubios son relativamente comunes en el Pirineo Oriental y durante las últimas décadas han producido importantes pérdidas económicas e incluso algunas muertes (Hürlimann *et al.*, 2003). Se intentará establecer una relación magnitud-frecuencia mediante la fotointerpretación de imágenes de varios años. En este trabajo se establecerá una frecuencia para una superficie de terreno estudiada, a diferencia de otros documentos relacionados donde la establecen para un único barranco estudiado.

## 1.1. Objetivos

Los principales objetivos de este trabajo son los siguientes:

- Elaborar un inventario de corrientes de derrubios en nuestra zona de estudio en el *Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici* durante un periodo de tiempo entre 1956 y 2009.
- Estimar una relación magnitud-frecuencia de la zona para corrientes de derrubios.

## 1.2. Estructura de la memoria

La tesina está estructura en partes diferenciadas. En la primera tenemos una parte más bibliográfica con la introducción, la zona de estudio y la información referente a las corrientes de derrubios. En la segunda parte tenemos lo referente a la metodología utilizada para la elaboración del estudio. Finalmente en la tercera y última parte tenemos los resultados obtenidos así como la conclusión y el análisis de estos.

## **2. ASPECTOS BÁSICOS DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS**

## 2.1. Clasificación de los movimientos en masa

Se conoce como movimiento en masa, el movimiento de parte del terreno de la ladera hacia el exterior y en sentido descendente. Se trata de fenómenos complejos por lo que debemos entender su comportamiento y clasificarlos correctamente según su tipología. La distinción entre movimientos de masa es de suma importancia para la adopción de medidas correctoras y de estabilización, por lo que debemos conocer el fenómeno correctamente. Una mala clasificación del movimiento puede acarrear la adopción incorrecta de medidas y consecuentemente el empeoramiento de la situación.

Hay numerosas clasificaciones de movimientos en masa. Las más aceptadas internacionalmente son: la de Varnes (1978) y la de Hutchinson (1988). Estas clasificaciones se basan en las características cinemáticas de los movimientos, es decir, en los mecanismos de propagación. A continuación, una pequeña exposición de los distintos movimientos en masa basados en las dos clasificaciones anteriormente nombradas y reformada añadiendo otro grupo por Corominas y Yagüe (1997).

### *Desprendimientos (Falls)*

Los desprendimientos o caídas son el despegue de la masa o roca de una pared inclinada. El movimiento se da por caída libre y la posterior rodadura o rebote, a menudo al impactar se rompe en fragmentos. El movimiento es muy rápido.

### *Vuelcos (Topples)*

Es la rotación hacia delante o al exterior de la ladera de una masa de suelo o roca alrededor de un eje situado por debajo de su centro de gravedad. El vuelco puede ser a flexión, a través de un sistema preferente de discontinuidades, o por desplome, al hacer un movimiento brusco de giro apoyado en su base externa.

### *Deslizamientos (Slides)*

Es un desplazamiento ladera abajo de una masa de suelo o roca, que tiene lugar en una o varias superficies de rotura, o en zonas delgadas con intensa deformación de cizalla. Pueden ser de dos tipos: rotacionales, la rotura se produce a lo largo de una superficie curvilínea y cóncava, o bien, traslacionales, la rotura se produce en una superficie plana u ondulada.

*Expansiones laterales (Lateral spreads)*

Es un movimiento de fracturación y de desplazamiento lateral de suelos o rocas en una ladera debido a la licuefacción del material subyacente o al desplazamiento con componente esencialmente horizontal, que afecta a rocas blandas y deformables sin que se observen zonas de cizallamiento o de flujo plástico.

*Flujos (Flows)*

Son movimientos de masa desorganizados o mezclados donde no todas las partículas se desplazan a la misma velocidad ni tampoco sus trayectorias tienen que ser paralelas. Debido a estas características, la masa movilizada no conserva su forma durante el descenso, adoptando a menudo morfologías lobuladas (Corominas, 1989). Existen flujos lentos como la solifluxión y la reptación, y rápidos como las corrientes detríticas (debris flow), coladas de tierra (earth flow) y avalanchas de rocas (avalanches).

*Deformaciones sin rotura manifiesta o previa a la rotura*

Son deformaciones de ladera que no dan lugar al despegue de la masa movida ni la formación de superficies continuas en todo el conjunto. Se trata de deformaciones de corta extensión aunque en grandes movimientos pueden ser de varios metros. Estas deformaciones pueden acelerarse hasta la rotura, reactivarse periódicamente o dejar de producirse. Este tipo de deformaciones comprende varios tipos de movimientos: movimientos gravitacionales profundos, roturas confinadas, cabeceo, reptación por fluencia, combadura y pandeo en valle.

<p>I Moviments en els que predomina la trajectòria vertical</p>	 <p>Desprendiments</p>	 <p>Col·lapses</p>
<p>II Moviment de gir de blocs determinats per fracturació vertical</p>	 <p>Bolcament per flexió</p>	 
<p>III Moviments de grans blocs al iniciar-se la ruptura</p>	 <p>Liscaments translacionals</p>	 <p>Liscaments rotacionals</p>
<p>IV Moviments Amb Extrusió Plàstica Lateral</p>	 <p>Fluència</p>	 <p>Liquefacció</p>
<p>V Moviments d' una massa desorganitzada, fluxos.</p>	 <p>Reptació</p>	 <p>Colades de terra</p>
	 <p>Soliforció</p>	 <p>Corrent d'arrossegalls</p>
	 <p>Cops de sorra i llim</p>	 <p>Allaus</p>
<p>VI Altres moviments</p>	 <p>Deformacions gravitacionals profundes</p>	 <p>Ruptures confinades</p>

Figura 2.1: Clasificación de las diferentes tipologías de movimientos en masa (Corominas y García Yagüe, 1996)

## 2.2. Definición y características de las corrientes de derrubios

Las corrientes de derrubios, corrientes detríticas o debris flows (en inglés) consisten en una mezcla de material fino (arena, limos y arcillas) y material grueso (grava y bloques), con una cantidad variable de agua, que forma una mezcla fangosa que se mueve pendiente abajo, normalmente en oleadas inducidas por gravedad o colapso repentino de material. Las corrientes de derrubios se producen en pendientes cubiertas por rocas no consolidadas y suelos sueltos, especialmente en lugares donde la vegetación ha sido eliminada por talas forestales, incendios o antiguos movimientos de ladera. Los flujos suelen seguir vías de drenaje preexistentes con secciones transversales en forma de V o rectangular. Parte del material grueso se deposita en los lados del canal formando diques laterales, también llamados levées. Las corrientes de derrubios se depositan cuando el gradiente del canal disminuye o al pie de la montaña.

A lo largo del tiempo se han publicado distintas definiciones sobre las corrientes de derrubios. Johnson (1970) definió las corrientes detríticas como un movimiento en masa intermedio entre los deslizamientos y las corrientes fluviales, y con características mecánicas que las distinguen de éstos. Posteriormente, Johnson y Rodine (1984) las definieron como un flujo granular mezclado solo con cantidades menores de arcilla, agua y aire en cantidades variables, que desciende rápidamente incluso en pendientes bajas. Varnes (1978) definió las corrientes detríticas como un movimiento en masa rápido de un cuerpo de sólidos granulares, agua y aire, que se mueve como un flujo viscoso. A menudo suelen ser de alta densidad, 60% a 80% en peso por sólidos (Varnes, 1978; Hutchinson, 1988), y pueden ser descritas de manera similar al hormigón fresco (Hutchinson, 1988). La principal característica que distingue las corrientes de derrubios de otros tipos de movimientos es el comportamiento mecánico del flujo. Este adquiere una resistencia a cizalla (comportamiento plástico) que hace que la corriente pueda detenerse en pendientes de hasta  $15^\circ$ .

Pierson y Costa (1987), mediante la clasificación reológica de las corrientes de sedimento-agua, distinguieron las corrientes de derrubios de las avenidas torrenciales (hyperconcentrated flows). Estas últimas poseen también resistencia al corte pero mucho menor a las corrientes de derrubios. Por otra parte, como podemos observar en la figura, ambos flujos están separados por el límite B, que distingue las corrientes de derrubios, como un flujo con comportamiento licuefactado debido al incremento repentino en la resistencia a corte. Mientras que en las avenidas torrenciales, la resistencia al corte no es suficientemente grande para que haya licuefacción.

El progreso en la comprensión de las corrientes de derrubios ha permitido tener un conocimiento mayor sobre su desarrollo y comportamiento, por lo que se ha podido definir con mayor precisión. Las corrientes de derrubios son una masa de sedimento

poco seleccionada, en agitación y saturada en agua, que se desplaza pendiente abajo a consecuencia de la atracción gravitacional (Iverson, 1997). Este mismo autor considera que tanto las fuerzas “sólidas” como “fluidas” tienen una influencia vital en el movimiento, lo que distingue las corrientes de derrubios de otros procesos. Las fuerzas “sólidas” (colisiones y fricción) dominan en movimientos como las avalanchas. Mientras, las fuerzas “fluidas” (viscosidad y turbulencia) dominan en flujos torrenciales de gran carga de sedimentos.

Las corrientes de derrubios son uno de los procesos de inestabilidad laderas más destructivos en zonas montañosas, donde el acceso repentino de agua, en general por lluvias intensas o fusión de la nieve, puede movilizar el material suelto de la ladera e incorporarlo en la corriente detrítica (Hutchinson, 1988). Estas son presentes en la mayoría de entornos climáticos, de los desiertos a las regiones alpinas y de zonas árticas a zonas mediterráneas. Pueden llegar a recorrer grandes distancias depositando grandes cantidades de sedimento. Las corrientes más habituales, con volúmenes cercanos a  $1000 \text{ m}^3$ , son capaces de arrasar la vegetación existente, taponar vías de drenaje, dañar estructuras y causar muertes (Iverson, 1987).

### *Tipologías*

Hay dos tipos de corrientes de derrubios según la topografía y las características geológicas de la zona:

- De ladera (*Hillslope Debris Flow*)

Estas forman su propio camino hacia abajo del valle como pistas (Cruden y Varnes, 1996) antes de depositar el material en zonas bajas con pendientes bajas o donde la tasa de flujo es reducida: por ejemplo: obstrucciones o cambios de topografía. El área de deposición puede contener canales y levées.

- Canalizadas (*Channelised Debris Flow*)

Estas siguen canalizaciones existentes como valles, barrancos, depresiones, Los flujos son a menudo de alta densidad, con un 80% de peso en sólidos. Por lo que puede llegar a transportar rocas de gran diámetro.

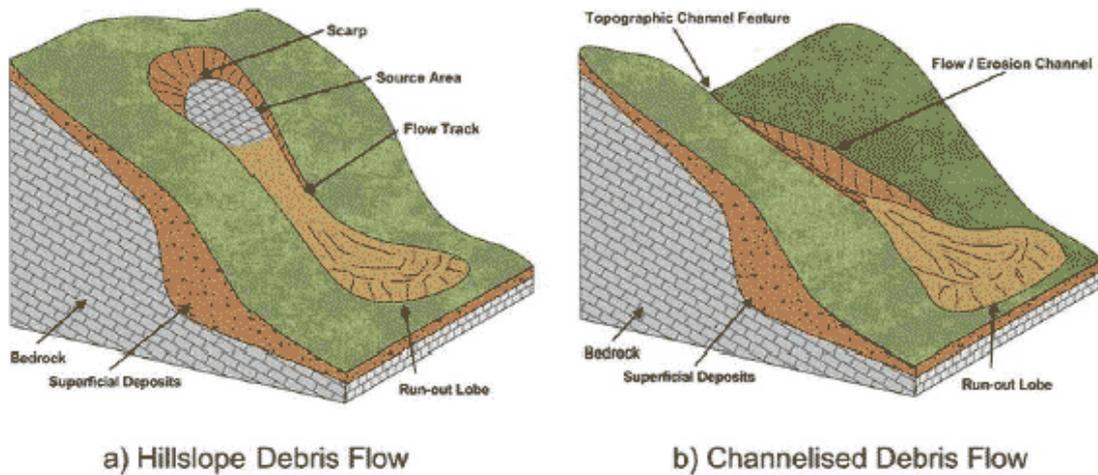


Figura 2.2: Tipos de Corrientes de derrubios según la topografía y geología (<http://www.scotland.gov.uk/Publications/2005/07/08131738/17492>).

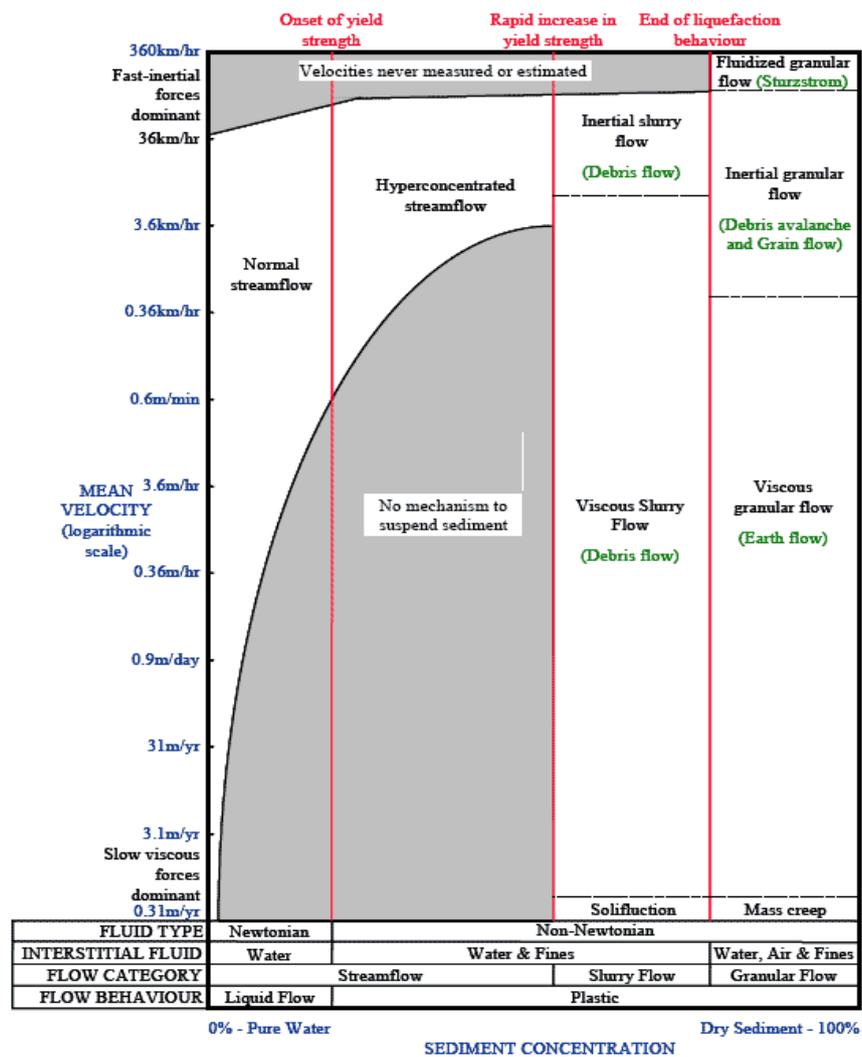


Figura 2.3: Clasificación reológica simplificada de flujos sedimento-agua (Pierson y Costa, 1987)

*Partes de una corriente de derrubios*

Las trayectorias de corrientes de derrubios pueden presentar distintas morfologías. Normalmente son mucho más largas que anchas, llegando a relaciones de 10:1 o incluso 50:1. Podemos distinguir 3 partes con distintas morfologías: la zona de salida o área fuente, la zona de canal y la zona de deposición o acumulación.

El área fuente es la zona donde se origina la corriente de derrubios, suele ser una zona escarpada y poco vegetada formada de suelos detríticos o meteorizados entre otros. La pendiente de la zona suele ser grande de entre 20 y 45 grados mayoritariamente.

Depósito superficial	Descripción
<b>Coluvión</b>	Masa de suelo heterogénea y no consolidada depositada por escorrentía.
<b>Taludes</b>	Acumulación de fragmentos de roques angulares en la base de una acantilado o pendiente escarpada debido a la meteorización, desprendimientos, etc.
<b>Fluvial</b>	Material detrítico no consolidado depositado por un río o torrente.
<b>Glacial</b>	Masa de suelo no consolidada heterogénea (arcilla, limo, arena, grava, cantos rodados y bloques) en depósitos glaciales y periglaciales.
<b>Regolito</b>	Manto de fragmentos de roca no consolidados (grava, cantos rodados y piedras), arena, limo y arcilla cubriendo la roca madre, y formado in situ o cercano por la meteorización de la roca madre.

Tabla 2.1: Depósitos superficiales susceptibles a formar las corrientes de derrubios (McMillan y Powell, 1999).

La zona de transporte o canal es por donde las corrientes de derrubios fluyen ladera hacia abajo hasta que se depositan. Suelen fluir por torrentes existentes aunque pueden hacerlo sin confinamiento en cualquier dirección salvando todo tipo de obstáculos. El canal es erosivo y es delimitado por unos diques laterales llamados levées. Estos diques son resultado de la deposición de parte de los sedimentos transportados en los márgenes del canal, suele ser material de tamaño grueso. La parte superior de la corriente de derrubios tiene una forma elíptica o en forma de V, sin depósitos en el fondo del canal. En la parte inferior del canal podemos ver depósitos pertenecientes a la cola de la corriente. Las características de la corriente (granulometría, cantidad de sólidos, cantidad de agua, etc.) así como las de la zona (topografía, rugosidad, etc.) marcarán la velocidad con la que la corriente fluirá, normalmente en un rango entre 0.5 y 30 m/s. Las pendientes de la zona de transporte pueden ser de alrededor de 10°. El canal puede obturarse formando presas de

materiales que posteriormente serán rápidamente erosionadas y generaran diferentes oleadas de material. Las corrientes de derrubios suelen moverse en oleadas separadas por un flujo acuoso entre oleadas. Un evento puede producirse en una oleada o cientos de oleadas sucesivas. Estas oleadas son caracterizadas por los frentes de bloques que son relativamente libres de matriz (Pierson, 1980). El cuerpo principal de la oleada está compuesto por una masa más fina de derrubios licuados. Finalmente la cola está formada por un fluido diluido y turbulento de agua cargada de sedimentos, similar a una avenida torrencial. El crecimiento del frente de bloques de la oleada provoca un aumento del nivel del flujo detrás de él, dando lugar a un aumento proporcional del pico de descarga (Iverson, 1997; Hungr, 2000).



Figura 2.4: Diques laterales en el canal de una corriente de derrubios en Täschgufer (Alpes suizos). Se observa que el tamaño y el porcentaje de clastos son mayores en los diques (Corominas *et al.*, 1996)

La zona de deposición es el lugar donde se deposita el material de la corriente de derrubios. En esta zona el flujo deja de estar confinado, debido mayormente a una

reducción del pendiente, por lo que los levées desaparecen y el material es depositado a menudo en morfologías de abanicos.

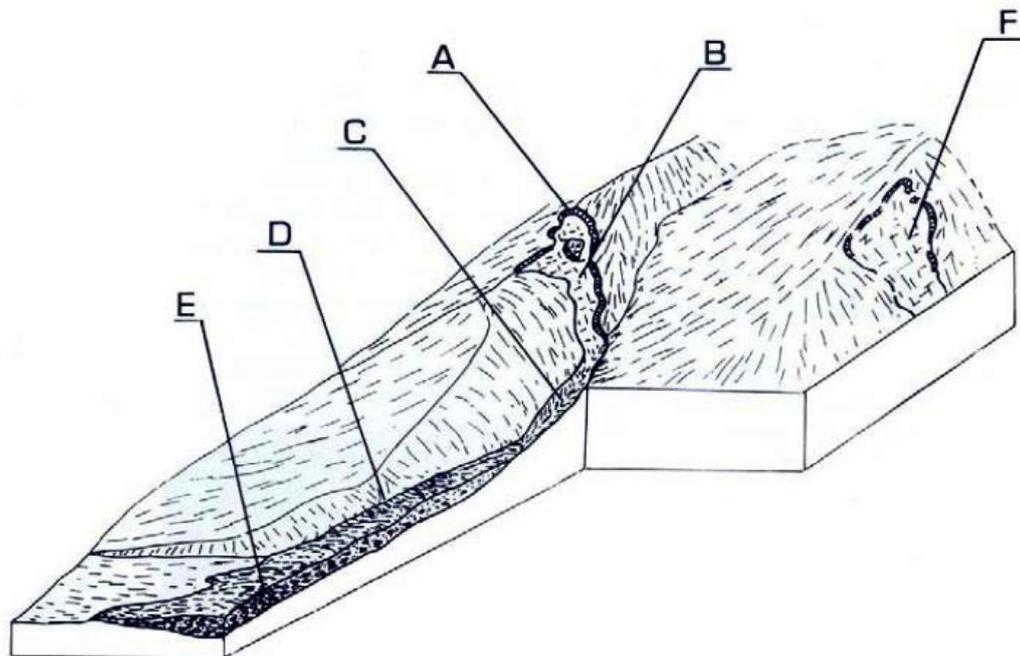


Figura 2.5: Bloque diagrama interpretativo de las características morfológicas de las corrientes de derrubios. A: cicatriz principal; B y F: superficies de ruptura; C: canal erosivo; D: dique lateral; E: depósito principal.

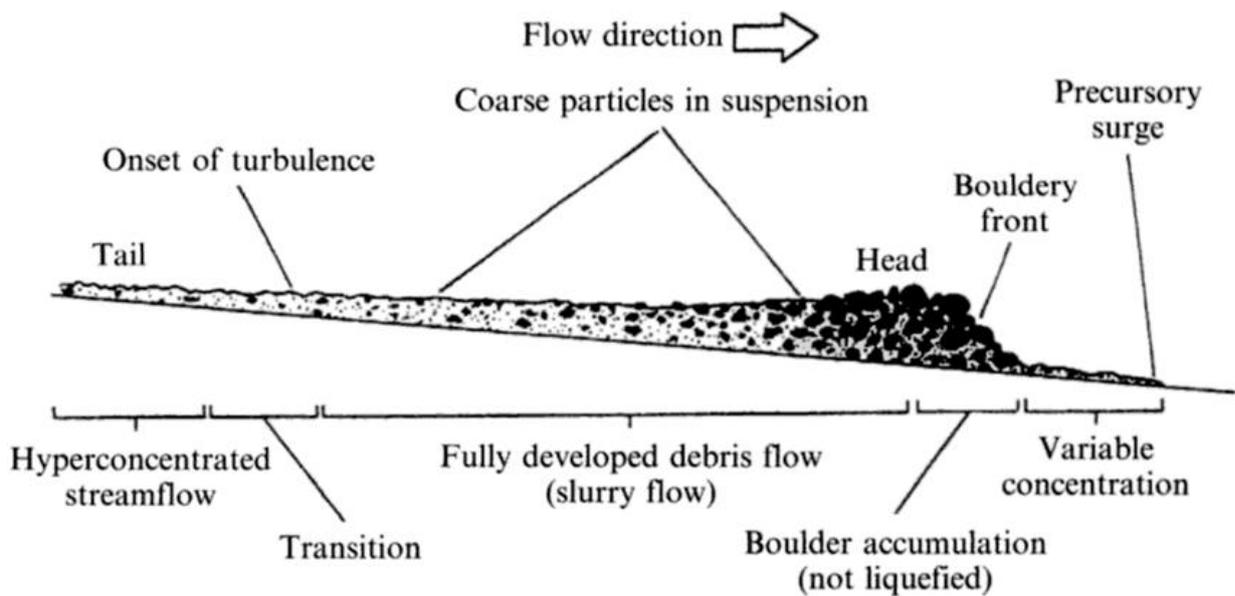


Figura 2.6: Diagrama de una oleada de una corriente detrítica con frente de bloques (Pierson, 1986)

### *Materiales de las corrientes de derrubios*

Los materiales depositados corresponden a los que hay en el área fuente, normalmente hay una gran variedad de tamaño des de arcillas hasta bloques de gran tamaño. En la corriente de derrubios, la mezcla entre el sedimento y el agua da lugar a un flujo, que posteriormente se depositará como un cuerpo prácticamente rígido.

Los corrientes de derrubios tienen una concentración en volumen de sólidos de entre 25-86 % y en proporción de peso de entre 35-90% (Costa, 1984). La concentración de finos está alrededor de un 10-20%, aunque cabe decir que la fracción más pequeña (arcilla) es casi inexistente presentándose en porcentajes del 5% o menores (Costa, 1984). La concentración de aguas en este tipo de eventos suele estar entre un 10-30%. Los debris flows naturales suelen tener viscosidades por encima de 1000 poise y densidades de 2 a 2,4 g/cm<sup>3</sup> (Sharp y Nobles, 1953; Costa, 1984).

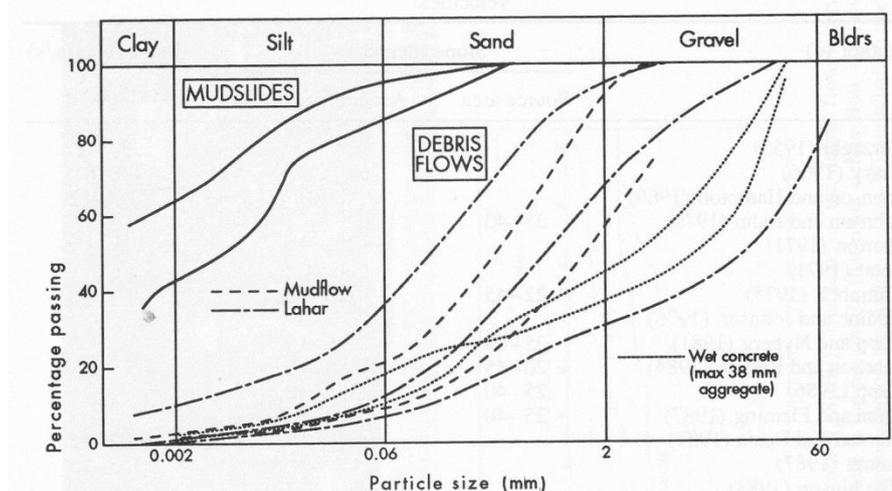


Figura 2.7: Distribución granulométrica de las corrientes de derrubios y de las coladas de barro (Hutchinson, 1988).

### *Causas de la formación de las corrientes de derrubios*

Las corrientes de derrubios son causadas por una combinación de factores preparatorios y factores desencadenantes. Estas se dan en todo tipo de entornos, regiones áridas, húmedas e incluso en árticas (Costa, 1984). Los principales factores preparatorios son los siguientes: grandes pendientes, escasa vegetación, aporte de humedad no necesariamente continua y un drenaje pobre, formaciones superficiales permeables y susceptibles a ser removidas (suelos meteorizados, regolito, depósitos glaciares, fluviales y coluviales, entre otros), así como unas condiciones climáticas extremas.

El principal factor desencadenante es una presencia inusual de agua que provoca un incremento importante de las presiones intersticiales. Hay tres fuentes potenciales de estos excesos de agua (Innes, 1983; Costa, 1984; Selby, 1993): precipitaciones intensas, fusión rápida de nieves, y más raramente, glaciares o desbordes de lagos que movilizarían el material no consolidado en su camino. La intensidad de las precipitaciones y la duración, junto con los antecedentes de lluvias y las condiciones de humedad del suelo son estrictos controles para el desencadenamiento de las corrientes de derrubios. Estos incrementos de presiones intersticiales provocan la saturación y pérdida de resistencia de las formaciones superficiales. Las precipitaciones de larga duración y moderada intensidad pueden provocar corrientes de derrubios, pero estas son más comúnmente provocadas por lluvias cortas y de gran intensidad (Caine, 1980; Hovious, 1990; Van Asch y Van Steijn, 1991). Otros factores desencadenantes menos comunes son las erupciones volcánicas y los terremotos.

Hay tres mecanismos de formación de las corrientes de derrubios:

- Transformación directa a partir de un deslizamiento de derrubios.
- Socavación de los márgenes de un barranco en una avenida torrencial y la posterior incorporación del material a la corriente.
- Rotura de una presa natural de sedimento.

La mayoría de corrientes de derrubios se producen a partir de deslizamientos (Costa, 1984). Muchos debris flows, empiezan como un deslizamiento traslacional o rotacional que posteriormente se transforma en debris flow (Johnson y Rodine, 1984). Las roturas tienen lugar en pendientes empinadas (mayores de 20°) con un flujo relativamente rápido y con gran cantidad de agua (Costa, 1984). A menudo los materiales del área fuente consisten en morrenas ligeramente consolidadas o no consolidadas, coluviones y rocas meteorizadas. Las roturas se sitúan en las laderas y vaguadas. Estas últimas son especialmente susceptibles a la inestabilización por la acumulación de derrubios (debido a pequeños deslizamientos o por la escorrentía superficial) y por la presencia de un nivel freático colgado durante la lluvia intensa (convergencia escorrentía superficial y subsuperficial). La rotura suele localizarse en el contacto entre la formación superficial y el sustrato. Estas formaciones superficiales suelen tener poco grosor entre 2 y 4 metros por lo que las roturas tienden a ser superficiales, de pequeñas dimensiones.

En una masa que se desliza, la deformación tiene lugar esencialmente en las proximidades de la superficie de deslizamiento, sin embargo debe existir una cierta deformación interna en el cuerpo del material. Los deslizamientos se transforman en flujos mediante dos mecanismos, que pueden presentarse conjuntamente.

- Licuefacción: cuando la deformación interna supera un cierto valor crítico, se produce un remodelamiento de la matriz y una pérdida de resistencia. La fluidificación se ve facilitada si hay un aporte extra de humedad.
- Dilatación: la deformación del material produce un incremento de volumen del mismo. El aumento del tamaño de los poros acompañado de un aporte extra de humedad produce una pérdida de resistencia importante.

## 2.3. Curvas Magnitud-frecuencia

### 2.3.1. Aspectos generales y metodología

La evaluación de la peligrosidad y susceptibilidad de los movimientos en masa son de gran importancia para la prevención y mitigación de los riesgos que conllevan. Durante los últimos tiempos ha habido un desarrollo urbanístico y social de las zonas montañosas que conlleva unos riesgos mayores a ser estudiados. En nuestro caso el estudio se centra en las corrientes de derrubios en una zona determinada del Pirineo catalán. Las probabilidades de ocurrencia, la intensidad entre otros son parámetros de gran importancia en la cuantificación de los riesgos; es por eso que las curvas magnitud-frecuencia son de gran importancia. La peligrosidad se evalúa mediante la magnitud y la frecuencia. La magnitud la aproximamos a partir de los volúmenes de material depositado por las corrientes de derrubios. Estos los calculamos mediante la digitalización de la cartografía y fotografía aérea disponible. La frecuencia es un parámetro más incierto y difícil de prever. Esta va muy ligada a eventos puntuales y extremos como precipitaciones importantes, fusión de nieves o incluso terremotos. Para obtener una frecuencia usamos distintas técnicas, como la reconstrucción cronológica (liquenometría o dendrocronología); o en nuestro caso mediante la fotointerpretación aérea de distintos años.

El principio de las curvas magnitud-frecuencia acumulada regional es ampliamente usado en sismología, donde la relación de la ley potencial entre la magnitud y frecuencia es conocida como ley de Gutenberg-Richter (Gutenberg y Richter, 1954). Bak et al. (1987) formalizó el concepto de escala invariante de respuesta con la teoría de criticidad auto-organizada. Naturalmente, los investigadores de deslizamientos han aceptado este concepto, aunque el carácter fractal de las curvas magnitud-frecuencia de los deslizamientos, que a menudo son al menos parcialmente lineal en un gráfico logarítmico, se ha reconocido desde hace algún tiempo (por ejemplo, Fuyii, 1969).

La técnica de construcción de la curva magnitud-frecuencia regional es simple. Se hace un inventario de deslizamientos con sus datos y magnitudes a través de fotogrametría, trabajo de campo o combinación de las dos. El inventario representa un intervalo de tiempo dado,  $T$ , siendo el periodo de tiempo durante el cual los deslizamientos ocurrieron. Este puede ser un periodo que abarca el conjunto de fotos aéreas disponibles, un periodo estimado de recuperación de la vegetación en las cicatrices o un periodo de acumulación determinado por métodos estratigráficos aplicados a la zona de deposición (e.g., Hungr y Rawlings, 1995). Para reducir los efectos de la censura de datos (omisión), a menudo es ventajoso analizar los conjuntos de datos en categorías de magnitud. Debido a que los grandes eventos son menos frecuentes y también menos probables de ser censurados, estos deben ser muestreados en periodos más largos que los pequeños (Hungr *et al.*, 1999). Los eventos son ordenados en orden decreciente de magnitud. El incremento de frecuencia ( $f_i$ ) de un evento del ranking  $i$ , es determinado como:

$$f_i = \frac{1}{T_i}$$

Donde  $T_i$  es la longitud en años del periodo de muestreo. La curva magnitud-frecuencia es construida por la acumulación de los incrementos de frecuencia de las grandes magnitudes a las menores:

$$F_i = \sum_{i=1}^n f_i$$

Donde  $F_i$  es la frecuencia anual de ocurrencia de deslizamientos de magnitud  $M_i$  o mayor. La curva magnitud-frecuencia es el resultado de representar  $F_i$  contra la  $M_i$  en escala logarítmica.

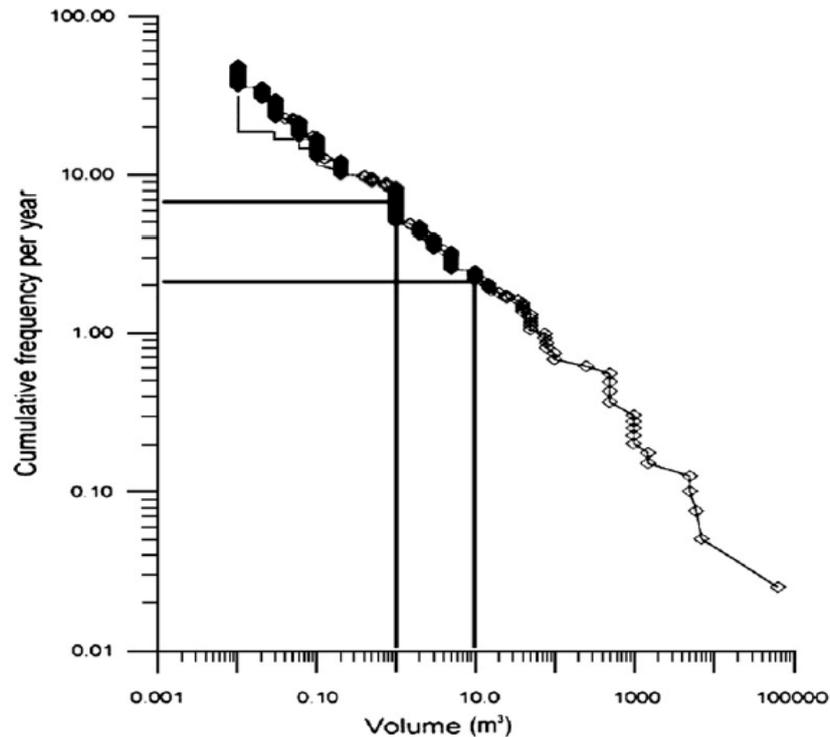


Figura 2.8: Ejemplo de curva magnitud-frecuencia de caídas de roca a lo largo de una carretera en British Columbia, Canadá (Hungry et al, 1999).

### 2.3.2. Otros trabajos relacionados

Se han hecho varios trabajos referentes a las curvas magnitud-frecuencia algunos basados en fotointerpretación y otros con dendrocronología y otras técnicas.

Guthrie y Evans (2004) realizaron un trabajo sobre el análisis de las frecuencias de los deslizamientos y sus características en un sistema natural en la costa de British Columbia en Canadá. En él analizaban mediante fotointerpretación aérea los debris flows de la zona durante un periodo entre 1950 y 1996. El estudio consta de 201 debris flows y debris slides de tamaños entre 500 m<sup>2</sup> y 115.000 m<sup>2</sup>, con una media de casi 9300 m<sup>2</sup>. 136 eventos fueron registrados desde 1950 y el resto antes de este año. Como observamos en la siguiente figura, la relación magnitud-frecuencia muestra el número de eventos que ocurren de una determinada magnitud en un año.

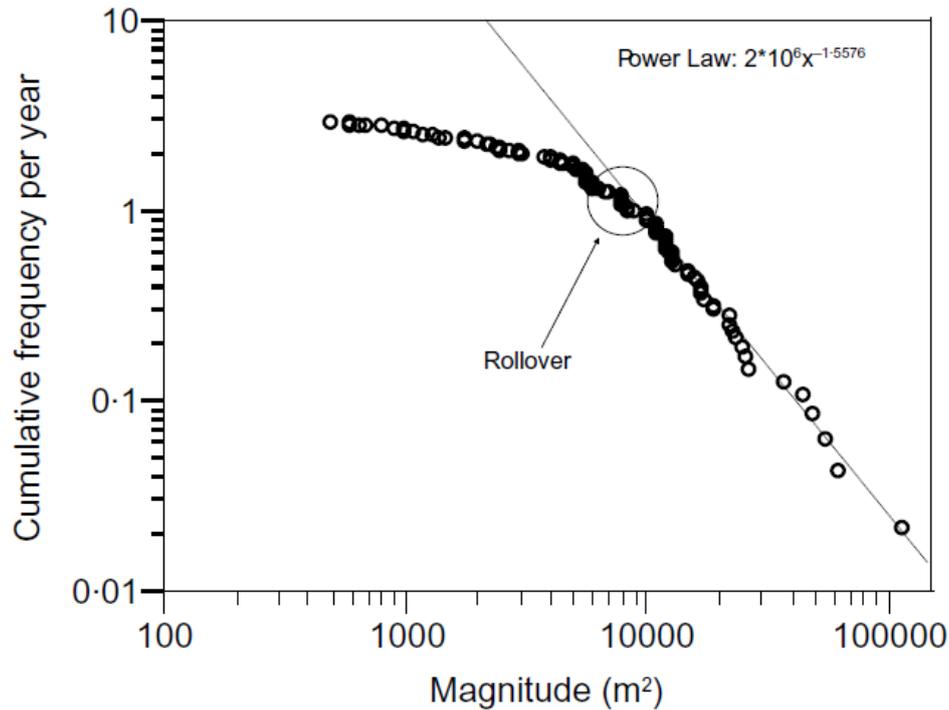


Figura 2.9: Curva magnitud-frecuencia para los deslizamientos en la área de estudio de la península de Brooks entre 1950 y 1996 (Guthrie y Evans, 2004).

La parte más inclinada de la curva se define por una regresión potencial de pendiente -1.6. Esto muestra la tendencia a limitar la magnitud debido a las limitaciones fisiográficas y la saturación del paisaje (cuanto mayor es el deslizamiento, hay menos localizaciones que puedan soportar dicha magnitud). En el trabajo también se discuten los diferentes orígenes posibles del efecto “rollover” que corresponde a los datos en magnitudes pequeñas que permanecen por debajo de la línea de tendencia.

Corominas y Moya (2010) realizaron un trabajo sobre la contribución de la dendrocronología a las curvas magnitud-frecuencia. Se estudian distintos emplazamientos entre los que hay el barranco del Tordó, el cual hacen una reconstrucción de los distintos eventos en un periodo de tiempo y elaboran la curva magnitud-frecuencia. En primer lugar elaboraron las unidades deposicionales fundamentales para establecer el volumen y la edad de las corrientes de derrubios. Los criterios utilizados para la datación relativa fueron los siguientes (García, 2004): las relaciones morfoestratigráficas, la presencia y tamaño de la colonización de líquenes en las rocas, la presencia de cobertera vegetal y crecimiento de árboles en los depósitos, la meteorización de los clastos y presencia o ausencia de depósitos en fotografía aérea. Uno de los principales obstáculos fue la dificultad para delimitar correctamente las distintas unidades. Esto dentro de las limitaciones fue solucionado mediante el reconocimiento geomorfológico y la datación relativa.

En la datación de las unidades mediante los anillos de los árboles (dendrocronología) se consideró: la presencia de nuevos árboles colonizando depósitos de corrientes de derrubios, la presencia de heridas por abrasión, la reacción de la madera por la inclinación de los árboles o el enterramiento parcial del tronco (Osterkamp y Hupp, 1987). La datación final distingue 8 unidades deposicionales en un periodo total de 47 años como observamos en la figura siguiente. A continuación también las curvas magnitud-frecuencia resultantes.

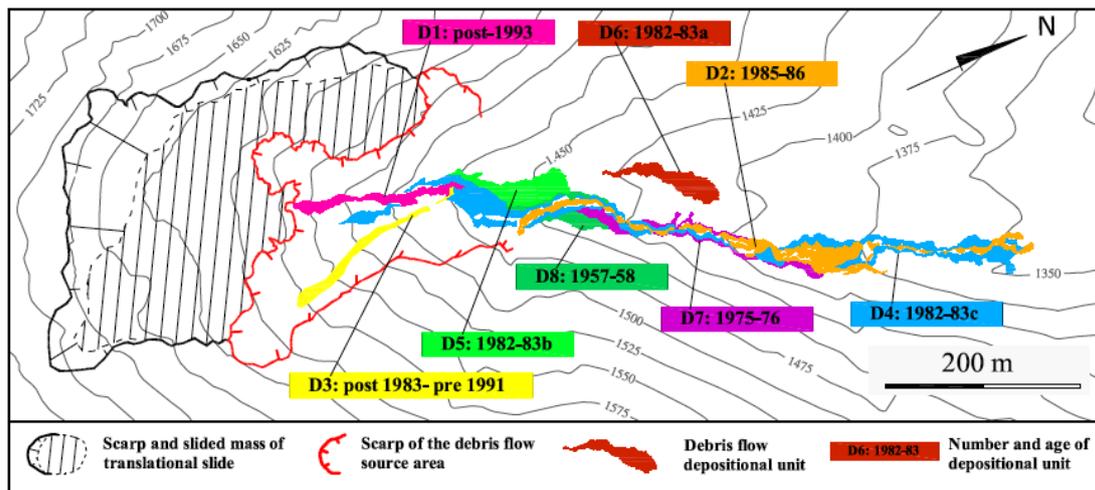


Figura 2.10: Mapa de las unidades deposicionales identificadas (Corominas y Moya, 2010).

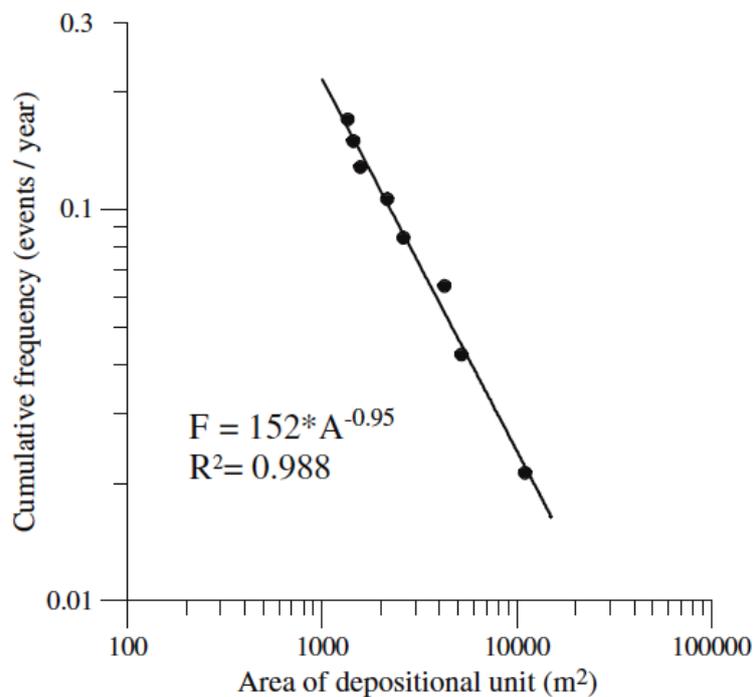


Figura 2.11: Magnitud (área) de las unidades deposicionales versus frecuencia de los eventos en el barranco de Tordó (Corominas y Moya, 2010).

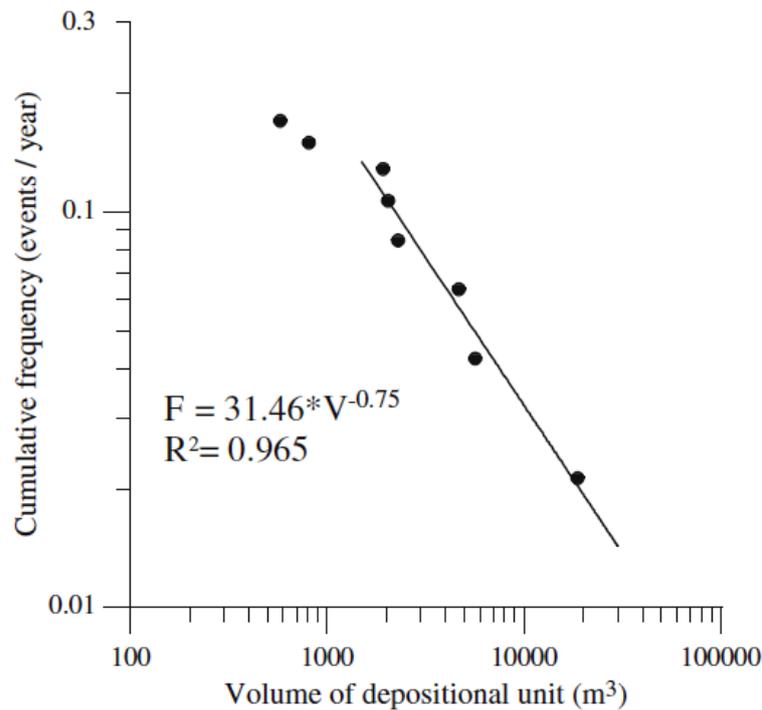


Figura 2.12: Magnitud (volumen) de las unidades deposicionales versus frecuencia de los eventos en el barranco de Tordó (Corominas y Moya, 2010).

### 2.3.3. Relación empírica entre el área de deposición y el volumen del evento

Un modelo semi-empírico de predicción de la desviación para flujos de lodo volcánico (lahars) fue propuesto por Iverson *et al.* (1998). Ellos determinaron una relación potencial entre el área planimetría de los depósitos ( $B$ ), el área de la sección transversal del flujo ( $A$ ) y el volumen del depósito ( $V$ ) asumiendo similitud geométrica:

$$A = K_A V^{2/3} \quad (1)$$

$$B = K_B V^{2/3} \quad (2)$$

Donde  $K_A$  y  $K_B$  son empíricamente derivadas, siendo coeficientes adimensionales. El modelo fue testado y adaptado para corrientes de derrubios en ambientes no volcánicos por Griswold (2004), Griswold e Iverson (2008) y modificado por Berti y Simoni (2007) para zonas de deposición no confinadas. En otros estudios,

principalmente de corrientes de derrubios, Waythomas *et al.* (2000), Capra *et al.* (2002), Crosta *et al.* (2003) y Yu *et al.* (2006) encontraron relaciones similares entre el área planimétrica y el volumen del evento. Así pues parece razonable aplicar el supuesto de proporcionalidad geométrica fijando el exponente de las ecuaciones 1 y 2 en dos tercios (Crosta *et al.*, 2003; Griswold, 2004; Griswold y Iverson, 2008). Los coeficientes  $K_B$  son adimensionales y por lo tanto comparables. Las regresiones lineales para el caso de exponente de 2/3 fijado son mostradas en la figura 2.13, incluyendo regresiones lineales de otros estudios para comparar. Los coeficientes de movilidad adimensional  $K_B$  para nuestros datos, son comparados en la tabla 2.2 con los resultados de otros estudios.

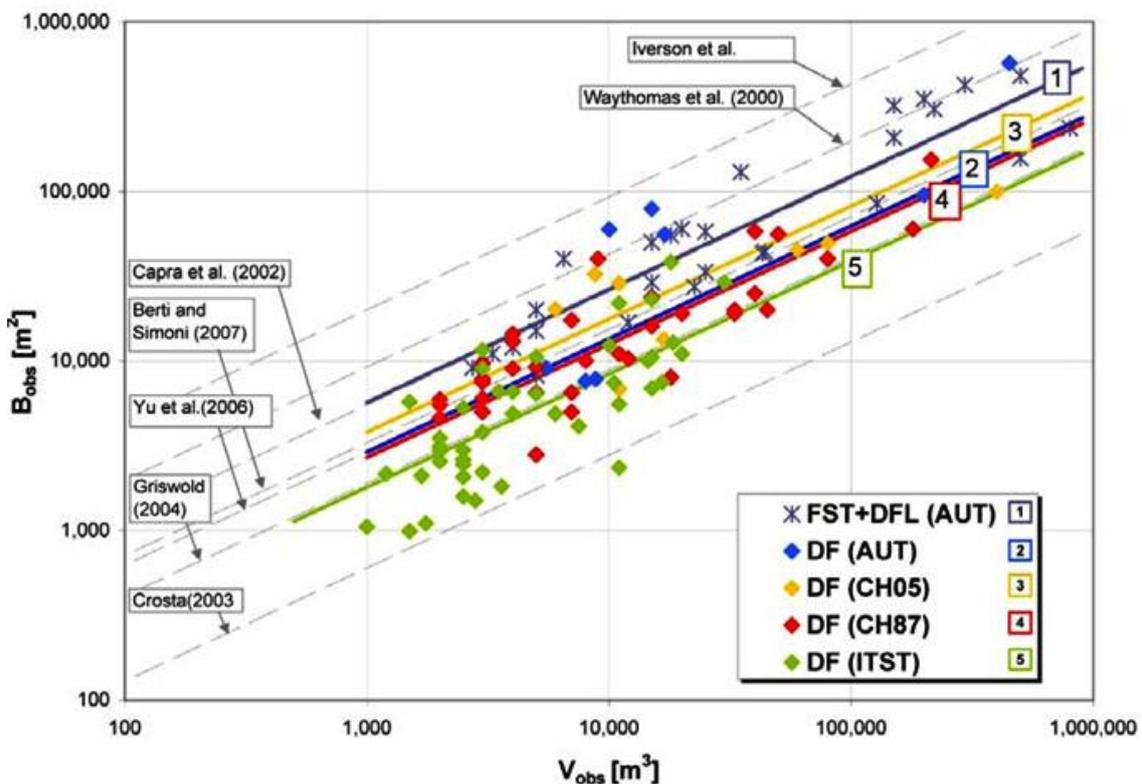


Figura 2.13: Diferentes datos sobre la relación potencial entre el área planimétrica de deposición y el volumen (Scheidl y Rickenmann, 2009).

Dataset	Process	Region, area	$N$	$k_B$	$R^2$
Crosta <i>et al.</i> (2003b)	Granular debris flow	Alps, Northern Italy	91	6.2	0.96
ITST DF (this study)	Granular debris flow	Alps, South Tyrol	44	17.3	0.59
Griswold (2004)	Debris flow	Worldwide	44	19.9	0.91
CH87 DF (this study)	Granular debris flow	Alps, Switzerland 1987	34	28.1	0.70
Yu <i>et al.</i> (2006)	Debris flow	Xueshan, Taiwan	6	28.8	0.94
CH05 DF (this study)	Debris flow	Alps, Switzerland 2005	8	32	0.42
Berti & Simoni (2007)	Debris flow	Alps, Northern Italy	24	33.0	0.80
AUT DF (this study)	Debris flow	Alps, Austria	12	44.7	0.67
Capra <i>et al.</i> (2002)	Earth slides and debris flows	Trans mex. Volcano belt	6	55	0.79
AUT FST+DFL (this study)	Fluvial sediment transport processes and debris floods	Alps, Austria	27	56.1	0.85
Waythomas <i>et al.</i> (2000)	Volcanic earth flows	Alaska	10	91.8	0.90
Iverson <i>et al.</i> (1998)	Lahars	USA, Columbia, Philippine	27	200	0.90

Tabla 2.2: Comparación de los parámetros  $K_B$  de diferentes corrientes de derrubios y otros procesos de los estudios seleccionados (Scheidl y Rickenmann, 2009).

## **3. ZONA DE ESTUDIO**

### 3.1. Aspectos generales

El emplazamiento del estudio se localiza en el Pirineo Occidental catalán en la zona del *Parc Nacional D'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici*. La región estudiada comprende el parque natural y las zonas adyacentes a este, con un superficie total de 383.75 km<sup>2</sup>. La zona está situada en cuatro comarcas distintas (*Alta Ribagorça, Pallars Sobirà, Pallars Jussà y Val d'Aran*), todas ellas localizadas en la provincia de *Lleida en Catalunya*.



Figura 3.1: Situación geográfica de la zona de estudio (*Institut Cartogràfic de Catalunya*).

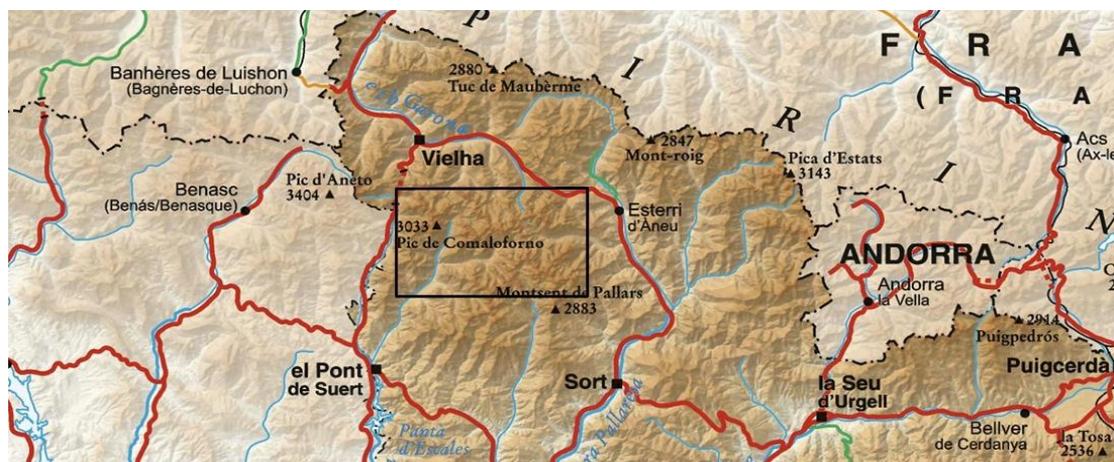


Figura 3.2: Situación geográfica dentro del Pirineo occidental catalán (*Institut Cartogràfic de Catalunya*).

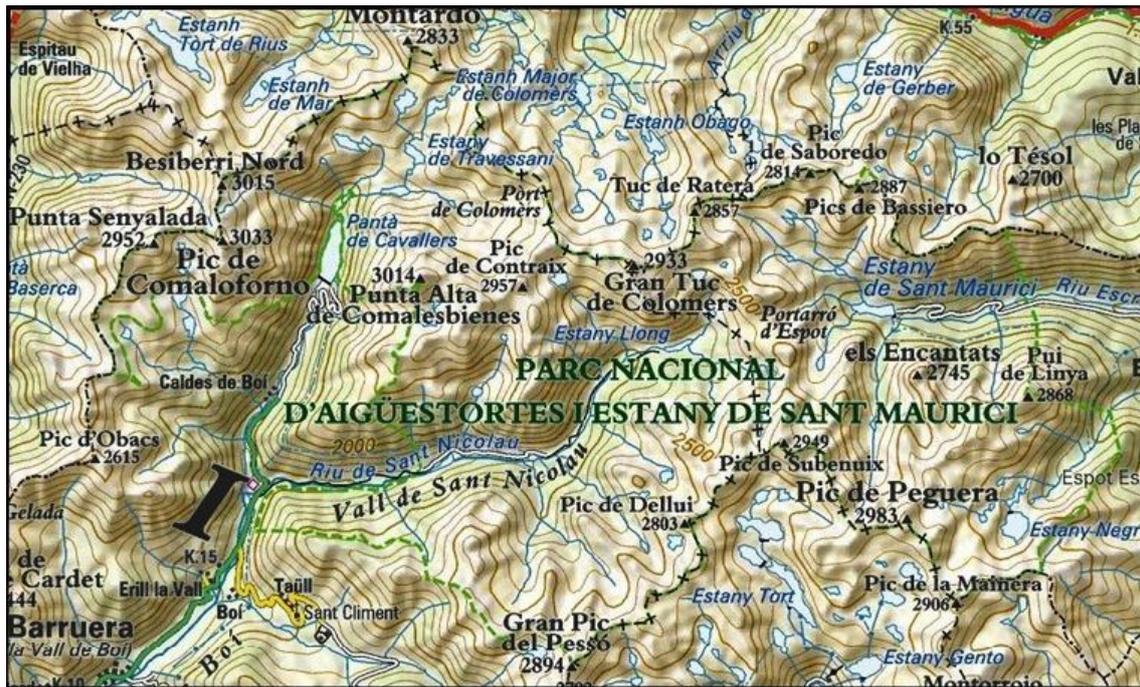


Figura 3.3: Mapa topográfico de la zona de estudio (*Institut Cartogràfic de Catalunya*).

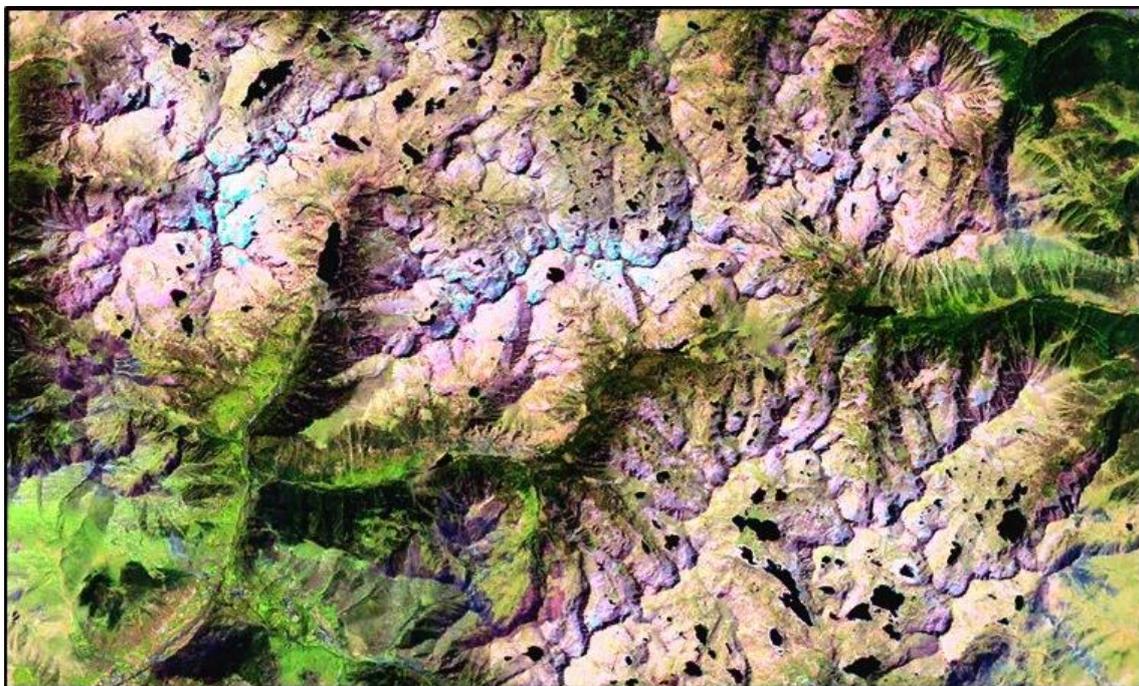


Figura 3.4: Imagen aérea de la zona de estudio (*Institut Cartogràfic de Catalunya*).

A continuación para observar más gráficamente la topografía de la zona, se ha elaborado un modelo digital de elevaciones con el programa ArcGIS.

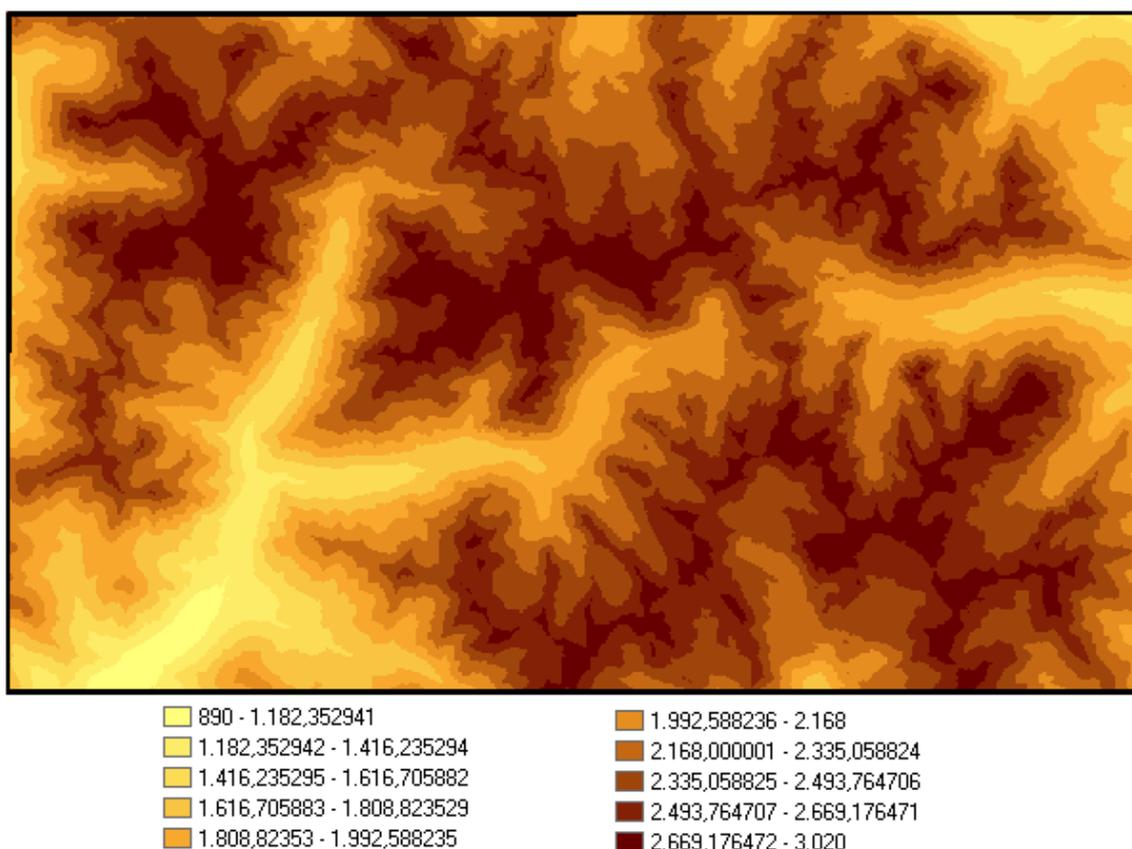


Figura 3.5: Modelo digital de elevaciones (en metros) de la zona de estudio (ArcGIS)

La zona de estudio es de alta montaña, dado que el territorio se eleva entre unos 800 metros y poco más de 3000 metros de altitud. Su punto más alto es el Pico de Comalofoño de 3.033 metros. En la zona se pueden distinguir tres valles destacables: al este tenemos el valle del río Escrita de dirección W-E, al oeste tenemos *la Vall de Sant Nicolau* de dirección W-E y *la Vall de Boí* de dirección N-S. El clima de la zona es mediterráneo pirenaico occidental, los inviernos son muy fríos con temperaturas cercanas a 0 °C prolongadamente. La zona de estudio se enmarca en un contexto de alta montaña donde las precipitaciones más importantes se registran en la primavera y en otoño (Plana-Castellví, 1981). Las precipitaciones anuales en la región estudiada varían entre 900 y 1300 mm anuales repartidas entre 150 días de precipitación de los cuales 100 días, la precipitación es en forma de nieve. La precipitación media anual en la estación meteorológica de Senet (dentro de nuestra zona de estudio) es de 1218 mm, dándose valores máximos de precipitación con 378 mm en Noviembre y 349 mm en Marzo. En la zona se dan episodios de lluvias intensas difícilmente predecibles por la variabilidad de estos fenómenos y falta de registros. Se han registrado episodios importantes de lluvias en 1907, 1937, 1963, 1982, 1996. Algunos de estos episodios

han producido movimientos en masa recientemente, como observamos en la figura siguiente.



Figura 3.6: Vista barranco de L'Esbornada, donde observamos el área fuente, el canal y el cono de deposición de la corriente de derrubios originada durante las lluvias del 1963 (Foto: Ferran Bolaño).

### 3.2. Aspectos geológicos

Nuestra zona de estudio está formada mayormente por granitos y pizarras. En la zona sud-oeste y al extremo este, observamos que afloran otros materiales como pelitas, areniscas, grauvacas y calizas. En los fondos de valles encontramos depósitos cuaternarios de limos y cantos rodados de origen coluvial o fluvio-glacial.

Una de las características más destacables de la zona es el gran número de valles en la zona en forma de U, que son resultado de la acción glacial cuaternaria durante la última glaciación. Muchos de los abundantes lagos que hay en la zona tienen también origen glacial (antiguas cubetas de sobreexcavación glacial y lagos de presas morrenaicas), hay algunas excepciones como el *estany Llebre* que se formó por la obturación del valle por un movimiento de masa.

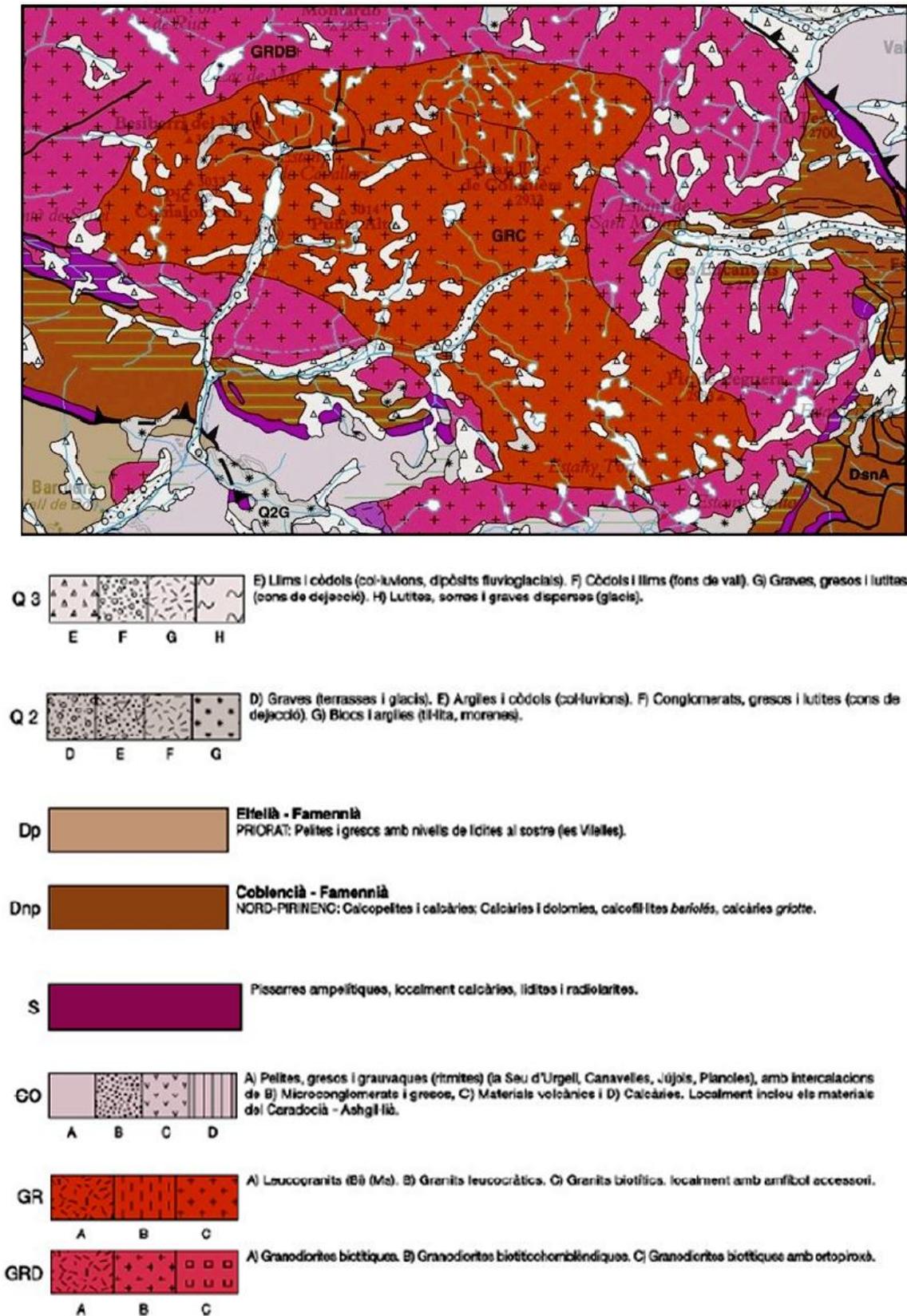


Figura 3.7: Mapa geològic de la zona estudio (*Institut Cartogràfic de Catalunya*).

# **4. METODOLOGÍA**

## 4.1. Planteamiento

El objetivo de este trabajo es establecer una frecuencia de ocurrencia de las corrientes de derrubios y su magnitud, en la zona del *Parc nacional d'Aigüestortes i estany de Sant Maurici*. Para ello nos basaremos en la fotointerpretación de imágenes del parque, para la localización de corrientes de derrubios así como los diferentes eventos que pueden ocurrir en ellos. La metodología a seguir es la comparación del mayor número de imágenes de distintos años, para observar los distintos episodios de corrientes de derrubios que suceden durante todo el periodo de estudio marcado por el material que barajamos. Se dispone de imágenes de diversos años: 1956-1957, 1975, 1982, 2004, 2005, 2008 y 2009. Por tanto tenemos información a través de las imágenes de un periodo de tiempo desde el 1956 hasta 2009, que son un total de 53 años.

A continuación, se procede al trabajo de fotointerpretación para determinar los eventos ocurridos en cada una de las corrientes en todo el periodo de estudio. El procedimiento utilizado es la comparación de cada una de las corrientes de detritos de nuestro inventario, con todas las imágenes de los distintos años que disponemos. Además mediante la digitalización de los depósitos obtendremos el área de material involucrado en el evento que nos permitirá conocer la magnitud del suceso.

Así pues estableceremos distintos periodos de comparación:

**Pre1956-1975, 1975-1982, 1982-2004, 2004-2005, 2005-2008 y 2008-2009**

## 4.2. Fotointerpretación

La fotointerpretación es un proceso por el cual se extrae información contenida en fotografías aéreas. Se requiere cierto conocimiento acerca de los procesos geomorfológicos, formaciones vegetales o uso del suelo entre otros. Resulta por tanto una técnica ideal para la evaluación de la peligrosidad y susceptibilidad de una cierta zona.

La fotointerpretación de las corrientes de derrubios se basa en la morfología del terreno y su coloración. Los colores más claros y reflejantes denotan zonas sin vegetación que han sufrido erosión o deposición de materiales. En cambio los colores más oscuros pueden asociarse a incrementos de vegetación por la inactividad de la corriente de derrubio. También observamos zonas sin actividad reciente por la presencia de bosques más desarrollados.

Año/s	Formato	Escala o tamaño de píxel	Fuente
1956-1957	Digital	50 cm	OrtoXpres 1.0 (vuelo americano)
1975	Papel (escaneadas)	1:18.000	Institut Cartogràfic de Catalunya
1982	Papel	1:22.000	Institut Cartogràfic de Catalunya
2004	Digital	50 cm	Google Earth
2005	Digital	50 cm	Google Earth
2008	Digital	50 cm	Google Earth y OrtoXpres 1.0
2009	Digital	25 cm	Google Earth y OrtoXpres 1.0

Tabla 4.1: Resumen de las características de las imágenes y fotografías disponibles

#### 4.2.1. Fotointerpretación con estereoscopio

Los seres humanos y otros animales son capaces de enfocar los dos ojos sobre un objeto, lo que permite una visión estereoscópica, fundamental para percibir la profundidad. El principio de la visión estereoscópica puede describirse como un proceso visual relacionado con el uso de un estereoscopio, el cual muestra una imagen desde dos ángulos ligeramente diferentes, que los ojos funden en una imagen tridimensional única. El estereoscopio es un instrumento donde se presentan al mismo tiempo dos fotografías del mismo objeto, una a cada ojo. Las dos fotografías están tomadas desde ángulos ligeramente diferentes y se observan a través de dos objetivos con lentes separadas e inclinadas para que coincidan y se fundan las dos imágenes en una tridimensional.

Las fotos en formato papel que disponemos son las siguientes:

- Ortofotos 1975. Son fotos tomadas por un vuelo aéreo, estas han sido digitalizadas por miembros de la *U.P.C.* Disponemos de pocas imágenes, por lo que solo abarcan una parte del parque.
- Ortofotos 1982. Son fotos aéreas, consultadas en la facultad de geología de la *Universitat de Barcelona* y suministradas por el *I.C.C.*

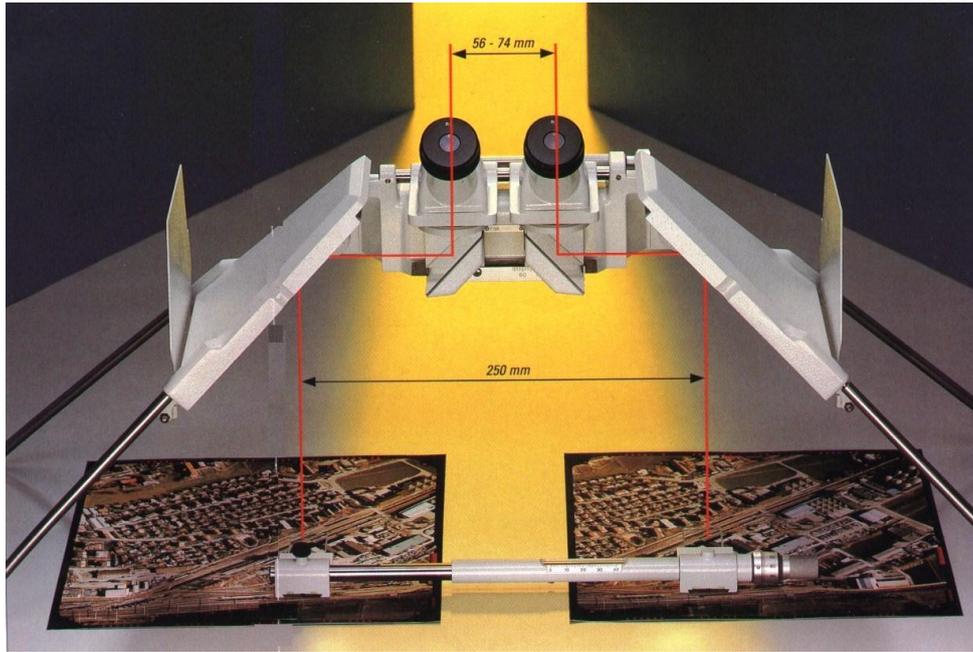


Figura 4.1: Fotointerpretación a través de un estereoscopio (Leica AG- Folletos de Fotogrametría y Metrología. 1992).

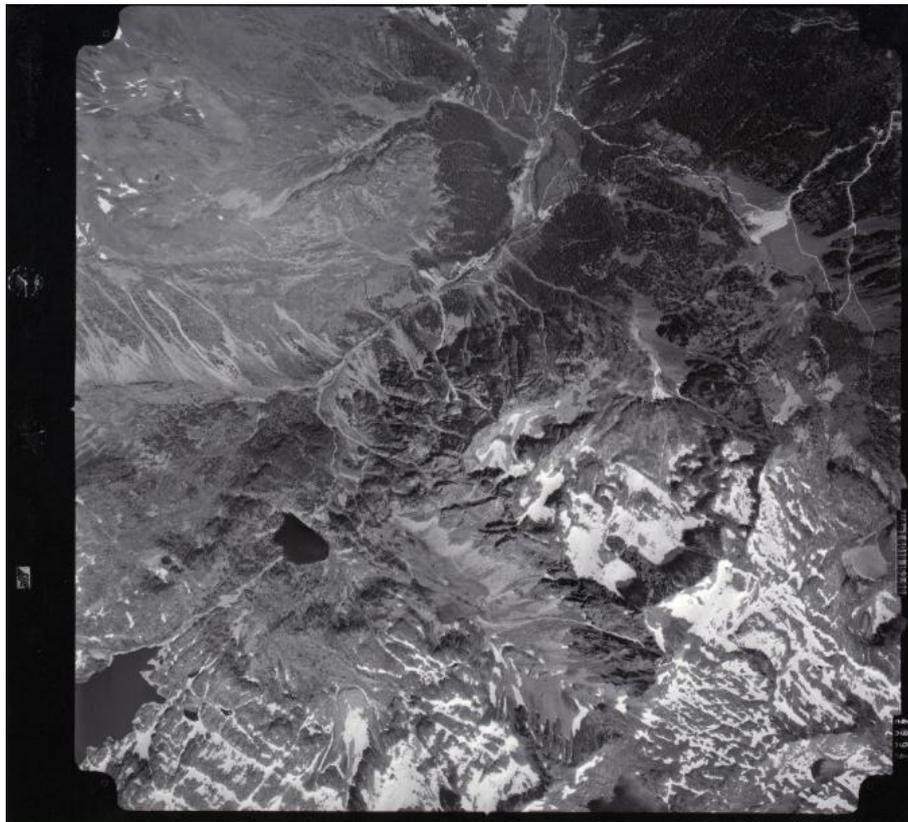


Figura 4.2: Ortofoto del año 1975 en la zona del Parc Nacional d'Aigüestortes

### 4.2.2. Fotointerpretación mediante Ortoexpress

L'Ortoexpress 1.0 es una aplicación del *Institut Cartogràfic de Catalunya* online (<http://www.ortoxpres.cat/client/icc/>) que permite la visualización de vuelos fotogramétricos en distintas zonas de Catalunya con diferentes resoluciones (las imágenes más recientes cubren pocas zonas y van siendo actualizadas según la disposición de material), además de algunos servicios cartográficos. También dispone de algunas herramientas interesantes como un medidor que permite calcular distancias, áreas y perímetros. Otra de las herramientas útiles es el comparador de imágenes, que permite la superposición de dos imágenes para compararlas más fácilmente con una barra que gradúa la visibilidad de cada una.

Las imágenes que disponemos con esta aplicación son las siguientes:

- Ortofotos 1956-1957. Son fotos hechas por un vuelo americano. Tienen poca precisión geométrica con respecto las actuales, aunque son de gran ayuda dado que son las imágenes más antiguas que disponemos. Tienen una resolución de píxel de 50 centímetros.
- Ortofotos 2008. Son fotos aéreas con un tamaño de píxel de 50 centímetros.
- Ortofotos 2009. Son fotos aéreas con un tamaño de píxel de 25 centímetros.

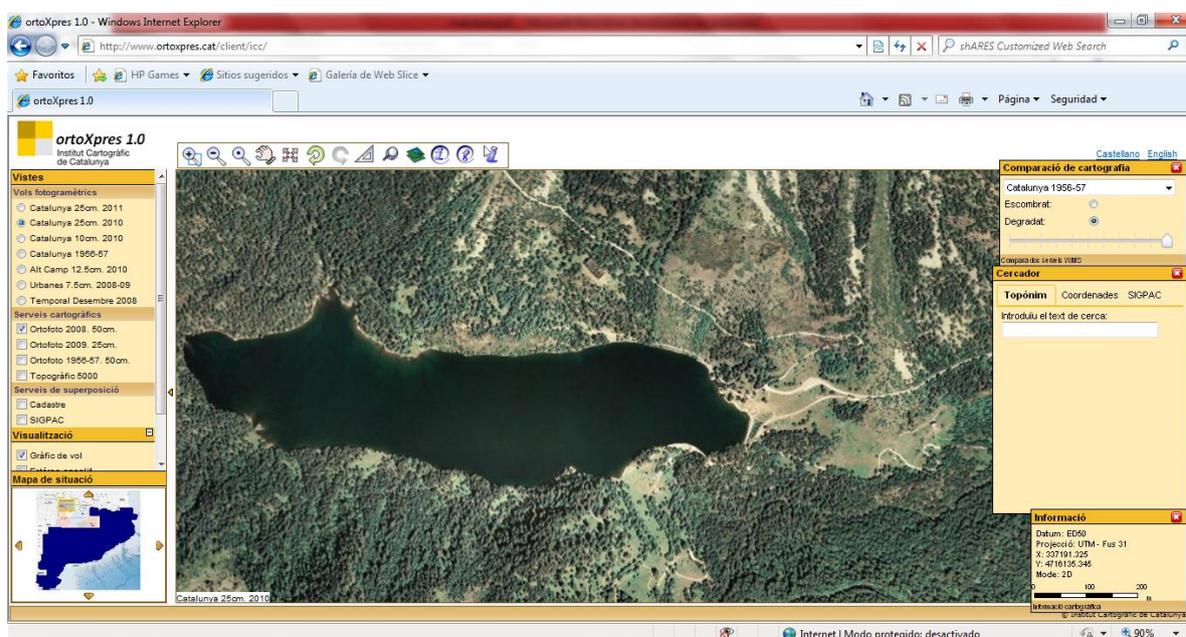


Figura 4.3: Ortoexpress 1.0, donde se observa una imagen del Estany de Sant Maurici en 2008.

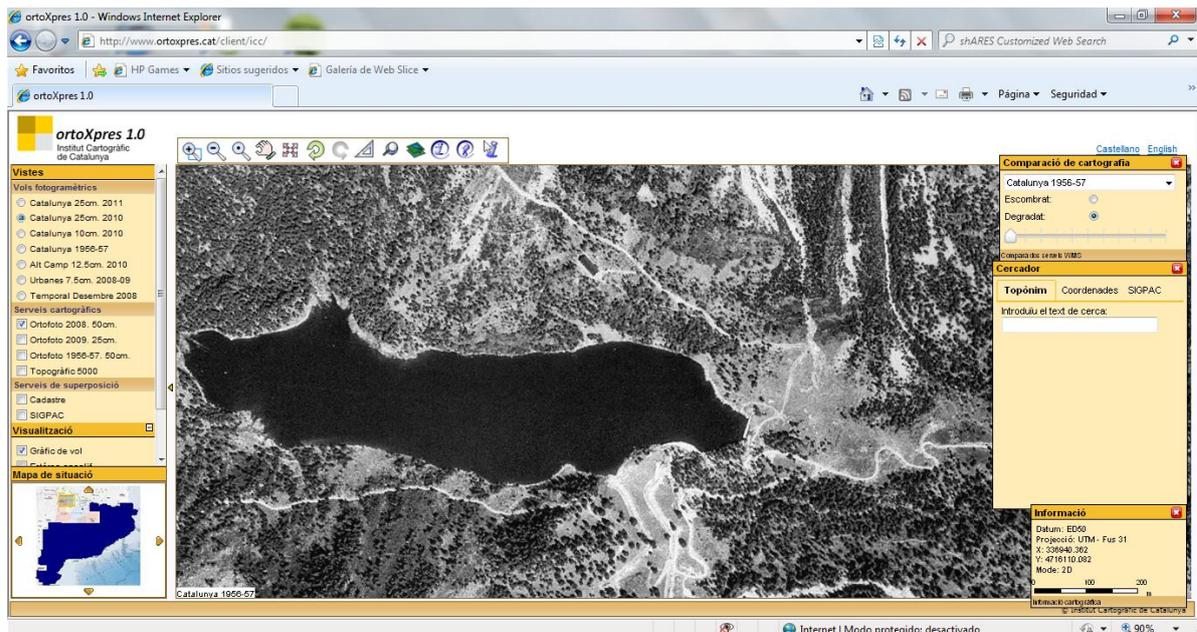


Figura 4.4: OrtoXpress 1.0, donde se observa una imagen del Estany de Sant Maurici en 1956-1957.

### 4.2.3. Fotointerpretación mediante Google Earth

Google Earth es un programa informático parecido a un Sistema de Información Geográfica (SIG), creado por la empresa Keyhole Inc., que permite desplazarse a cualquier lugar de la Tierra para visualizar imágenes de satélite, mapas, relieves y edificios en 3D e incluso explorar galaxias. Para ello se hace uso del potente y veloz motor de búsqueda de Google.

Google Earth se instala en el ordenador y se comunica con una potente base de datos residente en un servidor compartido por Google Maps. Mediante la tecnología stream, el programa se conecta al servidor y despliega los contenidos solicitados.

El programa dispone de una herramienta para ver imágenes históricas para poder comparar los cambios producidos. En nuestra zona de estudio en el *Parc nacional d'Aigüestortes*, disponemos de imágenes del 2004, 2005, 2008 y 2009.

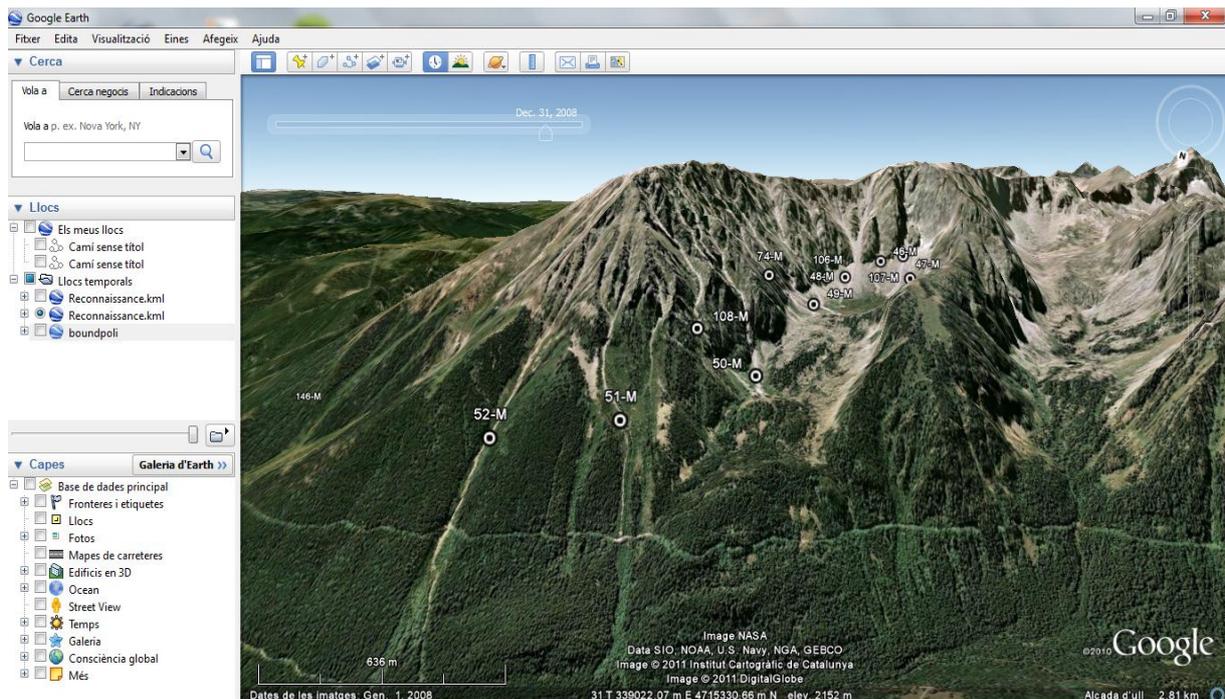


Figura 4.5: Imagen de Google Earth, donde observamos la zona de estudio con algunas localizaciones de corrientes de derrubios.

### 4.3. Caracterización de las corrientes de derrubios

#### 4.3.1. Actividad

La fotointerpretación es una parte fundamental en este trabajo, debemos hacerla correctamente y al detalle. Como ya hemos comentado, mediante la comparación de las imágenes de diferentes años observaremos los distintos eventos que se pueden dar en cada corriente de derrubio. La actividad se refiere a la ocurrencia de corrientes de derrubios en un determinado periodo de tiempo, esta es de gran importancia para determinar la frecuencia de la zona de estudio.

Las corrientes de derrubios que se producen por primera vez en un cierto lugar representan una gran diferencia visual respecto la última imagen de referencia. Las tonalidades claras que observamos denotan erosión propia de estos procesos de gran energía. Por otra parte la morfología de las corrientes es otra característica interesante para su detección. Las canalizaciones alargadas por donde transcurre el suceso, los diques laterales que se pueden formar y la zona de deposición del material involucrado son algunos de los rasgos morfológicos característicos de las corrientes de derrubios.

Por otro lado, las reactivaciones de corrientes de derrubios ya producidas tienen una mayor dificultad de detección dado que pueden pasar desapercibidas si son parecidas

al evento anterior (superposición del depósito anterior). Las características del depósito son el principal elemento para distinguir posibles nuevos eventos. El ensanchamiento o alargamiento en el canal o el depósito de la corriente son pequeños detalles diagnósticos de actividad.

A continuación se presenta una tabla donde se exponen los principales criterios para la evaluación de la actividad de una corriente de derrubios:

Actividad	Descripción
<b>Activa</b>	Apreciamos un avance de las corrientes de derrubios al observar un incremento de volumen del depósito en longitud o anchura respecto otro año observado. También se dan migraciones de los canales que denotan actividad. Otro indicador son los leveés (diques) formados que nos dan idea de la magnitud del nuevo evento. Otro factor puede ser la ausencia de vegetación respecto tiempos anteriores que denotan que ha habido una avenida.
<b>Actividad dudosa</b>	Observamos pequeños avances o indicios de posibles eventos tanto por su aumento del depósito como por su migración del canal. Estos eventos son reducidos y dan lugar a dudas al comparar con otros años anteriores estudiados.
<b>Sin actividad</b>	Cuando no observamos cambio alguno respecto los años anteriores de estudio. Además hay indicadores como el aumento de vegetación tanto del canal como en el depósito que muestra la ausencia de actividad. Algunos incluso llegando a ser difícil observar el evento antiguo.

Tabla 4.2: Principales criterios para la evaluación de la actividad

A continuación, algunos ejemplos de actividad de corrientes de derrubios en la zona de estudio, identificadas por su código. Con una circunferencia roja se marca el alcance del evento.

- **Corriente de derrubios 62-M**



Figura 4.6: Imagen aérea de la corriente de derrubio 62-M en 1956-1957 (OrtoXpress).



Figura 4.7: Imagen aérea de la corriente de derrubios 62-M en 1975.



Figura 4.7: Imagen aérea de la corriente de derrubios 62-M en 2008 (Google Earth).



Figura 4.8: Vista general de la corriente de derrubios 62-M (P. Oller, IGC)

Esta corriente (62-M) está situada cerca del *estany Llebre*ta en la *Vall de Sant Nicolau*, podemos observar como antes de 1956 se produjo un evento de cierta longitud que quedó detenido en una zona boscosa. En 1975 se produjo otro evento con mayor energía que provocó la migración del canal hacía al oeste, depositando el material casi en el fondo del valle. Finalmente observamos en 2008 que ha habido otro evento, esta vez migrando al canal inicial, donde observamos que la corriente se ha abierto camino a través del bosque llegando al fondo del valle.

- **Corrientes de derrubios 60-M y 73-M**



Figura 4.9: Imagen aérea de la corriente de derrubios 60-M y 73-M en 2004 (Google Earth).



Figura 4.10: Imagen aérea de la corriente de derrubios 60-M y 73-M en 2008 (Google Earth).

Estas corrientes están situadas cerca del *estany Dellui*, en la zona sud del parque. En la imagen de 2004 observamos dos corrientes detríticas que en 2008 han migrado debido a un evento de volumen y energía considerable.

- **Corrientes de derrubios 7 y 114-M**



Figura 4.11: Imagen aérea de las corrientes de derrubios 7 y 114-M en 1956-1957 (OrtoXpres).



Figura 4.12: Imagen aérea de las corrientes de derrubios 7 y 114-M en 1975.

Estas corrientes de derrubios están localizadas en la zona limítrofe nordeste del parque. En estas imágenes observamos que entre 1956 y 1975 hubo una avenida de grandes dimensiones dando lugar a dos corrientes de derrubios de longitudes mucho mayores que sus episodios predecesores.

- **Corriente de derrubios 83-M**



Figura 4.13: Imagen aérea de la corriente de derrubios 83-M en 1956-1975 (OrtoXpress).

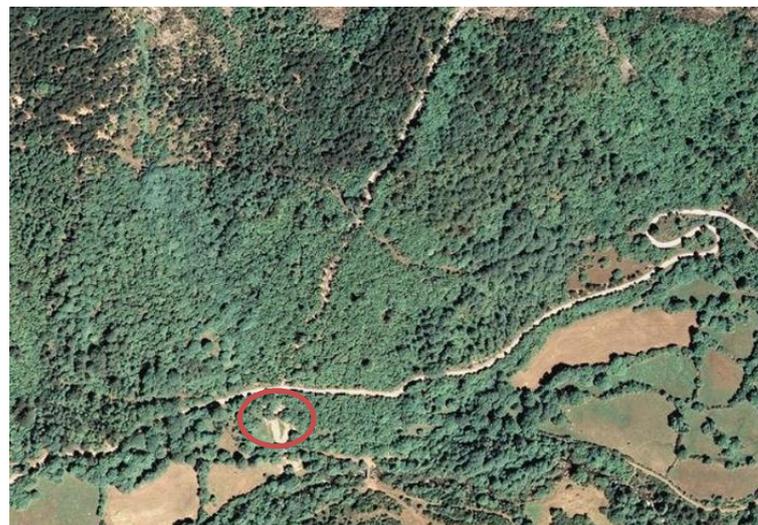


Figura 4.14: Imagen aérea de la corriente de derrubios 83-M en 2008 (Google Earth).

Esta corriente de derrubios está situada en *la Vall de Sant Nicolau*, en la zona sud del parque. Observamos que en 1956 había una corriente detrítica en la ladera de la

montaña con marcada erosión, que posteriormente en 2008 migró y cambió de trayectoria llegando al final del valle. El evento destruyó la parte del bosque por donde pasó lo que nos hace pensar que la energía y cantidad de material que llevaba era muy grande.

- **Corrientes de derrubios 97-M y 98-M**



Figura 4.15: Imagen aérea de las corrientes de derrubios 97-M y 98-M en 1956-1957 (OrtoXpress).

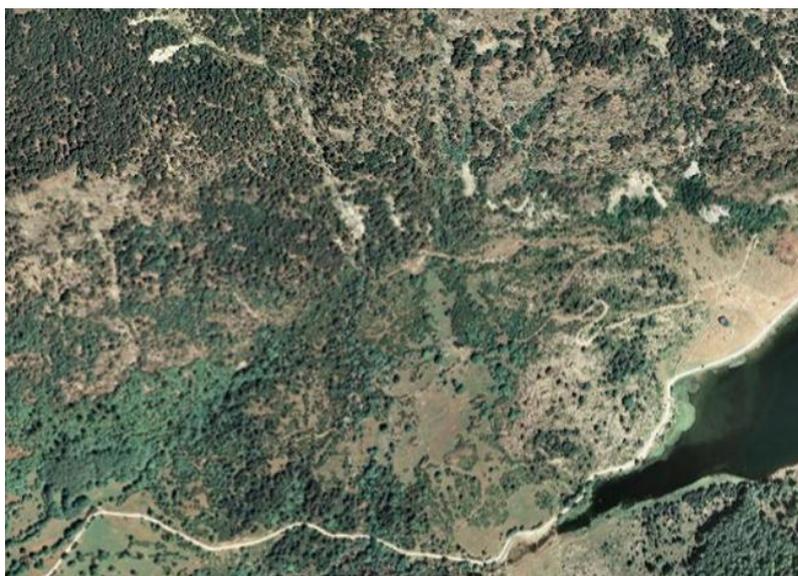


Figura 4.16: Imagen aérea de las corrientes de derrubios 97-M y 98-M en 2008 (Google Earth).

Estas corrientes de derrubios se sitúan en *la Vall de Sant Nicolau* en la zona sudeste del parque. En las imágenes observamos como en 1956 estaban activas y con gran erosión, mientras que en 2008 carecían de actividad y estaban colonizadas mayoritariamente por la vegetación.

- **Corriente de derrubios 72-M**



Figura 4.17: Imagen aérea de las corrientes de derrubios 72-M en 1956-1957 (OrtoXpress).

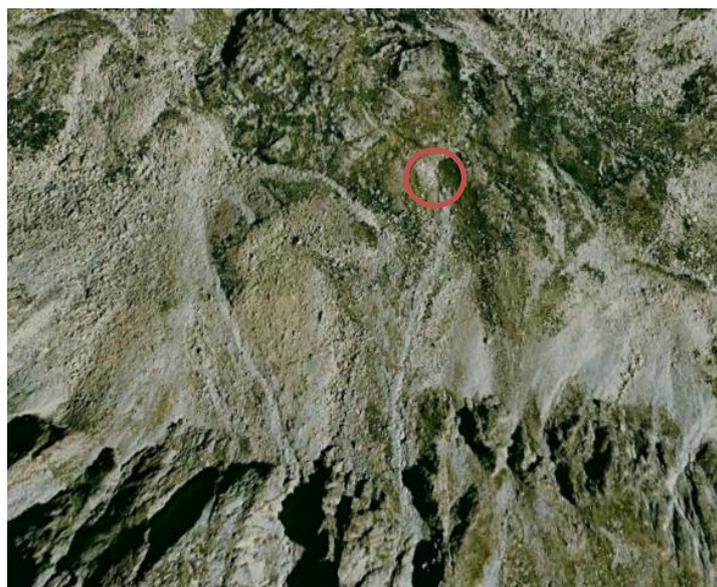


Figura 4.18: Imagen aérea de las corrientes de derrubios 72-M en 2004 (Google Earth).



Figura 4.19: Imagen aérea de las corrientes de derrubios 72-M en 2008 (Google Earth).

Esta corriente de derrubios está situada en la zona sud del parque. Podemos observar como en 1956 tenía cierta actividad. Posteriormente en 2004 hubo una avenida bastante importante y finalmente en 2008 hubo dos migraciones de canal de menor longitud, visibles en la imagen.

- Corriente de derrubios 111-M



Figura 4.20: Imagen aérea de las corrientes de derrubios 111-M en 1956-1957 (OrtoXpress).



Figura 4.21: Imagen aérea de las corrientes de derrubios 111-M en 2008 (Google Earth).



Figura 4.22: Imagen aérea de las corrientes de derrubios 111-M en 2009 (Google Earth).

Entre 1956 y 1975 se produjo una avenida de grandes dimensiones, con un área de deposición de casi  $30.000 \text{ m}^3$ . Posteriormente se ha mantenido sin grandes episodios hasta que en 2009 donde se produjo otro evento bastante grande que incluso destrozó los muros de defensa instalados para prevenir avenidas.

### 4.3.2. Magnitud

La magnitud de las corrientes de derrubios es un parámetro importante para la evaluación de la peligrosidad y susceptibilidad de estos en una zona determinada. La forma de evaluar la magnitud del evento es cuantificando el área del depósito, esta nos dará una noción del alcance del episodio y por lo tanto nos ayudará a determinar las magnitudes que pueden llegar a afectar a la zona.

En cada uno de los eventos intentaremos atribuir una magnitud. Está la determinaremos fundamentalmente con el área de deposición del sedimento, además de unos criterios de evaluación generales, a continuación expuestos:

Magnitud	Área de deposición (m <sup>2</sup> )	Descripción
<b>Muy grande (XL)</b>	4000-mayores	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Canales muy encajados y de longitudes superiores a 500 metros.</li> <li>• El episodio se sale del canal y deja acumulaciones amplias en forma de cono.</li> <li>• Siempre hay migraciones del canal.</li> </ul>
<b>Grande (L)</b>	2200-4000	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Canales bastante encajados.</li> <li>• Se producen acumulaciones bastante amplias en forma de cono.</li> <li>• Pueden haber migraciones de canal.</li> </ul>
<b>Medio (M)</b>	1300-2200	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Canales con cierto encaje y de longitudes por encima de 300 metros.</li> <li>• Se acumula el sedimento en conos de dimensiones reducidas.</li> <li>• Pueden haber migraciones del canal.</li> </ul>
<b>Pequeño (S)</b>	1300-700	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Canales de menos de 500 metros y poco encajados.</li> <li>• Se acumula el sedimento al final del canal.</li> <li>• Se producen solo pequeñas migraciones del canal.</li> </ul>
<b>Muy pequeño (XS)</b>	700-0	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Canales cortos de menos de 300 metros con pequeños levées.</li> <li>• El depósito es de pequeñas dimensiones y acumulado al final del canal o incluso dentro del mismo.</li> </ul>

Tabla 4.3: Criterios principales para la distinción de las diferentes categorías de magnitud.

El área del depósito es el parámetro en el que nos basaremos para dar una magnitud al evento. Según el formato de las imágenes que tengamos cuantificaremos el área cuantitativamente o cualitativamente. Las fotos que tenemos en formato papel como las del 1975 y 1982 se hará una aproximación de la magnitud siguiendo posibles eventos anteriores. Por otro lado las imágenes que tenemos en formato digital, se calcula el área digitalizando con diferentes aplicaciones según la fuente de las imágenes. A continuación explicaremos los diferentes programas y aplicaciones usados en el cálculo de la magnitud:

- ArcGIS 9.2

*ArcGIS* es el nombre de un conjunto de productos de software en el campo de los Sistemas de Información geográfica o SIG. Producido y comercializado por ESRI, bajo el nombre genérico de *ArcGIS* se agrupan varias aplicaciones para la captura, edición análisis, diseño, tratamiento, publicación e impresión de información geográfica.

*ArcGIS Desktop*, la familia de aplicaciones SIG de escritorio, es una de las más ampliamente utilizadas, incluyendo en sus últimas ediciones las herramientas *Arc Reader*, *ArcMap*, *ArcCatalog*, *ArcToolbox*, *ArcScene* y *ArcGlobe*, además de diversas extensiones. *ArcGIS Desktop* se comercializa bajo tres niveles de licencias que son, en orden creciente de funcionalidades y coste: *ArcView*, *ArcEditor* y *ArcInfo*.

A continuación la explicación de la metodología seguida en el cálculo de la magnitud. Primeramente debemos descargarnos las ortofotos disponibles en el *Institut Cartogràfic de Catalunya* que son las del 2008 o 2009. Seguidamente las cargaremos en el programa con el comando **Add a Data**. Previamente antes de empezar a editar debemos crear unos archivos shapefiles de polígonos y polilíneas desde el *ArcCatalog* que almacenaran nuestras ediciones. A continuación ya podemos empezar a editar, para ello debemos activar la barra de edición y seleccionar el comando **Start Editing** y con **Sketch Tool** (lápiz) editamos polígonos (los depósitos) y polilíneas (los canales).

Una vez hemos hecho los polígonos que delimitan el depósito y las polilíneas que muestran las trayectorias de las corrientes de derrubios, debemos calcular sus áreas y longitudes respectivamente. Para hacer el cálculo, clicamos con el botón derecho en la menú **Layers** a las capas que hemos creado (polígonos y polilíneas) y seleccionamos la opción **Open Attribute Table**. Allí creamos un nuevo campo y clicando con el botón derecho buscamos la opción **Calculate Geometry**. A continuación seleccionamos **Area** en el caso de los depósitos y **Length** en el caso de los canales. Ahora solamente consultando la tabla de atributos podemos ver el área y longitud ya calculada.

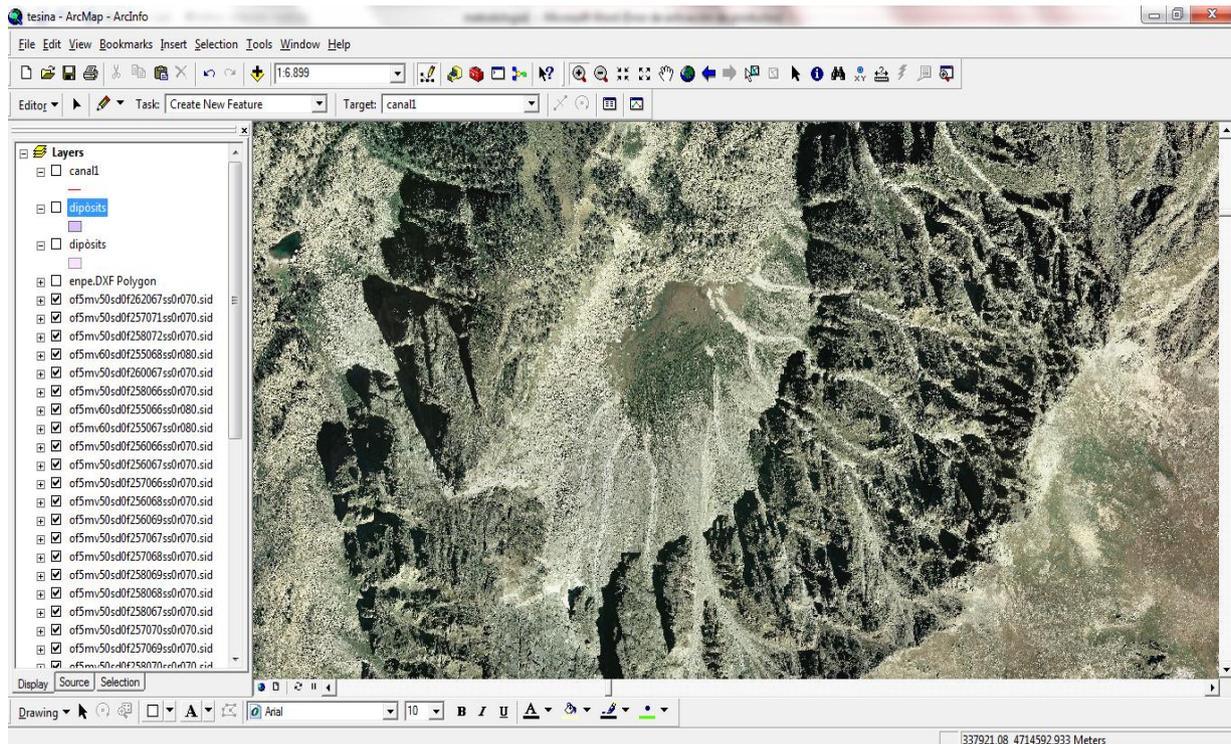


Figura 4.23: Visión previa de las corrientes de derrubios en la zona de estudio (ArcGIS 9.2).

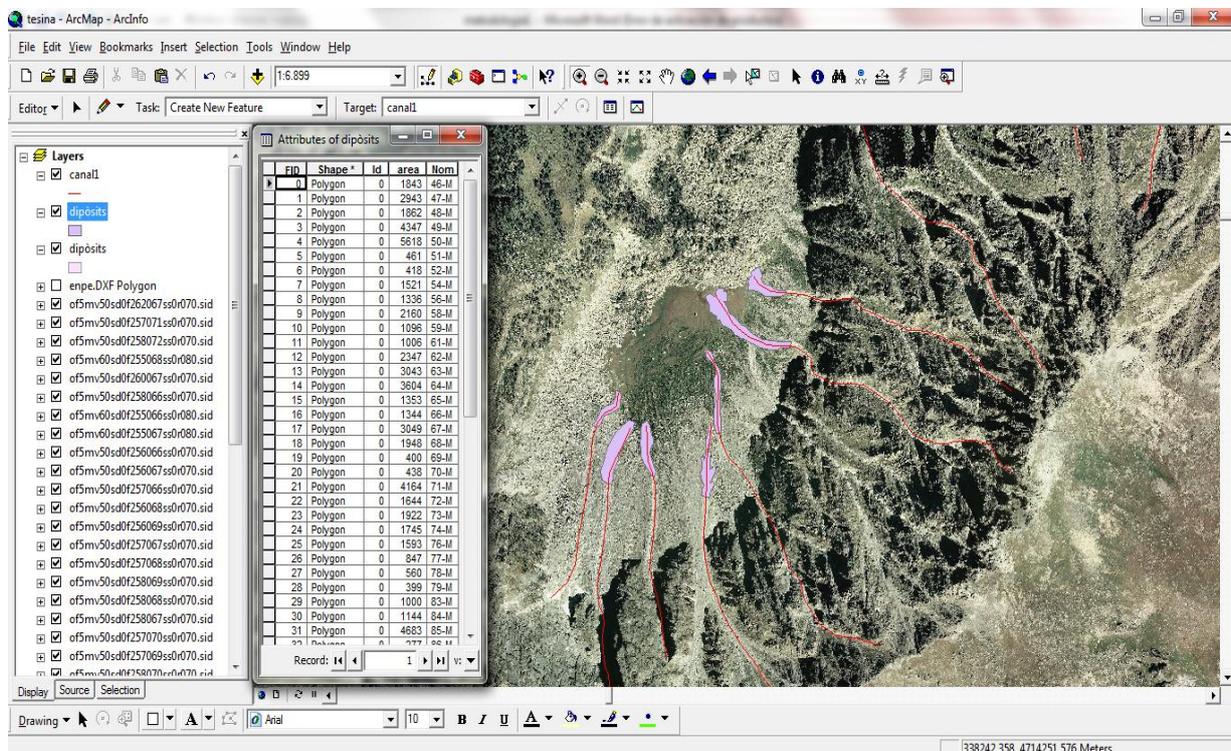


Figura 4.24: Digitalización de los depósitos y canales de las corrientes de derrubios de la zona de estudio (ArcGIS 9.2).

- OrtoXpress

Esta aplicación del *Institut Cartogràfic de Catalunya* nos permite disponer en gran medida de las imágenes del 1956-1957 que son las más antiguas disponibles. Para poder digitalizar el área del depósito y la longitud del canal, disponemos de una herramienta que permite hacer polígonos y áreas, además del cálculo de sus medidas. Se trata de una herramienta rápida y muy fácil de usar. No poder almacenar las ediciones es uno de los principales inconvenientes de la aplicación.

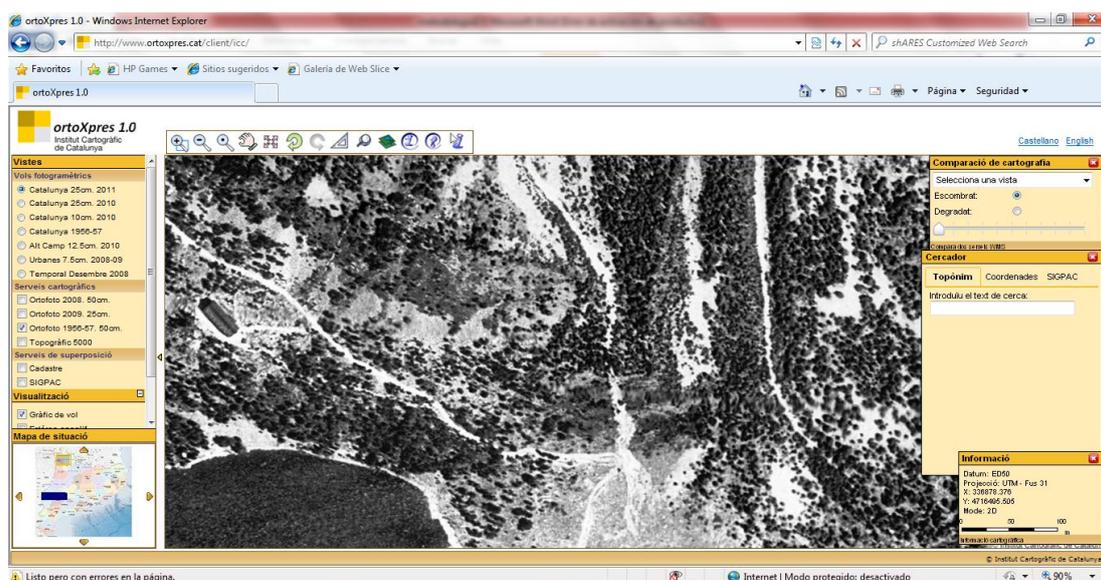


Figura 4.25: Visión previa de una corriente de derrubios en la zona de estudio (OrtoXpress).

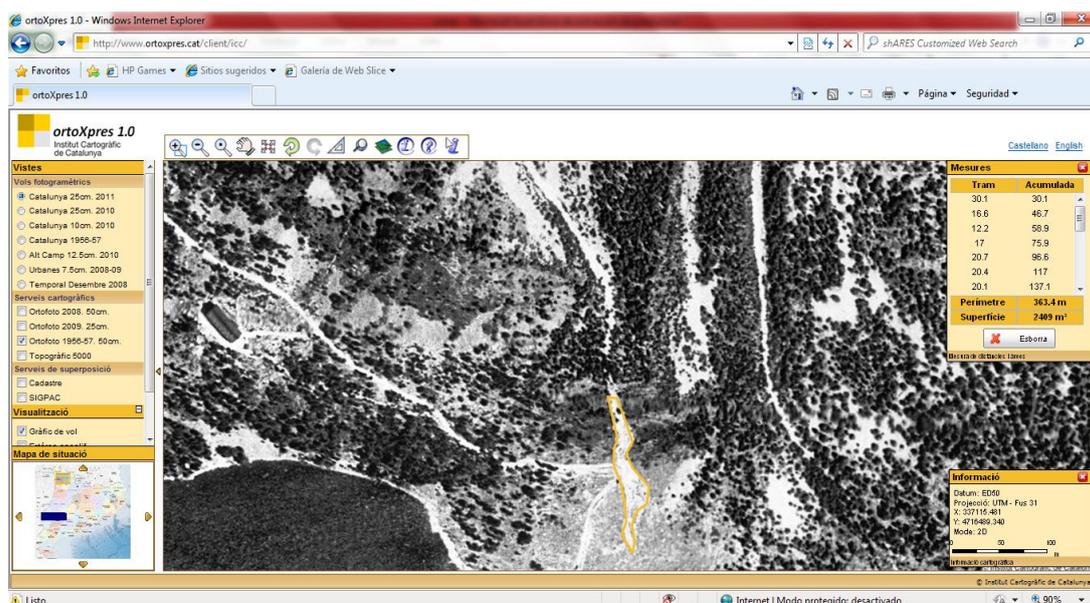


Figura 4.26: Digitalización del depósito de una corriente de derrubios en la zona de estudio (OrtoXpress).

- Vissir2 del *Institut Cartogràfic de Catalunya*

El *vissir2* es una aplicación del *Institut Cartogràfic de Catalunya* para la visualización y descarga de la cartografía más reciente en diversas escalas. El uso de esta aplicación se asocia con las imágenes disponibles en Google Earth, dado que en este cuando digitalizamos el área del depósito no nos hace el cálculo y debemos pasarlo a otro programa. Tenemos dos opciones pasarlo al ArcGIS o al *vissir2*, dado las facilidades de este último nos resulta más rápido y simple. Los polígonos resultantes de la digitalización del depósito están en formato *.kml*. El *Vissir2* permite cargar geometrías con extensiones: *.kml*, *.gpx*, *.txt*, *.csv*. De este modo cargamos los polígonos y así podemos saber numéricamente el área de deposición de la corriente de derrubios.

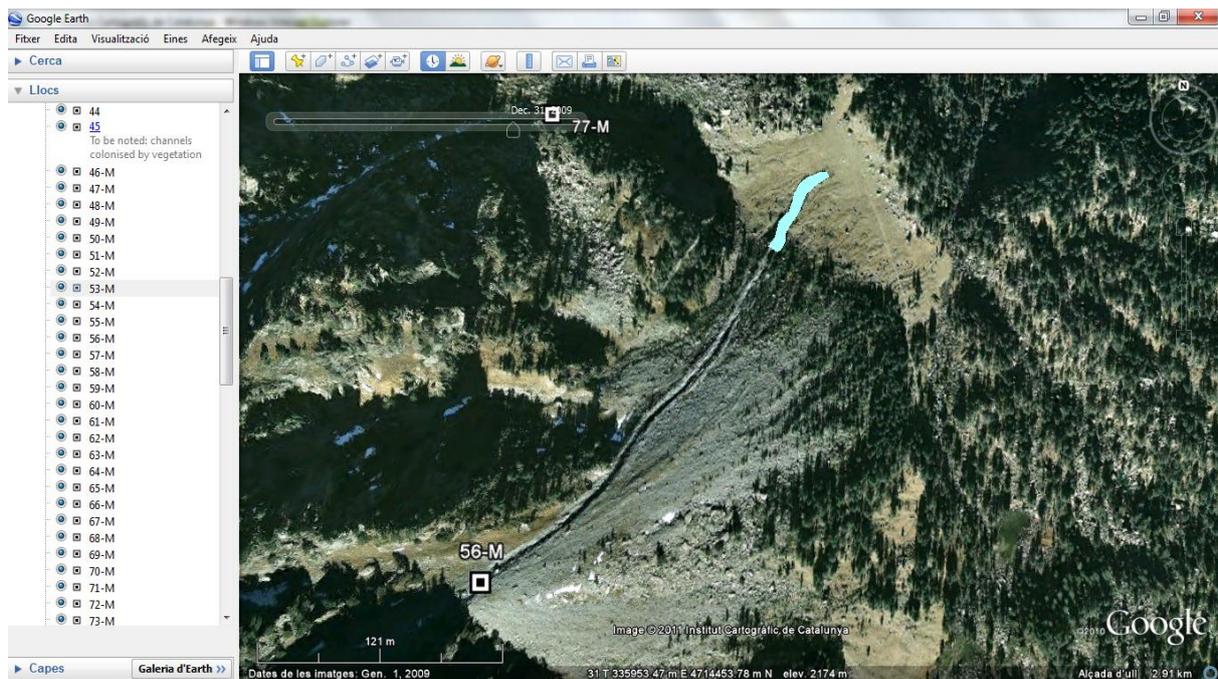


Figura 4.27: Digitalización de una corriente de derrubios de la zona de estudio (Google Earth).

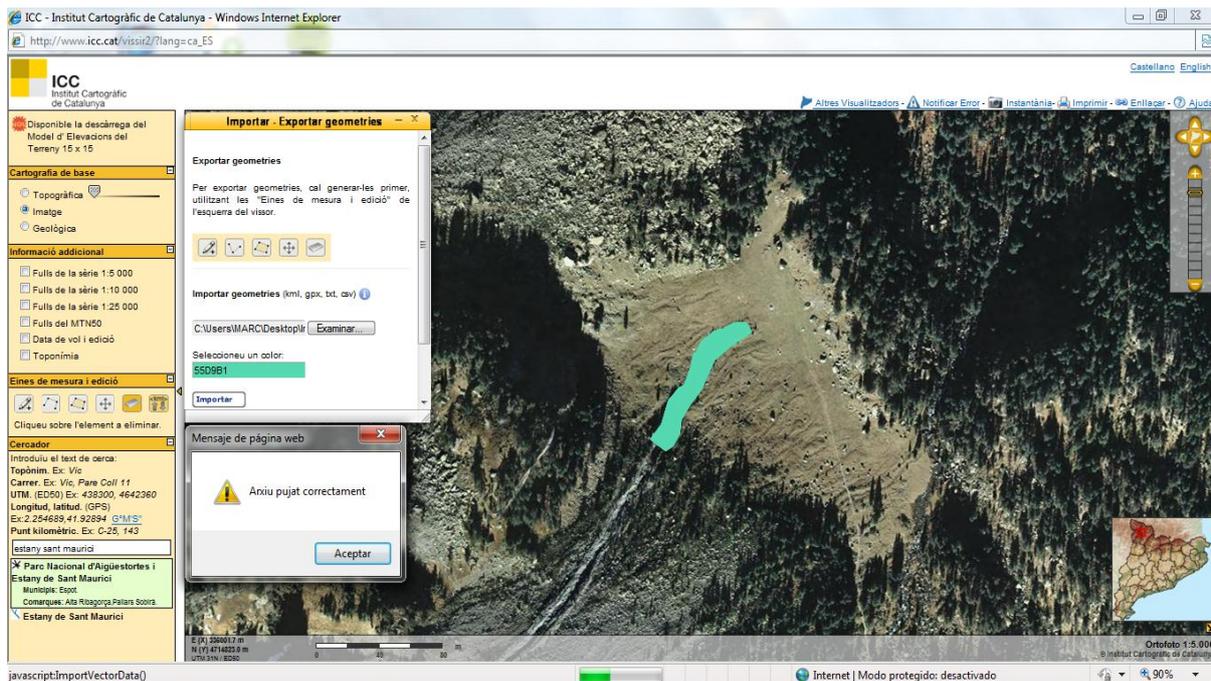


Figura 4.28: Importación de geometrías desde Google Earth al Vissir2 (Institut Cartogràfic de Catalunya).

#### 4.4. Análisis de datos

El análisis de datos mediante Excel busca plasmar toda la información de la fotointerpretación, la actividad y la magnitud de las corrientes de derrubios. En la primera etapa generamos un inventario de corrientes de derrubios con las ortofotos e imágenes que disponemos del periodo de tiempo de estudio. Principalmente clasificaremos las corrientes de derrubios en dos tipos:

- “Landslide”: son corrientes de derrubios desencadenadas por deslizamientos del terreno. Podemos observar la cicatriz dejada por el material movilizado.
- “In channel”: son corrientes de derrubios originadas por la movilización del material suelto. Están canalizadas y podemos observar sus diques (levées).

Cada debris flow observado lo caracterizaremos a grandes rasgos:

- Zona fuente: visible, no visible o dudosa.
- Canal: si lo observamos erosionado o con levées.
- Depósito: visible, no visible o dudoso.

En la segunda etapa, observamos cada una de nuestras corrientes de derrubios y analizamos las imágenes de otros años para apreciar cuantos eventos se han

producido en el periodo de tiempo. Por eso establecemos unos periodos de comparación:

Pre 1956, 1956-1975, 1975-1982, 1982-2004, 1956-1982, 2004-2005, 2005-2008 y 2008-2009.

Aunque debido a que las fotos de 1975 y 1982, no tenemos total disponibilidad algún período se modifica ampliándose como podría ser 1956-1982.

En cada periodo de comparación establecemos si ha habido evento o no entre los dos años comparados. En ambos casos describimos los signos de actividad observados, que son los siguientes:

- Sin actividad:
  - La corriente permanece inalterada.
  - Hay un incremento de vegetación respecto a la anterior imagen.
- Activa:
  - La corriente de derrubio es más larga que el anterior evento.
  - La corriente de derrubio es más corta que el anterior evento.
  - La corriente de derrubio ha experimentado una migración del canal.
  - Se observa una erosión importante.
  - Se observa diques laterales (levées) en el canal.

Finalmente establecemos la magnitud de cada evento, basándonos en el área del depósito y también en los rasgos del canal.

Código	Tipo	Pre 1956			1956-1975			1956 (1975)-1982		
		Evento	Signos actividad	Magnitud	Evento	Signos actividad	Magnitud	Evento	Signos actividad	Magnitud
96-M	Ic	Si	Leveés	990 (S)	Si	migración canal	(M)	No	Igual	
97-M	Ic	Si	Erosión	(M)	No	Δ vegetación		Si	migración canal	(M)
98-M	Landslide	Si	Erosión	2800 (L)	No	Δ vegetación		No	Δ vegetación	
99-M	Ic	Si	Erosión	2450 (L)	No	Δ vegetación		No	Δ vegetación	
100-M	Ic	Si	Erosión	3360 (L)	No	Δ vegetación		No	Δ vegetación	
101-M	Ic	Si	Erosión	1420 (M)	No	Δ vegetación		No	Δ vegetación	
102-M	Ic	Si	Erosión	(S)	Si	mas largo que anterior	(M)	No	Igual	
103-M	Landslide	Si	Erosión	1400 (M)	No	Igual		No	Δ vegetación	
104-M	Ic	Si	Erosión	(S)	No	Igual		No	Δ vegetación	
105-M	Landslide	Si	Erosión	3570 (L)	Si	erosión	(S)	Si	mas largo que anterior	(S)
106-M	Ic	Si	Erosión	(XS)				No	Igual	
107-M	Ic	Si	Erosión	(S)				No	Igual	
108-M	Ic	Si	Erosión	690 (XS)				No	Mas corto	
109-M	Ic	Si	Leveés	(S)				Si	erosión	(M)
110-M	Ic	Si	Erosión	1000 (S)				Si	mas largo que anterior	(S)
111-M	Landslide	No*			Si	Erosión	35000 (XL)		No disponible	
112-M	-	-	-							
113-M	Ic	Si	Erosión	3820 (L)	Si	erosión	(M)	No	Igual	
114-M	Ic	Si	Erosión	(S)	Si	migración canal	2000 (M)	No	Igual	
115-M	Ic	Si	Erosión	(S)	Si	mas largo que anterior	1400 (M)	No	Igual	
116-M	Ic	Si	Leveés	2400 (L)				No	Igual	
117-M	Ic	Si	Erosión	1000 (S)	Si	Erosión	2600 (L)	No	Igual	
118-M	Ic	Si	Erosión	8000 (XL)				Si	Erosión	10000 (XL)
119-M	Ic	Si	Erosión	900 (S)				No	Igual	
120-M	Ic	Si	Leveés	5000 (XL)	Si	Leveés	6600 (XL)	No	Igual	
121-M	Ic	Si	Leveés	3700 (L)	Si	Leveés	6300 (XL)	No	Igual	
122-M	Landslide	Si	Leveés	4500 (XL)	No	Igual		No	Igual	
123-M	Ic	Si	Leveés	900 (S)	No	Igual		No	Igual	
124-M	Ic	Si	Leveés	880 (S)	No	Igual		No	Igual	
125-M	Ic	Si	Leveés	600 (XS)	No	Igual		No	Igual	
126-M	Ic	No*			Si	Leveés	600 (XS)	Si	mas largo que anterior	(XS)
127-M	Ic	Si	Leveés	1000 (S)	Si	Leveés	1150 (S)	No	Igual	

No\* significa que la corriente de derrubios no existia aún en un cierto emplazamiento

Figura 4.29: Ejemplo de análisis magnitud-frecuencia para los años 1956-1957, 1975, 1982 en Excel.

# **5. RESULTADOS**

## 5.1. Características generales

Nuestro estudio consta de un inventario de 116 emplazamientos (16 de los cuales han sido suministrados por Guillaume Chevalier) donde se han producido corrientes de derrubios en un periodo entre 1956-2009 (Figura 5.1). En ellos se han ocasionado un total de 195 eventos de distinta magnitud.

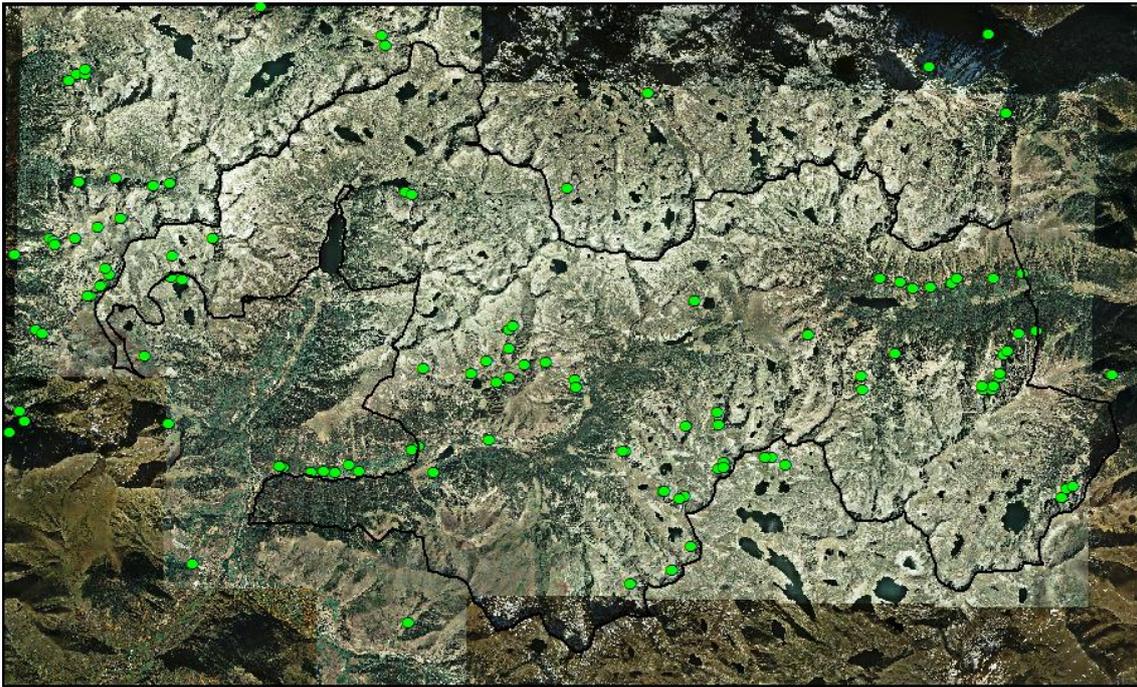


Figura 5.1: Imagen de la zona de estudio donde podemos observar la situación de los emplazamientos de las corrientes de derrubios (puntos verdes).

También se ha hecho un modelo digital de pendientes para ver la relación que puede existir con el desencadenamiento de las corrientes de derrubios. Se observa como la mayoría de los eventos producidos coinciden con zonas de fuertes pendientes, mayoritariamente entre  $25^{\circ}$ - $50^{\circ}$ .

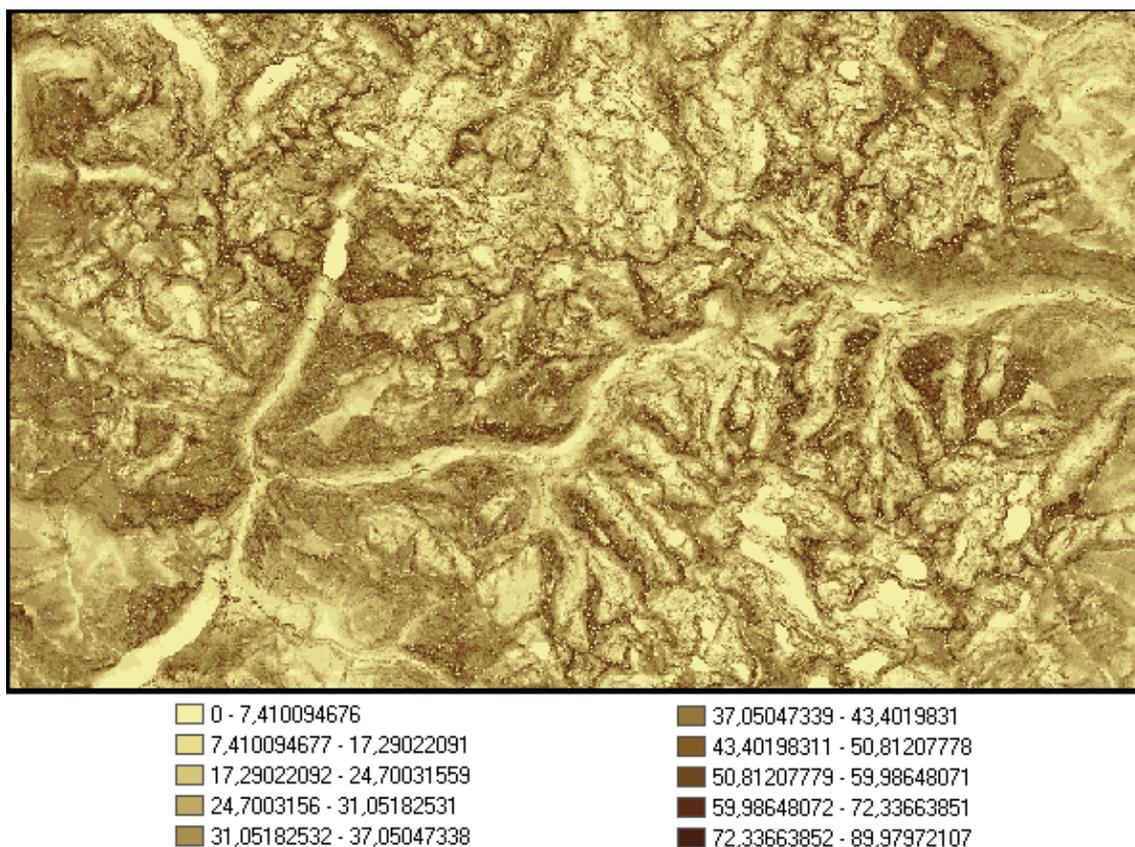


Figura 5.2: Modelo digital de pendientes (en grados) de nuestra zona de estudio (ArcGIS).

No se dispone de la totalidad de las imágenes, en concreto de las imágenes en formato papel del año 1975 y 1982. Las imágenes restantes en formato digital están disponibles en su totalidad en la red.

Año de las imágenes	Número de emplazamientos con disponibilidad imagen	Porcentaje de emplazamientos con disponibilidad imagen
<b>1956</b>	116	100%
<b>1975</b>	53	45%
<b>1982</b>	111	95%
<b>2004</b>	116	100%
<b>2005</b>	116	100%
<b>2008</b>	116	100%
<b>2009</b>	116	100%

Tabla 5.1: Disponibilidad de imágenes de los distintos años.

A continuación, se exponen los diferentes eventos en referencia al periodo de tiempo en que se produjeron.

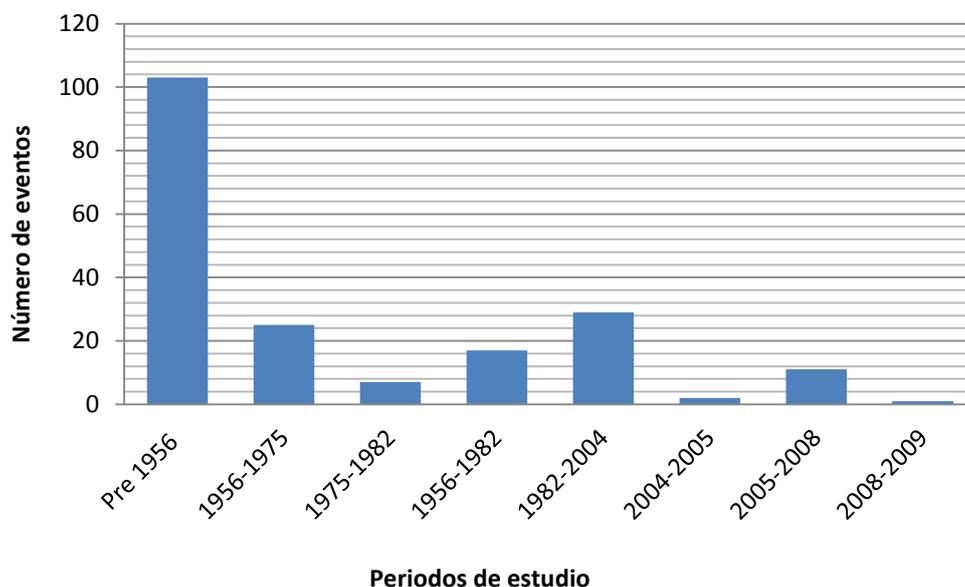


Figura 5.4: Gráfico de barras que muestra los eventos según los periodos de estudio.

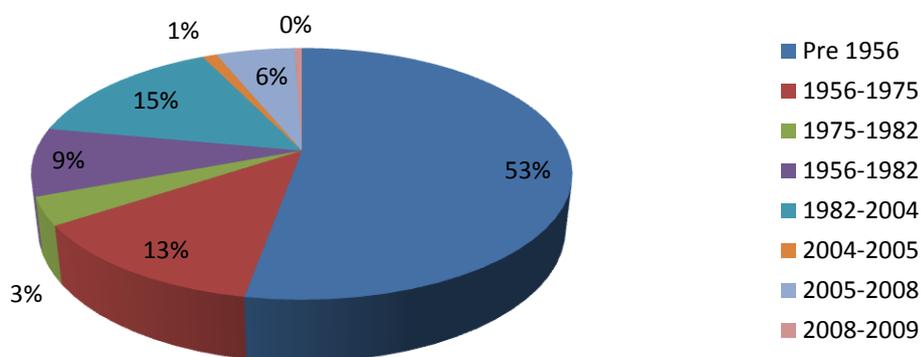


Figura 5.5: Gráfico circular que muestra los porcentajes de los eventos según el periodo de estudio.

Hay que notar que los periodos de estudio tienen distinta duración, por eso no se puede analizar por igual cada uno. También destacar que los eventos detectados con las imágenes del 1956, dado que son las primeras imágenes de las cuales disponemos, corresponden a un periodo amplio anterior a este año. Por tanto podemos atribuir las corrientes de derrubios de dicho año, a un intervalo de 15 o 20 años anteriores ya que

más o menos es lo que tarda la vegetación en colonizar un área erosionada por un evento.

Mediante la digitalización de las corrientes de derrubios y el seguimiento de unos criterios establecidos (ver capítulo 4), hemos clasificado los eventos según su magnitud.

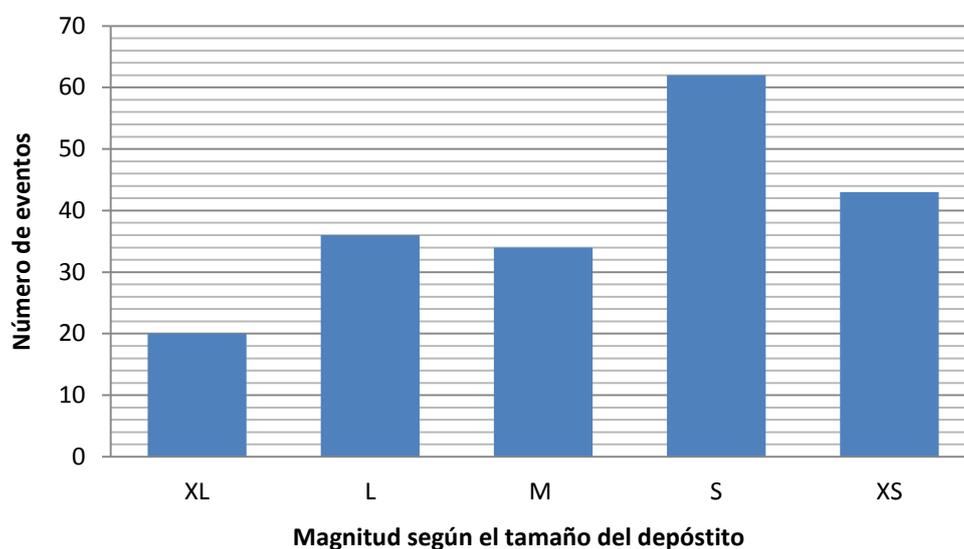


Figura 5.6: Gráfico de barras que muestra los eventos según su magnitud

En la figura 5.4 observamos como los eventos de magnitud pequeña (S) (62 eventos) son los más comunes, seguidos por los de magnitud muy pequeña (XS) (43 eventos), grandes (L) (36 eventos), media (M) (34 eventos) y muy grande (XL) (20 eventos). El orden entra dentro de la normalidad ya que los eventos de magnitudes mayores son menos probables de ocurrir que los menores.

A continuación procederemos a la descripción de cada uno de los periodos de estudio, desglosando los eventos según el grado de magnitud.

- Periodo Pre 1956

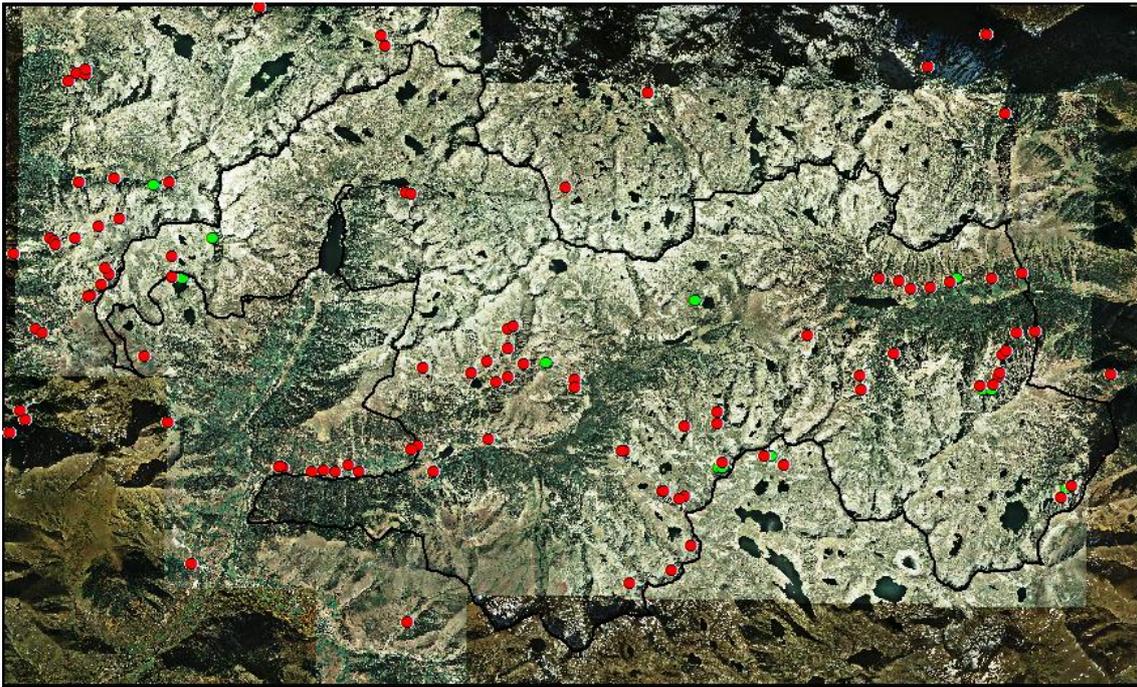


Figura 5.7: Imagen de la zona de estudio donde podemos observar los eventos (puntos rojos) que se produjeron en el periodo Pre 1956.

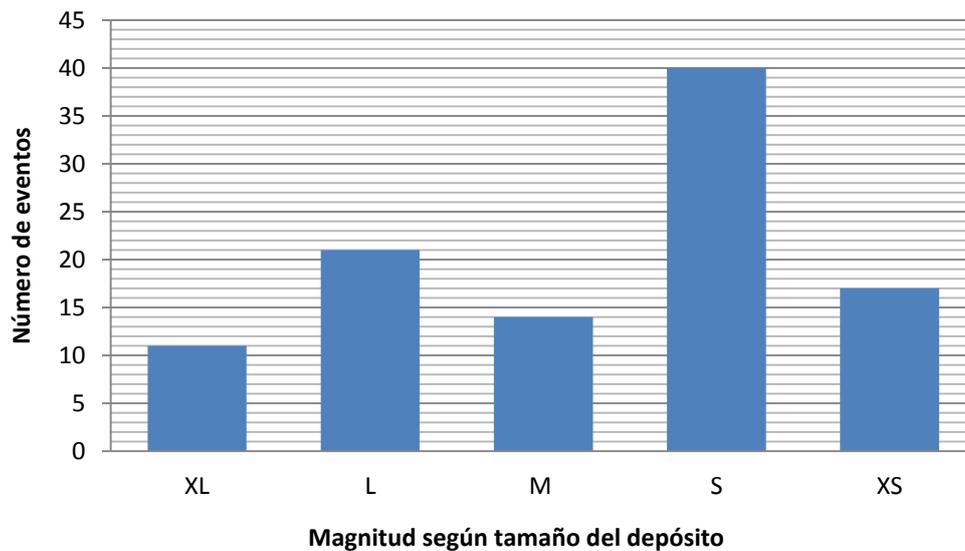


Figura 5.8: Gráfico de barras que muestra los eventos según su magnitud en el periodo Pre 1956

En el periodo Pre 1956 se han localizado 102 eventos de los cuales más de la mitad son pequeños (S) (40 eventos) o muy pequeños (XS) (17 eventos). Como se ha comentado anteriormente, los eventos se atribuyen a un intervalo de entre 15 o 20 años anteriores al 1956. Este periodo representa el 53% de todas las corrientes de derrubios del estudio, esto puede deberse a varios motivos. Una de las principales causas puede

ser que en los años anteriores al 1956 se produjeran precipitaciones abundantes y con episodios torrenciales importantes que desencadenaran una actividad importante. Se tiene constancia que en 1937 hubo precipitaciones muy importantes, registrándose en Pont de Suert caudales de avenida de unos 1100 m<sup>3</sup>/s.

- Periodo 1956-1975

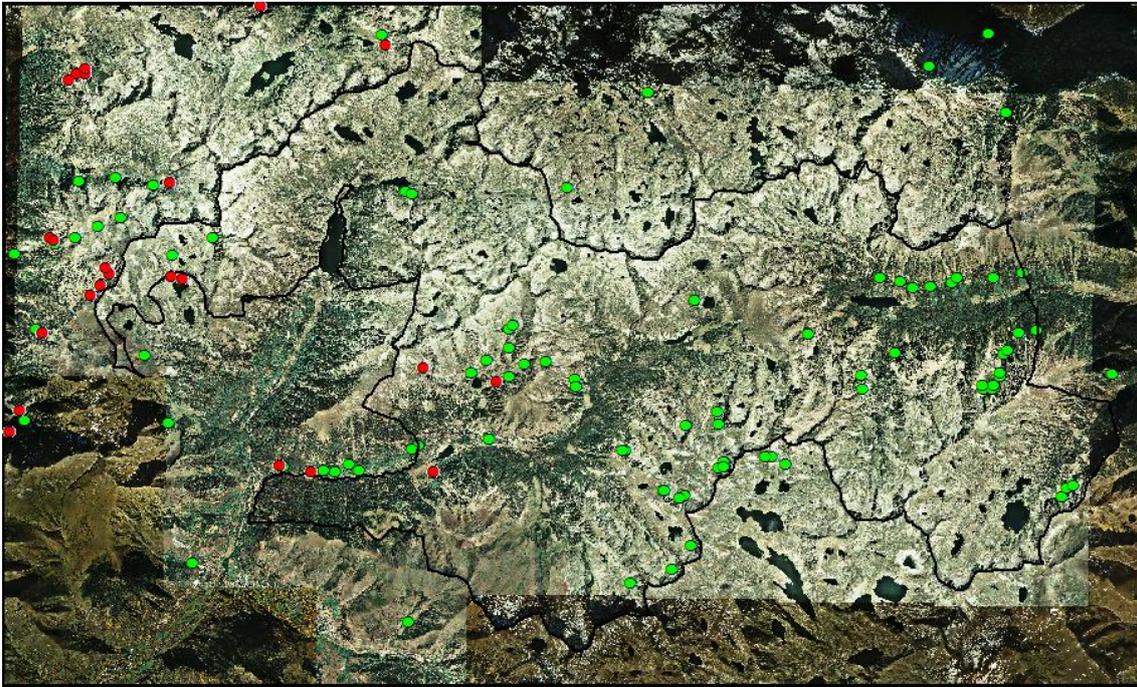


Figura 5.9: Imagen de la zona de estudio donde podemos observar los eventos (puntos rojos) que se produjeron en el periodo 1956-1975.

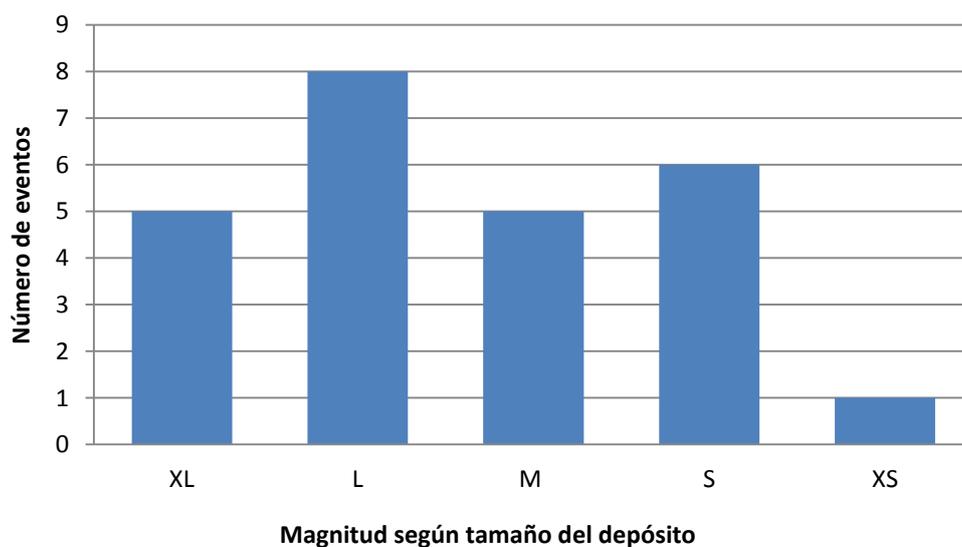


Figura 5.10: Gráfico de barras que muestra los eventos según su magnitud en el periodo 1956-1975.

En el periodo 1956-1975 hay un total de 25 eventos producidos. De estos más de la mitad son grandes (L) (8 eventos) o muy grandes (XL) (5 eventos). Durante este periodo hay un episodio de lluvias importantes entre el 31 de julio y 7 de agosto del 1963, que podría ser responsable de los eventos severos que se produjeron. Los datos de precipitación existentes se registraron en la estación meteorológica de Senet (1092 metros) que se encuentra en el límite oeste de nuestra zona de estudio. Entre los días 26 de julio y 1 de agosto se registraron precipitaciones de solo 37 mm, mientras que el día 2 de agosto se registraron 47 mm (Hürlimann, *et al.*, 2001; Ferrer y Ayala-Carcedo, 1997; *Servei Meteorològic de Catalunya*). Aunque cabe decir que el año previo fue extremadamente lluvioso (1500 mm) superior a la media anual de la zona (1280 mm).

- Periodo 1975-1982

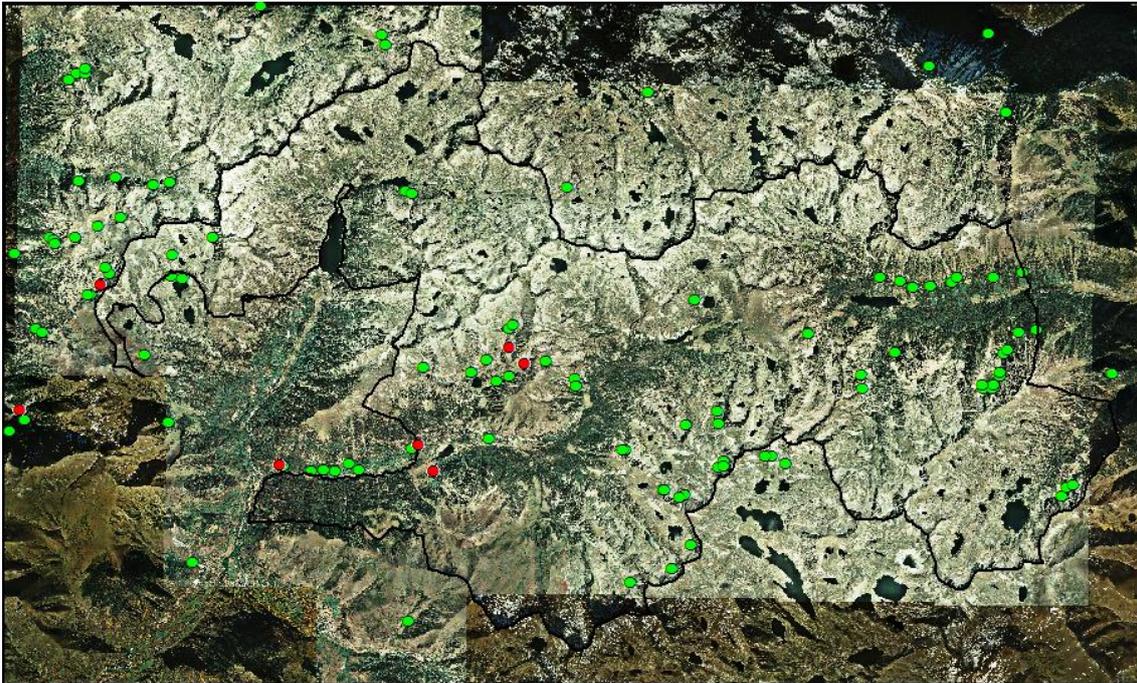


Figura 5.11: Imagen de la zona de estudio donde podemos observar los eventos (puntos rojos) que se produjeron en el periodo 1975-1982.

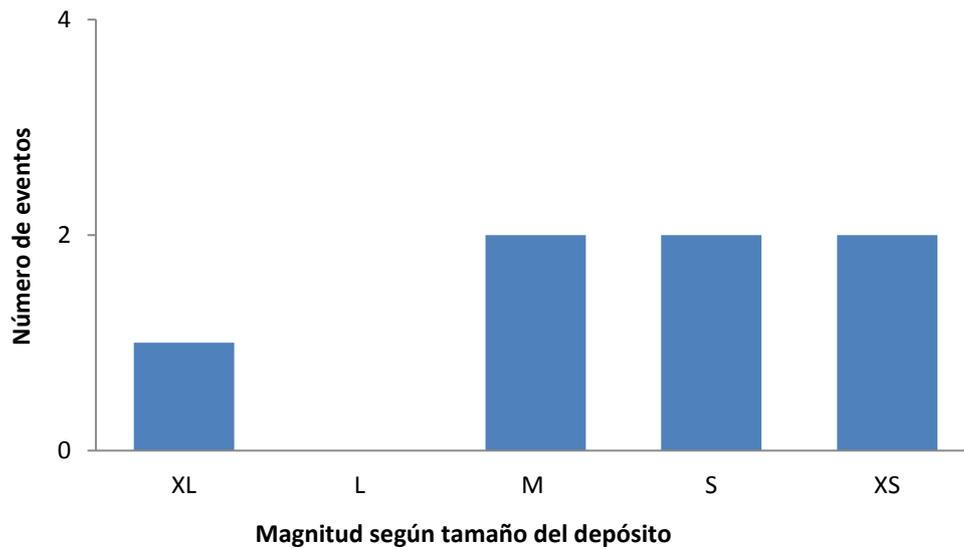


Figura 5.12: Gráfico de barras que muestra los eventos según su magnitud en el periodo 1975-1982.

Este periodo de estudio comprende un espacio de 6 años, donde se han registrado solo 7 eventos. Hay que notar que la disponibilidad de las imágenes de 1975 hace que no se pueda analizar toda la zona de estudio.

- Periodo 1956-1982

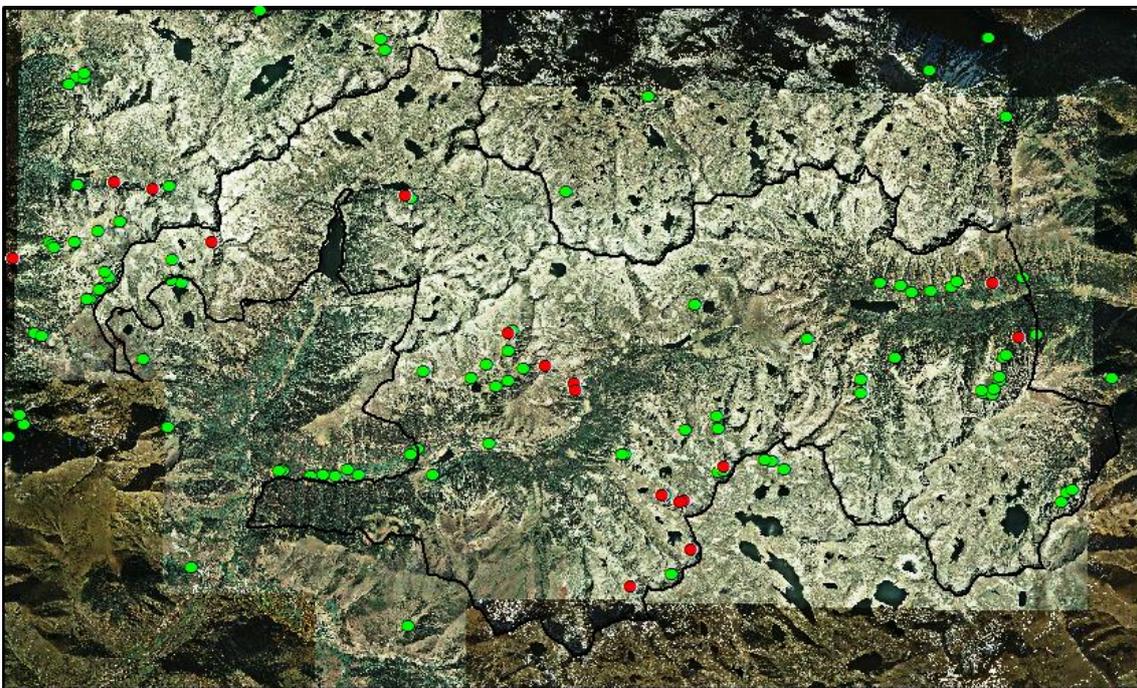


Figura 5.13: Imagen de la zona de estudio donde podemos observar los eventos (puntos rojos) que se produjeron en el periodo 1956-1982.

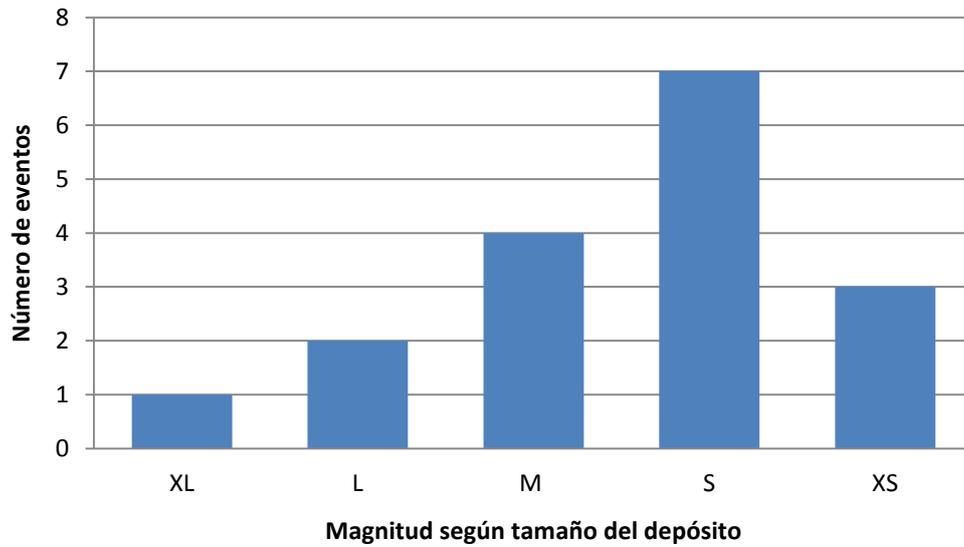


Figura 5.14: Gráfico de barras que muestra los eventos según su magnitud en el periodo 1956-1982.

Este periodo se debe a la ausencia de imágenes del 1975, que hace que las siguientes imágenes de comparación sean las del 1982. Hay un total de 17 eventos, siendo las magnitudes pequeñas (S) y muy pequeñas (XS) las más destacadas.

- Periodo 1982-2004

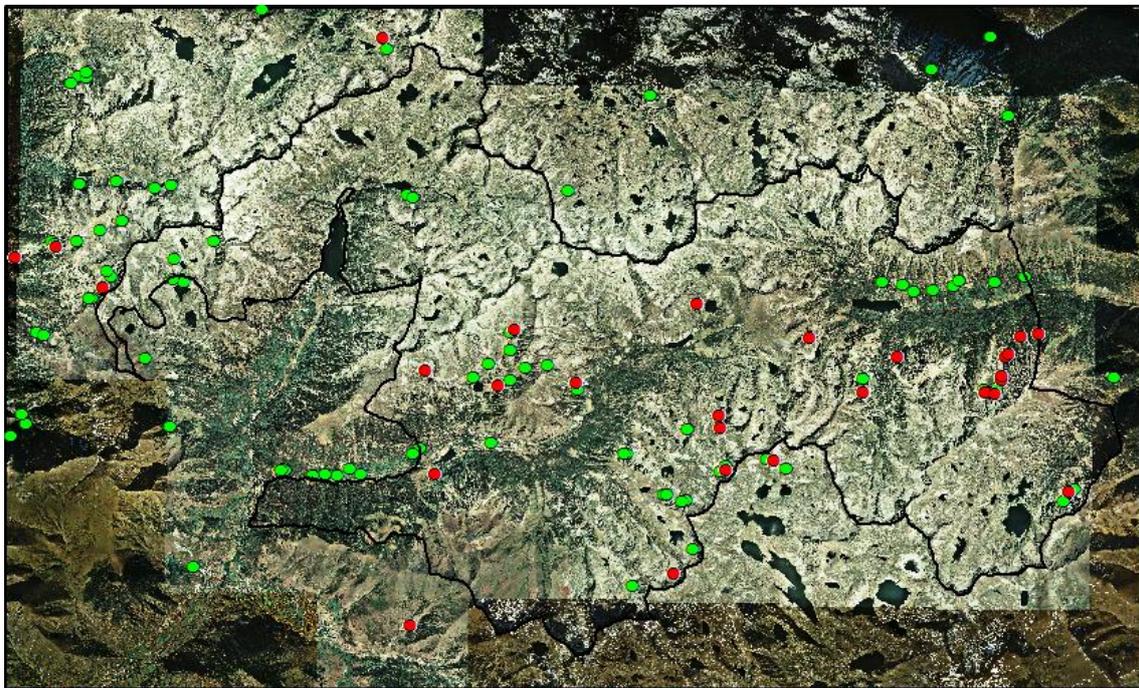


Figura 5.15: Imagen de la zona de estudio donde podemos observar los eventos (puntos rojos) que se produjeron en el periodo 1982-2004.

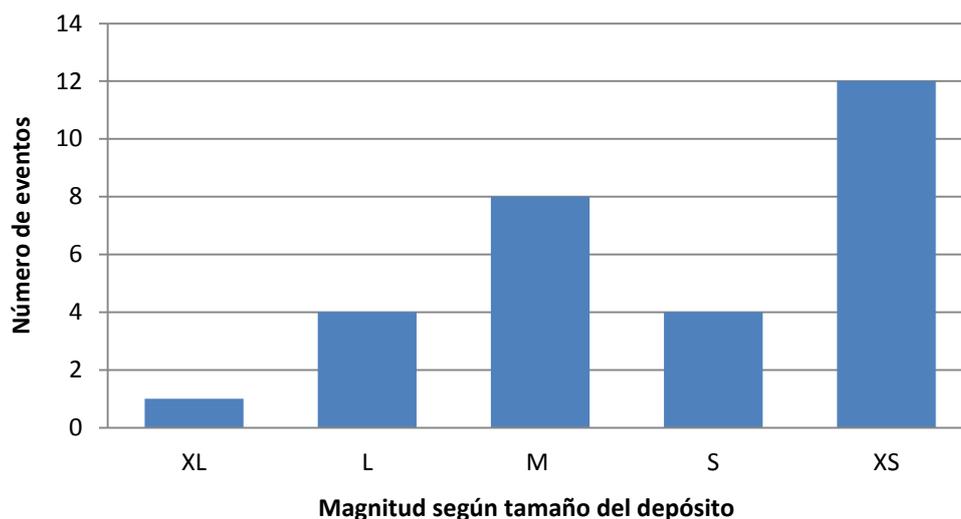


Figura 5.16: Gráfico de barras que muestra los eventos según su magnitud en el periodo 1982-2004.

En este periodo se han reconocido 29 eventos, siendo la mayoría de ellos de magnitudes, muy pequeñas (12 eventos), pequeñas (4 eventos) y medianas (8 eventos). Una de las causas de la proliferación de corrientes de derrubios pueden ser las lluvias que afectaron la zona y toda Catalunya en 1982. Durante el 7 y 8 de noviembre de dicho año se llegaron a registrar 242 mm en la zona de estudio, esta cantidad supone un 20% de las precipitaciones anuales que son de unos 1200 mm.

- Periodo 2004-2005

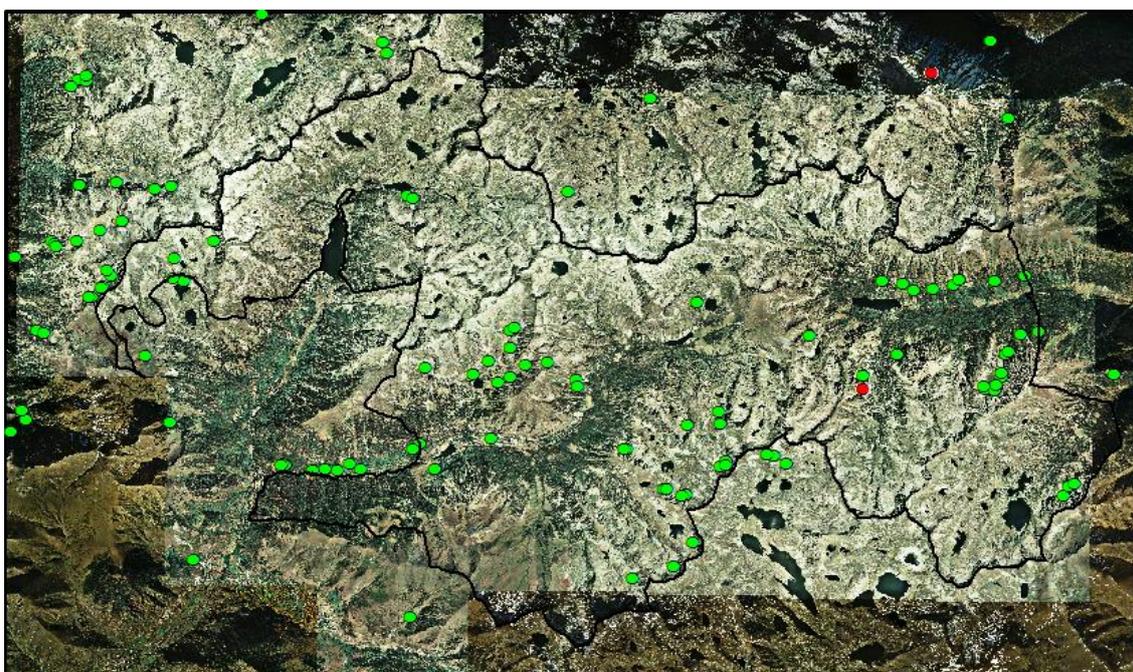


Figura 5.17: Imagen de la zona de estudio donde podemos observar los eventos (puntos rojos) que se produjeron en el periodo 2004-2005.

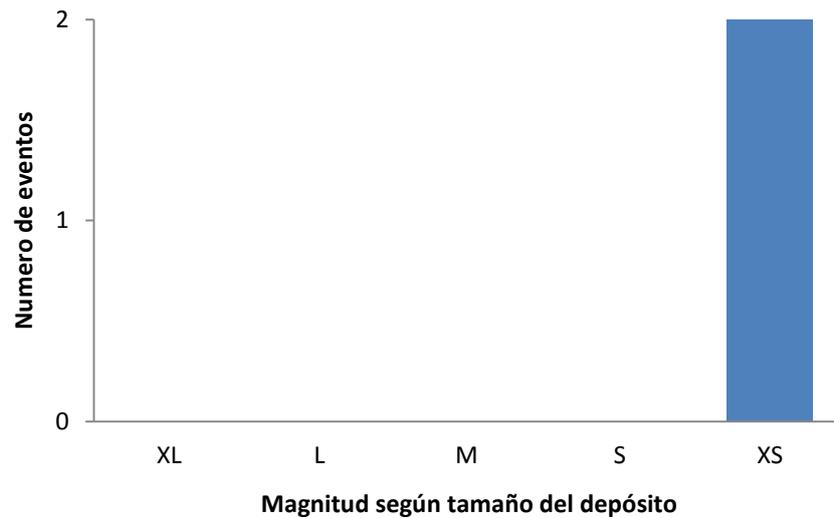


Figura 5.18: Gráfico de barras que muestra los eventos según su magnitud en el periodo 2004-2005.

En este periodo se han registrado dos eventos de magnitud muy pequeña. Se trata solo de un año de observación por lo que entra dentro de la normalidad que haya pocas corrientes de derrubios, si no hay lluvias durante el año y algún episodio lluvioso torrencial.

- Periodo 2005-2008

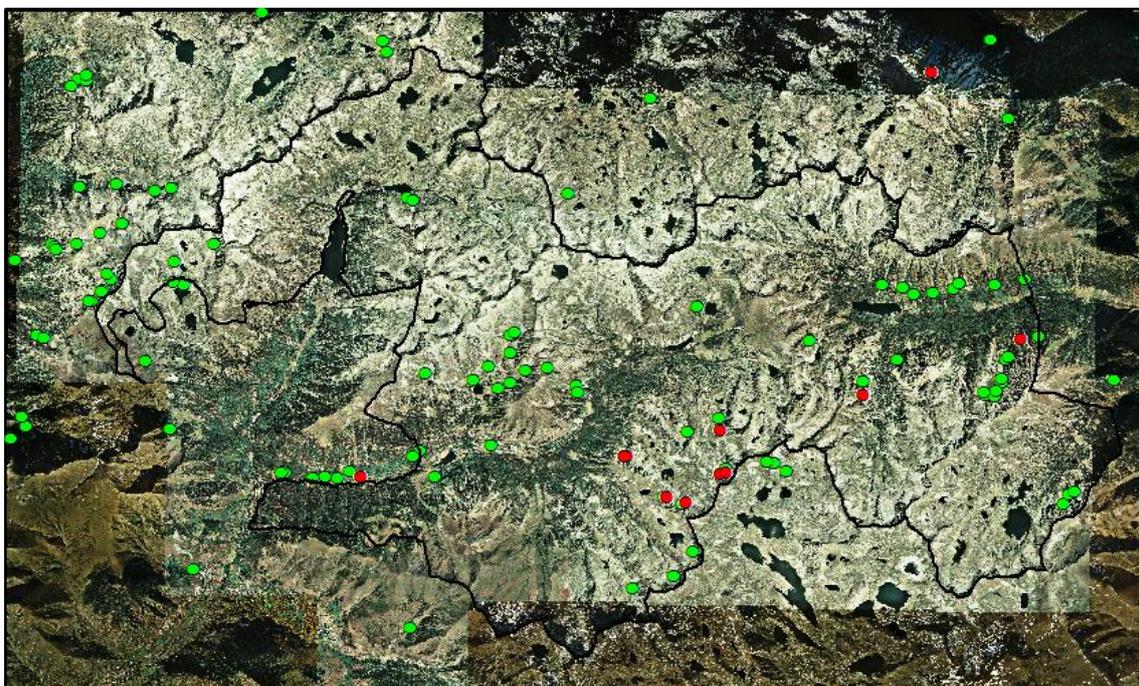


Figura 5.19: Imagen de la zona de estudio donde podemos observar los eventos (puntos rojos) que se produjeron en el periodo 2005-2008.

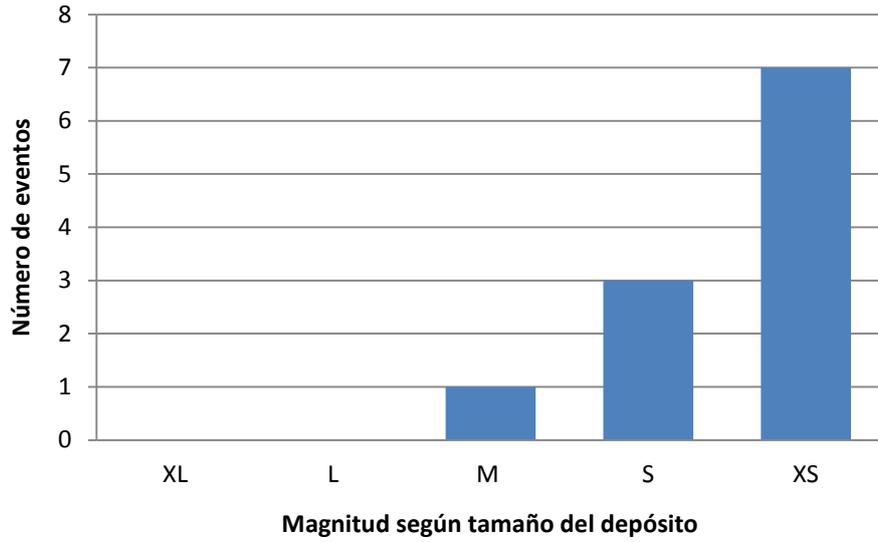


Figura 5.20: Gráfico de barras que muestra los eventos según su magnitud en el periodo 2005-2008.

En este periodo se han registrado 11 eventos, de los cuales la mayoría son de magnitudes muy pequeñas (7 eventos) y pequeñas (3 eventos).

- Periodo 2008-2009

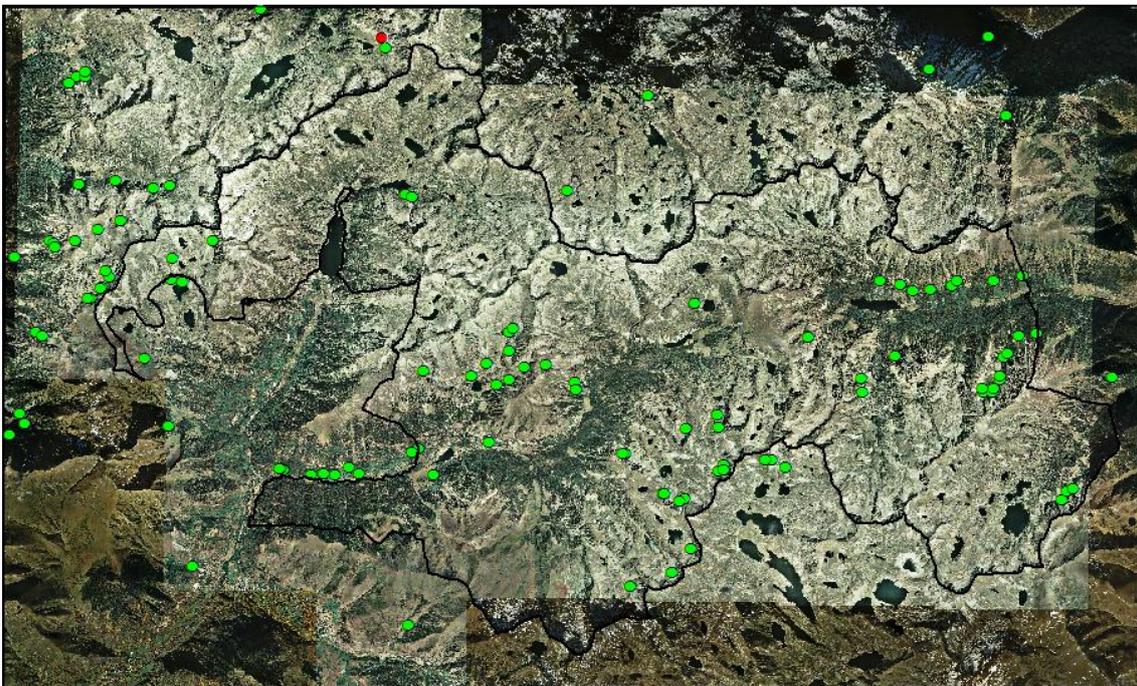


Figura 5.21: Imagen de la zona de estudio donde podemos observar los eventos (puntos rojos) que se produjeron en el periodo 2008-2009.

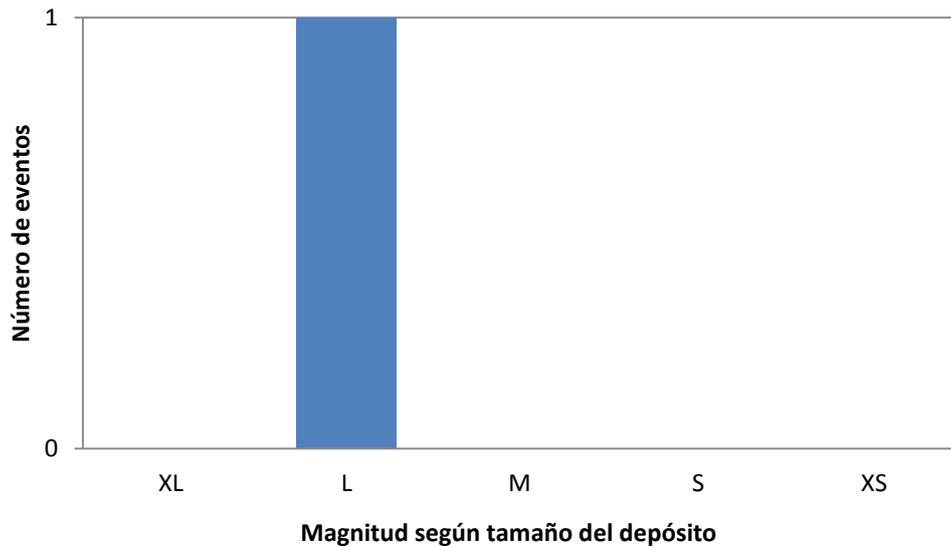


Figura 5.22: Gráfico de barras que muestra los eventos según su magnitud en el periodo 2008-2009.

En este último periodo de un año solo tenemos un único evento de magnitud media (L).

## 5.2. Análisis curvas magnitud-frecuencia

Los datos de los eventos producidos, así como la magnitud de estos nos proporcionan la información necesaria para confeccionar la curva de magnitud-frecuencia. Esta es de gran utilidad para la valoración de la peligrosidad y la cuantificación del riesgo de una zona determinada.

La magnitud es calculada mediante la digitalización de los depósitos de las corrientes de derrubios. Así pues obtenemos una superficie ( $m^2$ ) con la que clasificamos la magnitud en distintas clases. Para tener mayor precisión de la magnitud de un evento nos interesa obtener su volumen que nos dará un mayor conocimiento de la cantidad de material involucrado en la corriente de derrubios. Como hemos explicado en el capítulo 2.3.3, se obtiene el volumen con una relación semi-empírica a partir del área de deposición:

$$B(\text{área}) = K_B V^{2/3}$$

El coeficiente  $K_B$  (véase la tabla 2.2) para corrientes de derrubios varía entre 6 y 32. En nuestro caso hemos elegido un valor intermedio 19 para obtener los volúmenes a partir de las superficies. Los resultados obtenidos se muestran a continuación:

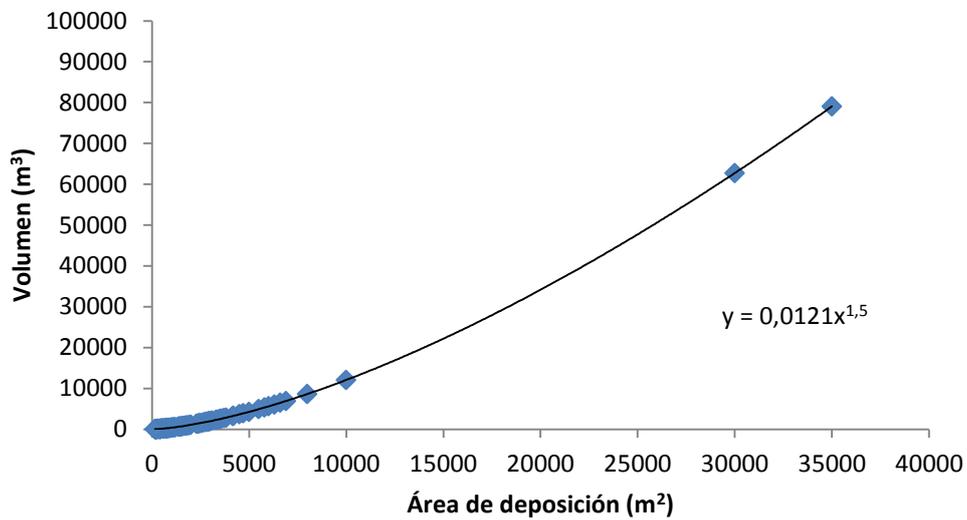


Figura 5.23: Relación entre el área de deposición y el volumen del evento

A continuación, las curvas magnitud-frecuencia resultantes de los 195 eventos y sus magnitudes expresadas según la superficie de deposición y el volumen:

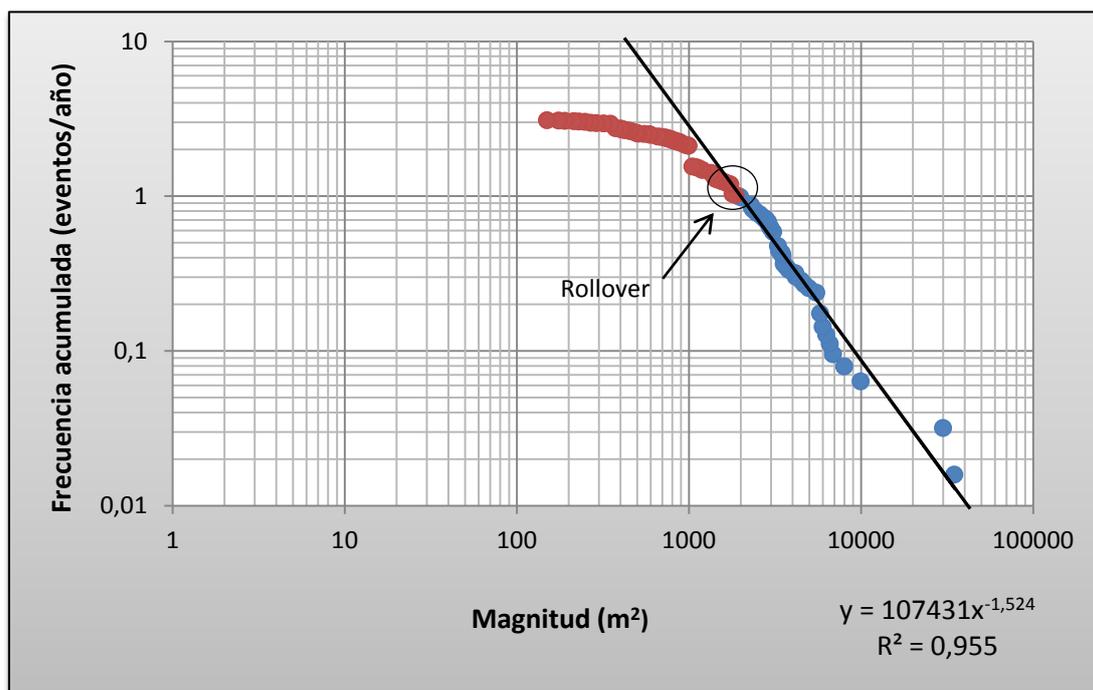


Figura 5.24: Curva magnitud-frecuencia, expresando la magnitud según el área de deposición.

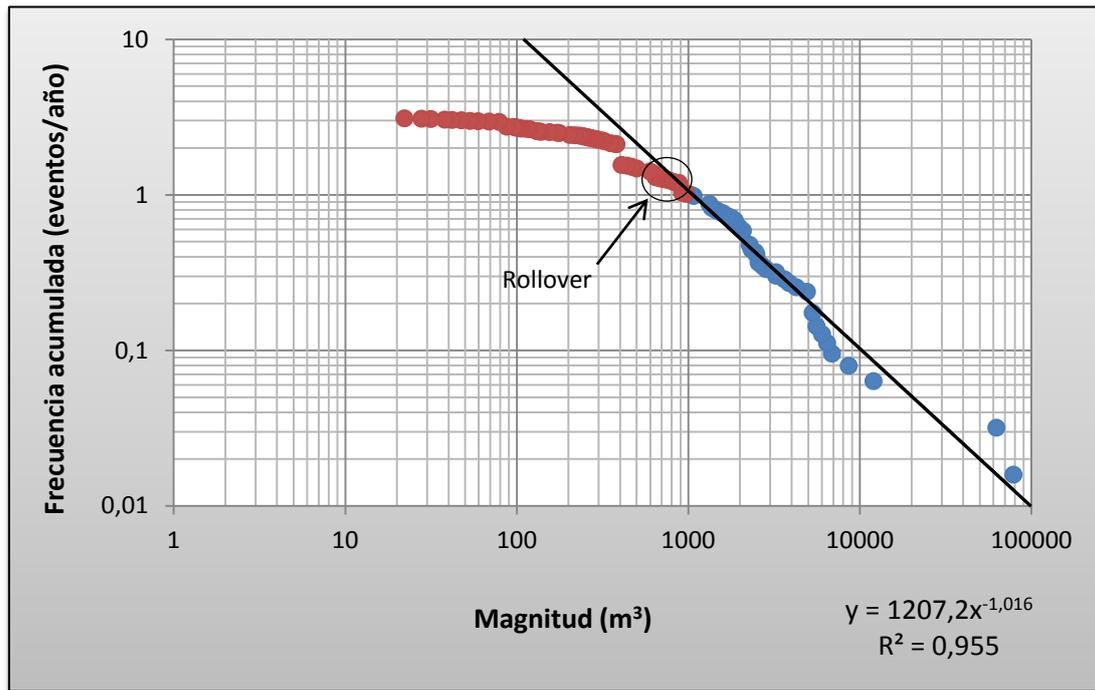


Figura 5.25: Curva magnitud-frecuencia, expresando la magnitud según el volumen.

La curva magnitud-frecuencia puede ser representada por una ley potencial. El pendiente de esta ley es determinado por una regresión. La forma de la ecuación es como la de Gutenberg-Richter:

$$F = AM^{-b}$$

Donde la F es la frecuencia acumulada de los eventos, expresada como eventos/año, M es la magnitud expresada como el área o el volumen del depósito, y A y b son constantes. Hungr *et al.* (1999) considero que la constante A depende de la tendencia relativa de varias localizaciones a producir deslizamientos. Mientras que b caracteriza la distribución de las frecuencias de los eventos producidos en el área de estudio, y refleja las condiciones geológicas del lugar. Esta variable también nos da el pendiente de la regresión.

La curva magnitud-frecuencia generada con las corrientes de derrubios entre 1953-2009 (figuras 5.24 y 5.25) muestra el número de eventos producidos de una determinada magnitud ocurridos en un año. La parte más inclinada de la curva está bien definida por una regresión potencial con una pendiente, en el caso de la magnitud dada a partir de la superficie de deposición, de -1.524; mientras que en el caso de la magnitud dada por el volumen del depósito, es de -1.016. Como se observa en las

curvas, cuanto más grande es una corriente de derrubios es menos probable que se produzca.

La precisión en que la regresión potencial se ajusta a la curva ha sido discutida por muchos autores. Como observamos en las curvas de nuestro estudio hay un efecto de rollover muy común en las curvas magnitud-frecuencia, que describe una caída de los datos por debajo la regresión en magnitudes pequeñas (figuras 5.24 y 5.25). Esto se explica a menudo por la censura de eventos pequeños que son difíciles de reconocer. La censura de datos es atribuida generalmente al tamaño mínimo resoluble a una cierta escala dada (Hungar *et al.*, 1999; Stark y Hovius, 2001). Brardinoni *et al.* (2003) concluyó que los deslizamientos pequeños pueden considerarse hasta un 85% en número y un 30% en volumen en fotos aéreas de escalas entre 1:12.000 y 1:15.000. La magnitud donde el rollover ocurre, varía de un estudio a otro desde menos de 1 m<sup>3</sup> para caída de bloques, a 10.000 m<sup>3</sup> para deslizamientos de detritos y avalanchas, y a cientos de miles de m<sup>3</sup> para coladas de tierra.

Otros autores como Martin *et al.* (2002) y Guzzetti *et al.* (2002), por el contrario, piensan que el efecto rollover no se debe a la falta de muestreo. Guzzetti *et al.* (2002) en particular, observa que el rollover ocurre en magnitudes mucho mayores a la magnitud mínima resoluble. Hovius *et al.* (2000) también considera la posibilidad que el rollover tenga alguna causa física.

En nuestro caso observamos que el rollover se da en magnitudes cercanas a 2000 m<sup>2</sup> y 1000 m<sup>3</sup>, muy por encima del tamaño mínimo resoluble. Por tanto, el efecto rollover sería explicado más por causas físicas que por la censura.

El estudio recoge un total de 195 corrientes de derrubios en una superficie 383,75 km<sup>2</sup> durante un periodo de 53 años. Esto significa que se han dado 0,5 eventos/km<sup>2</sup>. A continuación la frecuencia en función de cada categoría de magnitud:

Magnitud	Frecuencia acumulada (eventos/año)	Frecuencia (eventos/año)
<b>Muy grande (XL)</b>	0,0158-0,333	0,3172
<b>Grande (L)</b>	0,333-0,984	0,651
<b>Medio (M)</b>	0,984-1,476	0,492
<b>Pequeño (S)</b>	1,476-2,412	0,936
<b>Muy pequeño (XS)</b>	2,412-3,095	0,683

Tabla 5.2: Frecuencias de las corrientes de derrubios según las observaciones de nuestro estudio.

Magnitud	Frecuencia acumulada (eventos/año)	Frecuencia (eventos/año)
<b>Muy grande (XL)</b>	0,0127-0,373	0,3603
<b>Grande (L)</b>	0,373-1,000	0,627
<b>Medio (M)</b>	1,000-2,180	1,18
<b>Pequeño (S)</b>	2,180-5,066	2,886
<b>Muy pequeño (XS)</b>	5,066-51,852	46,786

Tabla 5.3: Frecuencias de las corrientes de derrubios según la ley potencial encontrada en el estudio, obviando el rollover.

En la tabla 5.2 observamos las frecuencias obtenidas a través de los resultados directos de nuestro estudio de magnitud-frecuencia en la zona. En ella se dan 3,095 eventos/año, siendo las magnitudes más pequeñas las más frecuentes: Pequeña (S) 0,936 eventos/año y Muy Pequeña 0,683 eventos/año. Por otro lado, en la tabla 5.3 mostramos los resultados derivados de la ley potencial resultante excluyendo el rollover causado por motivos de censura o físicos. Notar que los resultados son muy parecidos para magnitudes grandes a la tabla 5.2 y varían mucho para eventos de magnitudes más pequeñas afectadas por el rollover. Apreciamos que se dan 51,85 eventos/año, con las magnitudes Muy Pequeña (XS) (46,786 eventos/año) y Pequeña (S) (2,886 eventos/año) como las más frecuentes. Por lo tanto, las relaciones magnitud-frecuencia derivadas directamente del estudio y de la ley potencial se distinguen básicamente por el rollover. Esto provoca que en magnitudes menores la diferencia entre las dos relaciones sea bastante distante. No podríamos decir exactamente cuál es la adecuada, dado que en el primer caso aceptamos el rollover y por tanto la censura de eventos. Mientras que en el segundo caso extrapolamos una relación mostrada en magnitudes mayores a todas las restantes. Por consiguiente podríamos decir que la relación acertada oscilaría entre las dos presentadas sin poderse concretar exactamente.

En relación con otros autores, podemos observar como los resultados son parecidos y por tanto bastante fiables. A continuación se muestra una figura donde podemos apreciar las regresiones potenciales de otros trabajos.

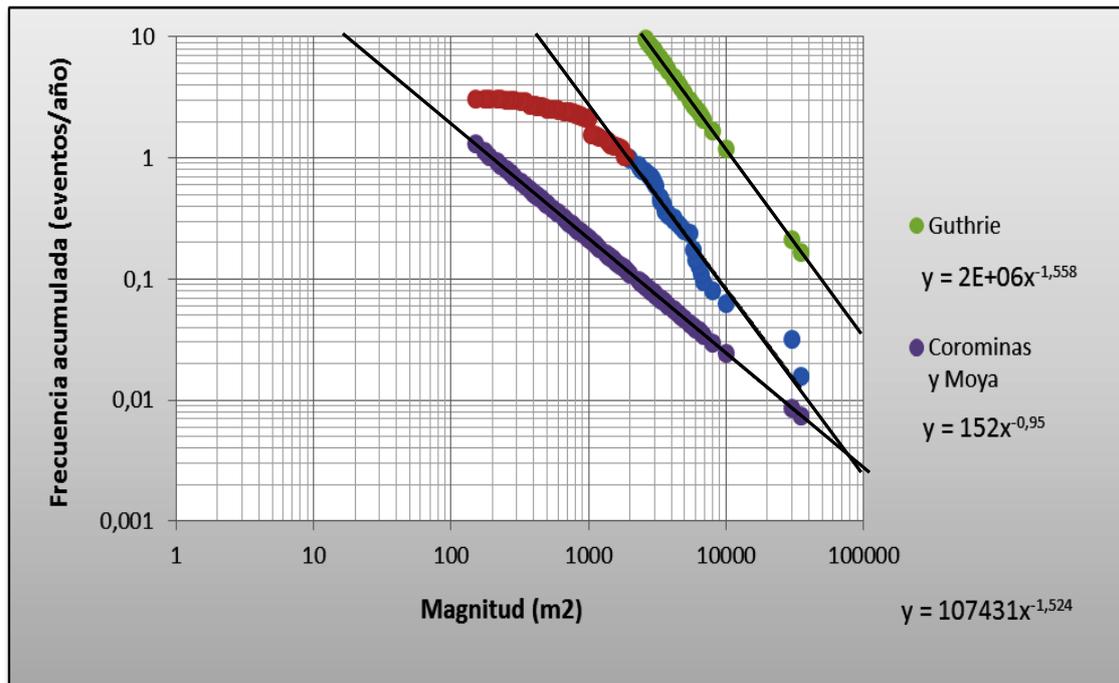


Figura 5.26: curva magnitud-frecuencia, expresando la magnitud según el volumen. Comparativa con otros estudios.

Guthrie hizo un estudio muy similar al nuestro, analizando en una zona del oeste de Canadá los eventos que se producían en un cierto tiempo. Las diferencias respecto nuestra zona son evidentes, con diferencias climáticas, geológicas, geomorfológicas entre otras. La zona es un poco más pequeña que la nuestra, unos 286 km<sup>2</sup>. El clima es mucho más severo que en nuestra zona, con fuertes vientos y lluvias de hasta 3000 mm anuales. La geología es variada con rocas volcánicas y rocas plutónicas y con depósitos coluviales y morrenaicos en las zonas de las laderas con pendientes medianos. Las corrientes de derrubios de la zona tienen áreas de deposición de media 9300 m<sup>2</sup>, mientras que en nuestra zona están alrededor de 1300 m<sup>2</sup>. El rollover resultante del estudio en la zona está situado en magnitudes de 10000 m<sup>2</sup>, mientras en nuestra zona están alrededor de 2000 m<sup>2</sup>. Por lo tanto aunque hay diferencias de distintos índoles entre las dos zonas de estudio, observamos una tendencia parecida entre los dos estudios, dándonos pendientes de la regresión potencial muy parecidos, alrededor -1.5.

El trabajo realizado por Corominas y Moya dista de nuestros resultados. Aunque esto se debe a que el trabajo se centra en un solo barranco, donde hay un número pequeño de eventos. Por lo tanto, entra dentro de la normalidad que no coincidan con tanta exactitud debido a que se trata de estudios muy distintos.

## **6. CONCLUSIONES**

La conclusión se estructura en tres partes. Primeramente, se concluye sobre las limitaciones y problemáticas derivadas de la metodología. A continuación, se discute sobre los resultados obtenidos y finalmente se plantean futuras vías de investigación relacionadas con nuestro trabajo.

La magnitud de las corrientes de derrubios se obtiene digitalizando o aproximando el área de deposición del material involucrado. Esta metodología tiene limitaciones propias de resolución y precisión. La cartografía en formato digital presenta problemas resolutivos al no poder delimitar correctamente el alcance y el inicio de la deposición, sobretodo en imágenes antiguas y poco precisas como las del 1956-1957. En cuanto a la cartografía en formato papel, la dificultad es mayor debido a que se aproxima la magnitud de forma cualitativa aproximando a través de antiguos eventos registrados.

La frecuencia se obtiene a través de comparación de las distintas imágenes disponibles. Obviamente es mucho más costoso que la determinación de la magnitud y requiere mucha dedicación. La problemática más destacada es la distinción de eventos muy parecidos en un mismo emplazamiento, debido a que la deposición del material puede sobreponerse a antiguos eventos y resulta casi imposible mediante fotointerpretación apreciar diferencias morfológicas respecto al evento anterior.

También destacar que no se dispone de las fotos del 1975 en la totalidad de la zona, se cubre aproximadamente un 45% de la zona. En cuanto a las fotos del 1982 se dispone del 95% de la totalidad por lo que no es de gran importancia.

La mayoría de trabajos en nuestra zona de estudio o cercanías se centran en la determinación de la relación magnitud-frecuencia para un cierto barranco durante un tiempo específico. En nuestro caso se establece esta relación para toda una superficie durante un periodo de tiempo marcado por la disponibilidad de imágenes e información.

El área total del estudio es de  $383,75 \text{ Km}^2$ , donde se han observado 195 eventos en 116 emplazamientos o barrancos en un intervalo de 53 años, esto supone aprox.  $0,5 \text{ eventos/km}^2$ . La magnitud de los eventos registrados es de una media de  $1298 \text{ m}^2$  referente al área de deposición y de  $1419 \text{ m}^3$  referente al volumen del depósito. Las magnitudes pequeñas (S) y muy pequeñas (XS) son las más representativas suponiendo un total de 105 eventos, un 53,8% del total. Se han registrado también una veintena de eventos muy grandes (XL), de estos hay dos en concreto que están alrededor de  $30.000 \text{ m}^2$ , uno de ellos es el barranco de Senet ampliamente estudiado.

Los desencadenantes de las corrientes de derrubios registradas pueden ser de distintas índoles. Esto hace que no se pueda saber exactamente las causas, aunque se pueden encontrar patrones y evidencias relacionadas con los eventos. A partir de la bibliografía disponible se ha localizado episodios torrenciales de lluvia susceptibles de haber originado corrientes de derrubios. Las lluvias del 1937, 1963 y 1982 fueron lluvias caracterizadas por una gran intensidad y no tanto por su duración.

Las corrientes de derrubios detectadas en las imágenes del 1956 suponen un número importante dentro del estudio (103 eventos). Esto puede ser debido a que son las primeras imágenes de las cuales disponemos y por tanto no se pueden comparar con eventos anteriores. Por otro lado se ha constatado una mayor actividad en el pasado que en la actualidad, tanto en número como en magnitud.

La relación magnitud-frecuencia muestra una tendencia a la reducción de la actividad en relación con el aumento de magnitud. Como se ha explicado en apartado de resultados (Capítulo 5), se produce un efecto rollover en magnitudes pequeñas caracterizado porque los valores empiezan a decaer por debajo de la relación potencial entre magnitud y frecuencia. Los motivos de esta caída de valores se explican por la censura de los eventos más pequeños por problemas de resolución y de detección y además por motivos físicos correspondientes a la naturalidad de la zona. En el estudio se ha comparado las frecuencias obtenidas a partir de los datos completos de la fotointerpretación incluido el rollover, y las frecuencias obtenidas a partir de la relación potencial resultante de los datos que siguen la tendencia adecuada. En ellas se ha constatado que en magnitudes pequeñas tenemos frecuencias mayores para la relación potencial mientras que teniendo en cuenta el rollover obtenemos frecuencias mucho menores. Seguramente en nuestro estudio se han tenido problemas de detección de eventos pequeños y por lo tanto se ha producido el efecto rollover. Mientras que en las frecuencias obtenidas por la relación potencial se ha podido sobrevalorar los eventos de baja magnitud. Por lo tanto la realidad de la dinámica de las corrientes de derrubios recaerá en una posición intermedia a las dos estudiadas.

Las futuras vías de investigación interesantes a seguir en relación a nuestro trabajo serían:

- Comprobar, validar y mejorar el inventario mediante observaciones/trabajo de campo.

- A partir de nuestros registros de magnitud-frecuencia en la zona y de otros aspectos como la geología, propiedades geotécnicas entre otras, generar mapas de peligrosidad y susceptibilidad con técnicas SIG.
- Realizar estudios parecidos al nuestro, de corrientes de derrubios u otros movimientos en masa en otras zonas del Pirineo e intentar comparar los resultados.
- Realizar estudios concretos sobre algún barranco interesante de nuestro trabajo. Por ejemplo usando técnicas de dendrocronología para datar y detectar los diferentes eventos ocurridos.

# **7. BIBLIOGRAFÍA**

BAK, P. Y TANG, C., Weisenfeld, K., 1987. *Self-organized criticality: an explanation of 1/f noise*. Physical Review Letters 59, 381–384.

BERTI M. Y SIMONI A. 2007. *Prediction of debris-flow inundation areas using empirical mobility relationships*. Geomorphology 90: 144–161.  
DOI.10.1016/j.geomorph.2007.01.014.

BOLAÑO F. (2008). *Anàlisi d'inestabilitats en dipòsits glacials als barrancs de la Baixada i l'Esbornada de Senet (Alta Ribagorça, Pirineu Central)*. Msc thesis. 25 pg.

BRARDINONI, F. Y SLAYMAKER, HO., HASSAN MA. 2003. *Landslide inventory in a rugged forested watershed: a comparison between air-photo and field survey data*. Geomorphology 54: 179–196.

CAINE, N. 1980. *The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows*. Geografiska Annalerum, 62A, 23-27.

CAPRA, L., MACIAS, JL., SCOTT, K., ABRAMS, M. Y GARDUNO-MONROY, V. 2002. *Debris avalanches and debris-flows transformed from collapses in the Trans-Mexican*.

COROMINAS, J. (2000). *Tipos de rotura en laderas y taludes*. Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Sísmica. Universidad Politècnica de Catalunya.

COROMINAS, J. Y MOYA J. (2010). *Contribution of dendrochronology to the determination of magnitude-frequency relationships for landslides*. Geomorphology 124 (2010). 137-149.

COROMINAS, J. y GARCÍA YAGÜE, A. 1997. *“Terminología de los movimientos de ladera”*. IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Granada. Vol. 3: 1051-1072

COSTA, J.E. (1984) – *Physical geomorphology of debris flows*. En: *Developments and applications of Geomorphology* (Eds. J.E. Costa y P.J. Fleisher). Springer Verlag, 268-317.

CROSTA, G., CUCCHIARO, S. Y FRATTINI, P. 2003. *Validation of semi-empirical relationships for the definition of debris-flow behavior in granular materials*. In *Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, Rickenmann, D., Chen, C. (eds). Millpress: Rotterdam; 821–832.

CRUDEN, D. M. Y VARNES, D. J. 1996. *Landslide types and processes*. In: *Special report 247: Landslides: Investigation and Mitigation* (Eds: Turner, A. K. & Schuster, R. L.), 3675. Transportation and Road Research Board, Washington, D. C.: National Academy of Science.

DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L., IBSEN, M. *Landslide recognition: identification, movement and causes*. Chapter 7.3 Debris flow. Report Nº 1 of the European Commission Environment Programme. Pg. 161-180.

FERRER, M. Y AYALA, F. (1997): *Relaciones entre desencadenamientos de movimientos y condiciones meteorológicas para algunos deslizamientos en España*. IV Simposio nacional sobre taludes y laderas inestables, págs. 185-197. Granada.

FUYII, Y., 1969. *Frequency distribution of landslides caused by heavy rainfall*. *Journal Seismological Society Japan* 22, 244–247.

GARCÍA, R., 2004. *Magnitud y frecuencia de las corrientes de derrubios en el Barranco de Tordò, Serra de Port del Comte*. Degree thesis, Technical University of Catalonia, Barcelona, Spain.

GRISWOLD, JP. 2004. *Mobility Statistics and Hazard Mapping for Non-volcanic Debris-flows and Rock Avalanches*. Master Thesis, Portland State University, Portland, OR.

GRISWOLD, JP. Y IVERSON, RM. 2008. *Mobility Statistics and Automated Hazard Mapping for Debris-flows and Rock Avalanches*, US Geological Survey Scientific Investigations Report 5276. US Geological Survey: Reston, VA; 59.

GUTENBERG, B. Y RICHTER, C.F., 1954. *Seismicity of the earth*. 2nd ed. Princeton University Press, Princeton, N.J.

GUTHRIE, R. Y EVANS, S. (2004). *Analysis of landslide frequencies and characteristics in a natural system, Coastal British Columbia*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29. 1321-1339.

GUZZETTI, F., MALAMUD, BD., TURCOTTE, DL., REICHENBACH, P. 2002. *Power-law correlations of landslide areas in central Italy*. *Earth and Planetary Science Letters* 195: 169–183.

HOVIUS, N., STARK, CP., HAO-TSU, C., JIUN-CHUAN, L. 2000. *Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan*. *Journal of Geology* 108: 73–89.

HUNGR, O. Y RAWLINGS, G., 1995. *Assessment of terrain hazards for planning purposes: Cheekye Fan, British Columbia*. *Proceedings of the 48th Canadian Geotechnical Conference, Vancouver, B.C., vol. 1, pp. 509–517.*

HUNGR, O. Y EVANS, S.G., HAZARD, J., 1999. *Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of south-western British Columbia*. *Canadian Geotechnical Journal* 36, 224–268.

HUNGR, O., MCDOUGALL, S., WISE, M. Y CULLEN, M. (2008) *Magnitude-frequency relationships of debris flow and debris avalanches in relation to slope relief*. *Geomorphology* 96 (2008). 355-365.

HÜRLIMANN, M.; COROMINAS, J.; MOYA, J. Y COPONS, R. - *Debris-flow events in the Eastern Pyrenees. Preliminary study on initiation and propagation*. (2003A) En: D. Rickenmann y C. Chen (eds), 3rd Int. Conf. Debris-Flow Hazards Mitigation. Millpress, Davos, 115-126.

HÜRLIMANN, M., MOYA, J., COROMINAS, J. Y COPONS, R. (2004): *Condiciones de formación de corrientes de derrubios en el Pirineo Oriental*. En Benito, G. y Díez Herrero, A. (eds.): Riesgos naturales y antrópicos en geomorfología (Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología) Madrid. Vol. II, págs. 99-108.

HUTCHINSON, J. N. 1988. General Report: *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. Proceedings, Fifth International Symposium on Landslides (Ed: Bonnard, C.), 1, 3-35. Rotterdam: Balkema

INNES, J. L. 1983b. Debris flows. *Progress in Physical Geography*, 7, 469-501.

IVERSEN, R. M. (1997). *The physics of debris flow*. Reviews of Geophysics, 35. 245-296

IVERSEN, R. M., SCHILLING, S. P. Y VALLANCE, J. W. 1998. *Objective delineation of lahar-inundation hazard zones*. GSA Bulletin 110(8): 972–984.

JAKOB, M. Y HUNGR, O. (2005). *Classification and terminology*. Hungr O. Debris flow hazard assessments and related phenomena. Springer Verlag, Heidelberg, Pg. 9-25.

JOHNSON, A. M. 1970. *Physical processes in geology*. San Francisco, CA: Freeman-Cooper.

JOHNSON, A.M. Y RODINE, J.R. (1984) – *Debris flows*. En: Slope Instability (Eds. Brundsdon D. y Prior D.B.), 257-361.

MARTIN, Y., ROOD, K., SCHWAB, J.W., CHURCH, M. 2002. *Sediment transfer by shallow landsliding in the Queen Charlotte Islands, British Columbia*. Canadian Journal of Earth Science 39: 189–205.

MCMILLAN, A.A. Y POWELL, J.H. 1999. BGS Rock Classification Scheme, Volume 4: *Classification of artificial (man-made) ground and natural deposits - applications to geological maps and datasets in the UK*. British Geological Survey Research Report No. RR 99-04. p 65.

OSTERKAMP, W.R. Y HUPP, C.R., 1987. *Dating and interpretation of debris flows by geologic and botanical methods at Whitney Creek Gorge, Mount Shasta, California*. Geological Society of America Review Engineering Geology 7, 157–163.

PLANA-CASTELLVÍ, J.A. (1981): Alto Noguera Ribagorzana: Su valoración hidrológica. *Pirineos*, 112. Págs. 5-40. Jaca.

PIERSON, T.C. Y COSTA, J.E. (1987) - *A rheologic classification of subaereal sediment-water flows*. Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol. VII, 1-12.

SCHEIDL, C. Y RICKENMANN, D. (2009). *Empirical prediction of debris flow mobility and deposition on fans*. Earth Surface Processes and Landforms, 35. 157-173.

SELBY, MJ, (1993). *"Hillslope Materials and Processes"*. Oxford University Press, 2nd edition.

SHARP, R. P., y NOBLES, L. H., 1953, *Mudflow of 1941 at Wrightwood, southern California*: Geol. Soc. America Bull., v. 66, p. 1489–1498.

STARK, C.P. Y HOVIUS N. 2001. *The characterization of landslide size distributions*. Geophysical Research Letters 28: 1091–1094.

VAN ASCH, TH.W.J. Y VAN STEIJN, H. (1991). *Temporal patterns of mass movements in the French Alps*. Catena. Vol. 18. pp. 517-527.

VARNES, D. (1978). *Slope movement types and processes, Special report 176*. En R. K. Schuster, Landslides: analysis and control. Transportation research Board (págs. 11-33).

WAYTHOMAS, C., MILLER, T., BEGÉR, J.E. 2000. *Record of late Holocene debris avalanches and lahars at Iliamna volcano, Alaska*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 106: 97–130.

YU, F., CHEN, C., CHEN, T., HUNG, F. Y LIN, S. 2006. *A GIS process for delimitating areas potentially endangered by debris-flow*. Natural Hazards 37: 169–189. DOI 10.1007/s11069-005-4666-8.

## Enlaces consultados

Página web del *Institut cartogràfic de Catalunya* [en línea]. Productos [Consulta: Octubre 2010-Junio 2010]. Disponible en <http://www.icc.cat>

Página web del *OrtoXpres 1.0* del *Institut Cartogràfic de Catalunya* [en línea]. Productos. [Consulta: Octubre 2010-Mayo 2011]. Disponible en <http://www.ortoxpres.cat>

Página web del *Scottish Road Network Landslide Study* [en línea]. Consulta de información. [Consulta: Enero 2011-Abril 2011]. Disponible en <http://www.scotland.gov.uk/Publications/2005/07/08131738/17492>

Página web de monografías sobre *Fotogrametría y Fotointerpretación* [en línea]. Consulta de información. [Consulta: Abril 2011]. Disponible en <http://www.monografias.com/trabajos15/fotogrametria/fotogrametria.shtml>

Página web de la *Wikipedia* [en línea]. Consulta de información. [Consulta: Mayo 2011]. Disponible en [http://es.wikipedia.org/wiki/Google\\_earth](http://es.wikipedia.org/wiki/Google_earth)

Página web de la *Wikipedia* [en línea]. Consulta de información. [Consulta: Mayo 2011]. Disponible en <http://es.wikipedia.org/wiki/ArcGIS>