2. ASPECTOS BÁSICOS DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS

2.1 DEFINICION Y CARACTERISTICAS PRINCIPALES

Muchos autores han abordado el tema de las corrientes de derrubios:

- Varnes (1978) definió las corrientes de derrubios como un movimiento en masa rápido de un cuerpo de sólidos granulares, agua y aire, que se mueve como un flujo viscoso. Incluye varios movimientos de ladera tales como avalanchas de derrubios (desplazamiento muy rápudo), corrientes de derrubios y "mudflows" donde predomina la granulometría fina (arena, limos y arcillas)

- Johnson (1970) definió a las corrientes de derrubios como un movimiento en masa inducido por la gravedad e intermedio entre los deslizamientos (s.s.) y las avenidas fluviales, y con características mecánicas que los diferencian de estos procesos.

- Johnson & Rodine (1984) añadieron que la arcilla está presente sólo en cantidades menores, aunque respecto al tema de la presencia de arcilla hay autores que discrepan.

Sin embargo, lo que realmente distingue las corrientes de derrubios de otros movimientos de tipo flujo es su comportamiento mecánico. Las corrientes de derrubios presentan resistencia a cizalla (comportamiento plástico). Esta resistencia hace posible que las corrientes se detengan en pendiente, incluso en ángulos superiores a los 15º, y, por otra parte, que la corriente tenga un frente neto

Otra manera de diferenciar y clasificar las corrientes de derribos es en función de su reología (figura 2.1) tal y como hicieron Pierson & Costa (1987), que diferenciaron las corrientes de derrubios, de las avenidas torrenciales (hiperconcentrated flows) y los flujos granulares. Las avenidas torrenciales tienen una elevada carga de sedimentos y presentan también una resistencia al corte (fluido no newtoniano) pero muy inferior a las corrientes de derrubios; por otra parte, las avenidas torrenciales no muestran un comportamiento licuefactado (línea B de la figura 2.1). La distinción respecto a los flujos granulares sería la desaparición de la licuefacción (línea C de la figura 2.1).

Iverson (1997) proporcionó una definición más avanzada y precisa de las corrientes de derrubios, definiéndolas como una masa de sedimento poco seleccionado, *en agitación y saturado de agua*, que progresa rápidamente pendiente abajo a consecuencia de la gravedad; la masa -finita- de sedimento saturado mantiene una *superficie libre*). Según este último autor, tanto las fuerzas "sólidas" como las "fluidas" intervienen esencialmente en el movimiento, distinguiendo las corrientes de derrubios de fenómenos relacionados tales como las avalanchas rocosas o las avenidas fluviales cargadas de sedimentos. Mientras que las fuerzas sólidas dominan la física de las avalanchas de roca y las fuerzas fluidas dominan la física de las corrientes de agua, ambos tipos de fuerzas deben interactuar para producir una corriente de derrubios.

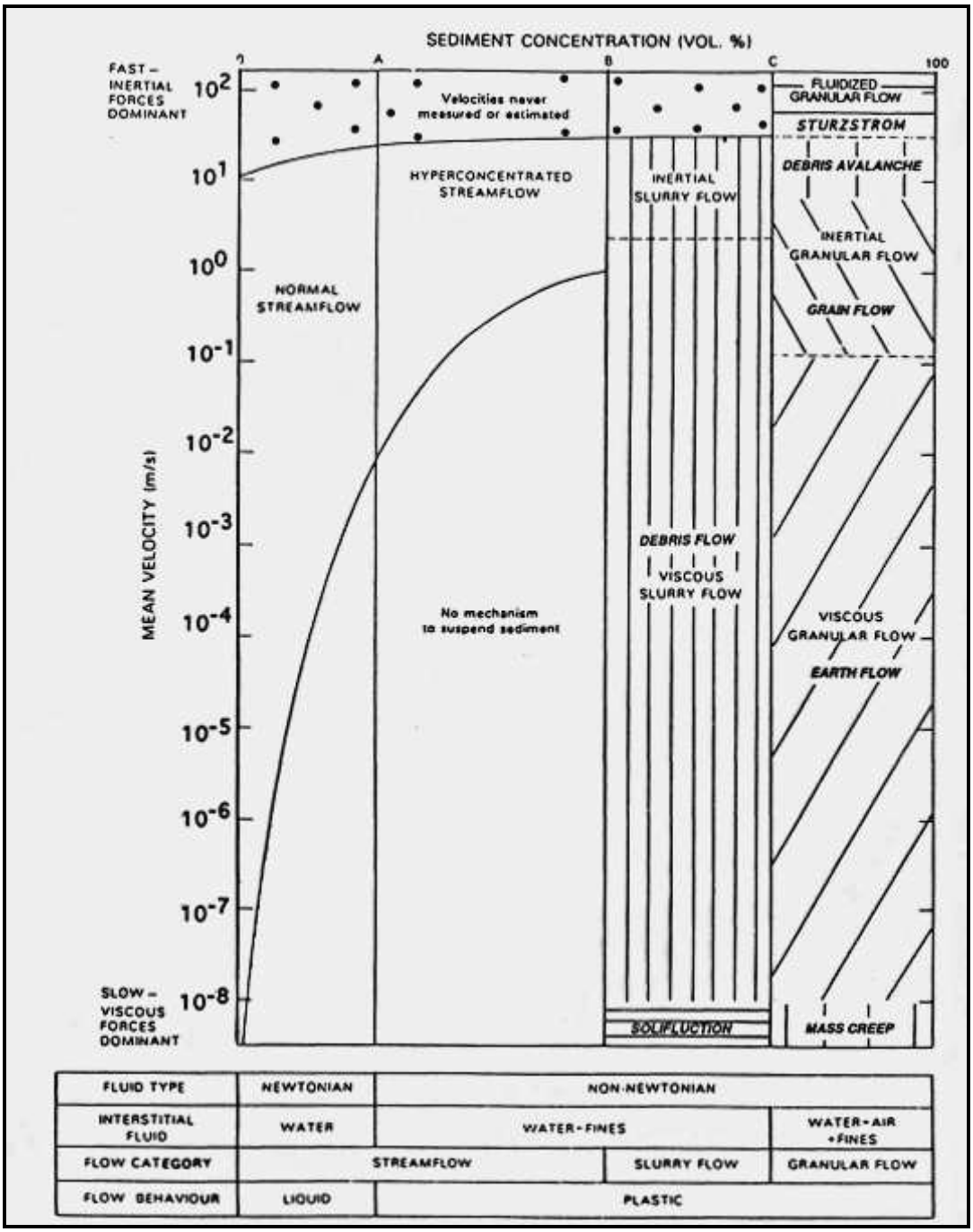

Figura 2.1. Clasificación reológica de las flujos de agua y sedimento. Las divisorias verticales A,B y C son umbrales reológicos que dependen de la distribución granulométrica (se asume la existencia de bloques y una mezcla escasamente clasificada) y de la concentración del sedimento. La línea A marca el inicio de la resistencia al corte; la línea B marca un incremento brusco de resistencia al corte, que permite la suspensión estática de grava y el inicio de la liquefación; el límite C indica el cese de la liquefacción. En el eje vertical, los límites de velocidad (también dependientes la distribución granulométrica, de la concentración de sedimento y de la densidad de las partículas) son determinados por el mecanismo(s) de transmisión de tensiones entre partículas durante el flujo (Pierson y Costa, 1987).

La interacción de fuerzas sólidas y fluidas no sólo distingue físicamente las corrientes de derrubios sino que también les proporciona un poder destructivo único ya que posee las características destructivas de las avalanchas rocosas y de las avenidas fluviales. (Iverson, 1997). Como las avalanchas rocosas, las corrientes de derrubios pueden ocurrir sin aviso, y pueden ejercer grandes cargas impulsivas sobre los obstáculos que encuentran a su paso. Como las avenidas fluviales, las corrientes de derrubios pueden ser suficientemente fluidas para recorrer grandes distancias en canales con pendientes bajas e inundar áreas extensas. Las grandes corrientes de derrubios pueden superar los 1000 millones de metros cúbicos y liberar más de 1016 J de energía potencial, pero incluso los casos más habituales, con un volumen en torno a los 1000 m3, pueden arrasar la vegetación, taponar cursos de drenaje, dañar estructuras y causar muertes (Iverson, 1997).

Entre sus características destacan que no es un fenómeno uniforme y su flujo no es de carácter estacionario , no suele mantenerse en tiempo más de tres horas, y su velocidad puede superar los 10 m/s (Iverson, 1997). La concentración de sólidos difiere poco de la de depósitos no consolidados y típicamente es superior al 50% en volumen.

2.1.1 Morfología

Las corrientes de derrubios presentan distintas morfologías pero por lo general su longitud es mucho mayor que su ancho, llegando a ser esta proporción de 10:1 o incluso más de 50:1 (Van Steijn, 1989). En una corriente de derrubios se distinguen tres zonas principales con diferente morfología: el área fuente o zona de salida, la zona de canal (esencialmente de tránsito) y la zona de acumulación. Además de estas tres zonas, suelen presentar otras partes características tal y como se observa en la figura 2.3.

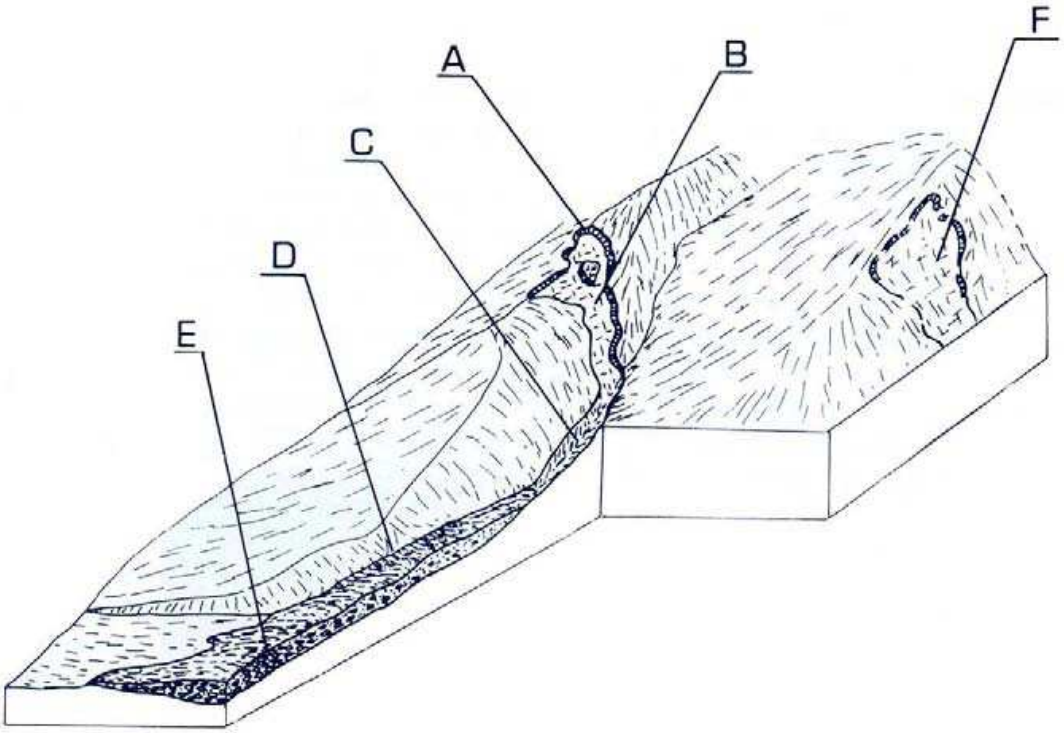

Figura 2.2. Bloque diagrama interpretativo de las características morfológicas de las corrientes de derrubios. A: cicatriz principal; B y F: superficies de ruptura; C: canal erosivo; D: dique lateral; E: depósito principal.

La zona de salida acostumbra a ser escarpada y poco vegetada, en la que abundan los suelos detríticos o existe un suelo de meteorización del sustrato. La pendiente de esta zona es siempre elevada y varía generalmente entre los 25 y los 40º (tabla 2.1).

Las corrientes de derrubios suelen seguir barrancos preexistentes, en los que se sitúa el canal pero también pueden avanzar ladera abajo sin confinamiento alguno y salvar obstáculos en casi cualquier dirección. El canal es un surco erosivo que está limitado generalmente por diques laterales. Los diques son resultado del abandono de parte del material transportado en los márgenes laterales de la corriente, donde dominan los elementos gruesos (cantos gruesos y bloques) (figura 2.3). En su parte más alta el canal tiene una sección transversal elíptica o con forma de V y su fondo está libre de depósitos, mientras que en su parte baja el fondo del canal está ocupado por depósitos correspondientes a la cola de la corriente. La velocidad de las corrientes de derrubios abarca un amplio rango de valores, desde los 0,5 m/s a los 20 m/s, en función del material que forma la corriente (granulometría, concentración de sólidos y clasificación de los granos) y de las características de la zona de propagación (topografía, confinamiento, rugosidad), entre otros factores.

Autores	pendiente zona de salida	pendiente zona de acumulación	velocidad (m/s)
Terzaghi (1950)			3-4,5
Curry (1966)			<16
Johson y Hampton (1969)			3,5-12
Jonson y ARN (1970)	25-40		
Morton (1971)			0,5-3,5
Scott (1971)		>4	
Campbell (1975)	22-45	12-10	0,3-12
Rodine y Johnson (1976)		5-1	
Rapp y Nyberg (1981)	25-40	15-1	
Jonson y Rodine (1984)	20-45	10-5	3,5-10/11
Rapp (1986)	25-40	10-5	
Ellen y Fleming (1987)	25-40		
Ellen y Fleming (1987)			0,1-35
Sauret (1987)			0,5-15
Hutchinson (1988)			max. 30
Zimmermann (1990)	25-40	25-6	
Bovis (1993)			10-5
Lowe (1993)			0,3-12
Lewin y Warburton (1994)	15-39	12-9	

Tabla 2.1. Pendientes de la zona de salida y de la zona de acumulación de corrientes de derrubios y sus velocidades (extraída de Corominas et al, 1996).

Figura 2.3. En la parte superior derecha de la fotografía se observa un dique, característico por su variada y desordenada granulometría.

La zona de acumulación es el lugar donde se deposita preferentemente el material de la corriente. Aquí el flujo deja de estar confinado en un canal y desaparecen los diques laterales. En muchas ocasiones, el paso a unas condiciones no confinadas coincide con una disminución más o menos brusca de la pendiente. La velocidad de la corriente, su capacidad erosiva y su confinamiento son características que suelen estar estrechamente ligadas. Cuando la velocidad es suficientemente baja el material se desplaza sobre la superficie topográfica preexistente, simplemente recubriéndola y sin erosionar el terreno, hasta que cesa el movimiento.

2.1.2 Material de las corrientes de derrubios

El material de las corrientes de derrubios se asemeja al propio de la zona de salida y muestra un amplio abanico de tamaños de grano que van desde el tamaño arcilla a cantos y bloques de orden métrico. Verdaderamente, la gran mayoría de corrientes de derrubios se movilizan a partir de deslizamientos de masas de sedimentos cargadas de agua. Cuando tiene lugar el deslizamiento, la mezcla de sedimento y agua se transforma en un flujo que, después, durante la deposición, se transforma de nuevo en un cuerpo casi rígido.

La concentración de sólidos varía entre el 25 y el 86% (en volumen), y entre el 35 y el 90% (en peso) (tabla 2.2). El contenido en agua está comprendido generalmente entre el 10 y el 30% en peso, aunque puede ser superior. En general sólo una pequeña fracción del material consiste en partículas tamaño limo y arcilla (aproximadamente el 10-20%); dentro de esta fracción el porcentaje de arcilla puede llegar a ser muy bajo, no superando generalmente el 5 % (Costa, 1984)(figuras 2.4). Este amplio rango de granulométrico permite de las corrientes de derrubios tengan concentraciones de sólidos y densidad tan elevadas.

Localización	Densidad del material (g/cm^3)	Porcentaje de sólido (en peso)	Viscosidad Newtoniana (Poises)	Velocidad (m/s)	Autores
Wrightwood Canyon, California 1941	2,4	79-85	2100-6000	1,2-4,4	Sharp y Nobles (1953)
Tenmile Range, Colorado	2,53	91	30000	2,5	Curry (1966)
Rio Reventado, Costa Rica	1,13-1,98	20-79		2,9-10	Waldron (1967)
Wrightwood Canyon, California 1969	2,0		4500	1,1	Jonhson (1970)
Wrightwood Canyon, California 1973	1,32 Flujo de cola	35			Morton y Campbell (1974)
Wrightwood Canyon, California 1973	1,62-2,13 Flujo de cresta	59-86	100-60000	0,6-3,8	Morton y Campbell (1974)
Mt. Thomas, Nueva Zelanda	1,73 Flujo de cola	60		0,8-2,4	Pierson (1980)
Mt. Thomas, Nueva Zelanda	2,09 Flujo de cresta	78	2100-8100	2,5-5,0	Pierson (1980)
Hunshui Gully, China	2,0-2,3	80-85	15-20	10-13	Li y Luo (1981)
Jiang-Jia Ravine, China	1,9-2,3	89	1700 Campo	3,19-13,1	Li et. Al (1983)
Mt. Yakedake, Japón		60-85		0,88-6,4	Suwa y Okuda (1983)

Tabla 2.2. Propiedades geotécnicas de las corrientes de derrubios (extraída de Corominas et al, 1996).

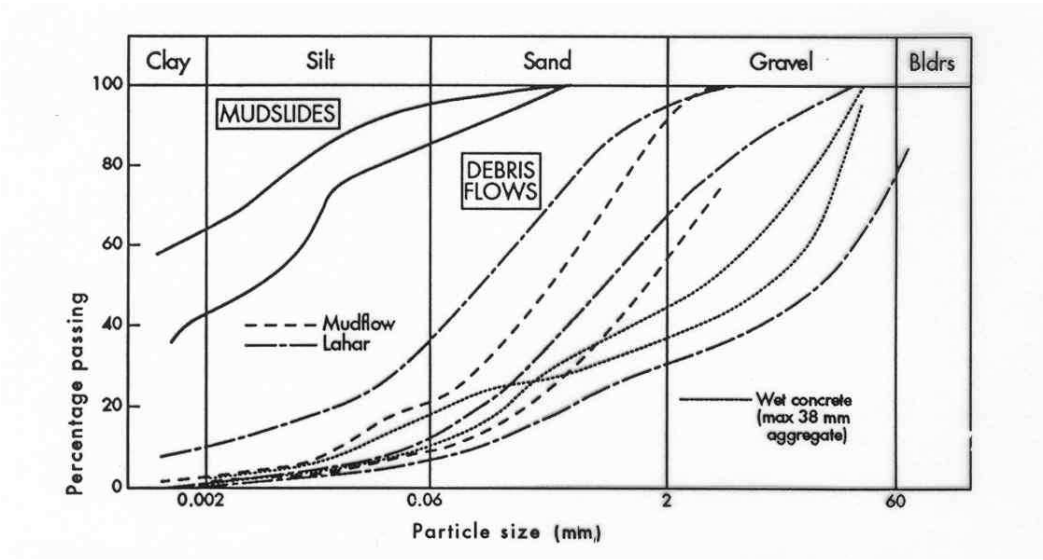

Figura 2.4. Distribución granulométrica de las corrientes de derrubios y de las coladas de barro (Hutchinson, 1988).

2.1.3. Mecanismos de formación

Las corrientes de derrubios tienen lugar bajo climas muy diversos; encontrándose desde regiones áridas, tropicales húmedas, hasta zonas árticas (Costa, 1984). Las condiciones que favorecen la formación de corrientes de derrubios son:

1. Área-fuente compuesta por formaciones superficiales relativamente permeables (sustrato rocoso meteorizado, coluviones o tills);
2. Fuerte pendiente topográfica;
3. Aporte intenso de humedad, no necesariamente continuo;
4. Escasa cobertera vegetal.

Los materiales más favorables para la formación de corrientes de derrubios mencionados son los depósitos coluviales, suelos de meteorización (regolitos), depósitos glaciares, fluviales y volcánicos (Costa, 1984).

El desencadenante más frecuente de las corrientes de derrubios es el aumento de la presión de poros causado por un suministro importante de agua. El aporte de agua ocurre por una lluvia intensa, deshielo (Owen 1991), por la combinación de ambos (Azimi y Desvarreux 1974), y, más ocasionalmente, la fusión rápida de glaciares o del manto nival por erupción volcánica (Pierson 1992). De este modo, una lluvia intensa o un deshielo rápido facilitan la saturación de la formación superficial, el consecuente aumento de la presión de agua de poro y la pérdida de resistencia del material. Las precipitaciones de larga duración y moderada intensidad pueden causar corrientes de derrubios, pero éstas son más comúnmente provocadas por lluvias de corta duración y fuerte intensidad (Caine, 1980). Hovious (1990) y Van Asch y Van Steijn (1991) observaron en los Alpes franceses que precipitaciones de entre 50 y 100 mm/hr caídas durante 5-10 minutos desencadenaron corrientes de derrubios. Otros desencadenantes posibles son las vibraciones causadas por terremotos (Martínez et al. 1995), o por erupciones volcánicas (Pierson 1992).

Las corrientes de derrubios se forman por tres mecanismos básicos:

1. Transformación directa a partir de un deslizamiento.
2. Socavación de los márgenes de barrancos durante una avenida torrencial e incorporación de grandes masas de sedimento a la corriente.
3. Formación de una presa natural de sedimentos (por un deslizamiento), represamiento del agua y posterior rotura (Costa 1984, Johnson y Rodine 1984, Takahashi et al. 1992, Mora et. al 1993, Pierson 1992).

Sin embargo, la mayoría de corrientes de derrubios se originan a partir de deslizamientos (Costa, 1984, Iverson et al. , 1997). El movimiento se inicia como un deslizamiento traslacional o rotacional de una formación superficial granular. La formación superficial puede ser cualquier derrubio con cierta proporción de finos (arena, limo y arcilla), por ejemplo un till glacial, otro coluvión, o un suelo residual (de meteorización) granular. El desencadenante puede ser una lluvia muy intensa, una fusión rápida del manto nival o un terremoto. La rotura puede estar situada en una ladera o en una vaguada. Estas últimas son especialmente susceptibles a la inestabilización. En ellas se ven favorecidas tanto la acumulación de derrubios (por pequeños deslizamientos) como el desarrollo de un nivel freático colgado durante una lluvia intensa (por convergencia de las escorrentías superficial y subsuperficial). La superficie de rotura puede aprovechar el contacto entre el sustrato y la formación superficial (rotura plana), o desarrollarse en el interior de esta última (rotura circular). El grosor de las formaciones superficiales presentes en las vertientes suele ser reducido (desde algunos decímetros a 2-4 metros), por ello las roturas son generalmente superficiales y de pequeñas dimensiones, aunque pueden ser muy numerosas en un área.

Las observaciones de campo, los experimentos de laboratorio y los análisis teóricos indican que los deslizamientos se transforman en corrientes de derrubios mediante tres procesos:

1. Rotura generalizada de la masa deslizada.
2. Liquefacción parcial o completa de la masa causada por las elevadas presiones de agua de poro.
3. Conversión de la energía cinética de traslación del deslizamiento en energía de vibración interna.

Los procesos anteriores pueden actuar independientemente, pero en muchas circunstancias operan simultáneamente y sinergísticamente. En Iverson et al. (1997) pueden encontrarse los detalles al respecto.

2.1.4 Dinámica: progresión de la corriente

Una vez iniciada, una corriente de derrubios su comportamiento sería similar al de una masa de hormigón húmedo en movimiento. Tal y como se ha mencionado anteriormente las corrientes de derrubios no son flujos estacionarios ni progresan de manera uniforme sino que lo hacen en una o varias oleadas sucesivas (Johnson 1970, Pierson 1980). Dicho avance se ha observado también en experimentos en canales artificiales y por lo que parece suelo ocurrir de manera espontanea debido a la inestabilidad del flujo (Iverson, 1997).

El frente de cada oleada está formado por un lóbulo abrupto, al que sigue una cola progresivamente más delgada y acuosa (p.e. Takahashi, 1991). Los lóbulos frontales de las oleadas son los que presentan la mayor concentración de clastos y los bloques de mayor tamaño. Los bloques mayores pueden acumularse en los lóbulos por dos mecanismos; bien se trata de bloques que ya existían en el canal y que son atrapados y retenidos por el frente de la oleada o bien migran hacia el frente por un proceso de transporte preferencial, como el tamizado cinemático (Iverson, 1997).

Durante su recorrido, la corriente de derrubios puede erosionar otros depósitos acumulados en el torrente, aumentando así su volumen. Se tiene constancia que las corrientes de derrubios pueden llegar a recorrer hasta 20 Km de distancia desde el área fuente en tan solo una oleada (Sharp y Nobles 1953).

Una característica importante de las corrientes de derrubios es su gran capacidad de transporte con el recorrido de grandes distancias sobre laderas con pequeñas pendientes. La movilidad de las corrientes de derrubios es fuertemente dependiente de la presencia de una pequeña fracción de arcilla (1-2%). El contenido de arcilla en la corriente reduce la permeabilidad e incrementa la presión de poros, lo que a su vez aumenta enormemente su movilidad (Costa, 1984).

El comportamiento de las corriente de derrubios se ha descrito tradicionalmente con dos modelos: el modelo visco-plástico (o de Bingham) (Johnson 1970, Johnson y Rodine, 1984) y el de fluido dilatante (Takahashi, 1991). Ambos explican en parte el comportamiento de las corrientes de derrubios y parecen ser aplicables bajo diferentes condiciones.

- *Modelo visco-plástico (o de Bingham)*

Según el modelo de Bingham, una corriente de derrubios es un flujo visco-plástico; esto significa que el flujo tiende a expandirse lateralmente (es viscoso) pero que tiene también una resistencia a la cizalla o al corte (es plástico). Un flujo visco-plástico (o de Bingham) tiene un comportamiento definido por:

$$\tau = c + \sigma' \tan\phi + \mu \frac{dv}{dz} = K + \mu \frac{dv}{dz}$$

Donde:

τ = *esfuerzo cortante en la base del flujo*
c = cohesión,
$\sigma' \tan\phi$ = *componente friccional*
μ = *viscosidad*
dv/dz = gradiente vertical de la velocidad.

Una consecuencia del comportamiento visco-plástico es la existencia de una zona en el centro del flujo donde el esfuerzo cortante es menor que la resistencia al corte, tal que permanece indeformada. La existencia de este "nivel rígido" se ha observado tanto en experimentos como en corrientes de derrubios naturales.

- *Modelo de fluido dilatante*

Muchos depósitos de corrientes de derrubios muestran un aumento del tamaño de los clastos hacia el techo. Esta gradación inversa no es explicable mediante un comportamiento visco-plástico.

Se ha demostrado experimentalmente que cuando se cizalla un material granular (sin arcilla) poco seleccionado, los granos más gruesos tienden a ascender hacia la superficie libre. El desplazamiento ascensional tiene lugar por la transmisión de fuerzas entre partículas que colisionan mientras se deslizan. El esfuerzo ascensional debido a este efecto es conocido como presión dispersiva (P):

$$P = a\rho_s \lambda^2 D^2 \left(\frac{dv}{dz}\right)^2 \cos\theta$$

Donde:

ρ_s = densidad de las partículas
λ = concentración lineal de sólidos
D = diámetro de la partícula
θ = ángulo de fricción dinámico
a = constante.

La presión dispersiva ejercida sobre una partícula aumenta con el cuadrado de su diámetro. Así la presión dispersiva es mucho mayor en los granos de mayor tamaño, y causa que estos migren desde la zona de máximo esfuerzo de corte (la base del flujo) hacia arriba, pero también hacia los lados y hacia el frente.

La presión dispersiva causa la dilatación del flujo y explica la gradación inversa observada en muchos depósitos. Según este modelo el esfuerzo de cizalla en la base de una corriente de derrubios es:

$$\tau = P \tan\theta$$

$$\tau = a\rho_s \lambda^2 D^2 sen\theta \left(\frac{dv}{dz}\right)^2 = \alpha \left(\frac{dv}{dz}\right)^2$$

Según este modelo los bloques pueden ser sostenidos en la corriente simplemente por la presión dispersiva. Otro mecanismo de soporte adicional puede ser la turbulencia del flujo, sólo posible en corrientes de derrubios muy acuosas y de baja viscosidad.

A diferencia del modelo de Bingham, en un fluido dilatante la viscosidad (aparente) no es constante sino que aumenta con el gradiente de velocidad. Por otra parte, implica que no existe un "nivel rígido" en el flujo y que la resistencia al corte es nula o despreciable.

La mayoría de investigadores están de acuerdo que el comportamiento de las corrientes de derrubios varía mucho con la viscosidad. Tanto la viscosidad como la resistencia al corte están muy influidas por la proporción de arcilla y, especialmente, por el contenido en agua. La resistencia al corte (τ_r) de una corriente puede disminuir desde los 320 Pa, con un contenido en agua del 14% en peso, hasta los 40 Pa para una proporción de agua del 16.5%. Una pérdida acusada de resistencia, como la indicada, implica una movilidad mucho mayor de la corriente de derrubios.

Los dos modelos tradicionales de comportamiento son incompatibles entre sí y asumen que las corrientes de derrubios se mueven sin que exista una separación entre una fase fluida y una fase sólida. Sin embargo, la gran mayoría de las corrientes de derrubios se inician como deslizamientos causados por un aumento de las presiones de agua y terminan como un depósito de sedimentos que se consolida lentamente. Entre estas dos etapas quasi-estáticas de movimiento, el comportamiento de la corriente está influenciado por fuerzas inerciales y por una combinación de fricción granular, colisiones entre granos y flujo viscoso. Los modelos tradicionales no permiten explicar la evolución de las corrientes de derrubios desde su inicio hasta su detención.

Iverson (1997) ha propuesto un modelo que sí explica esta evolución. El modelo considera a las corrientes de derrubios como una mezcla de dos fases que interactúan entre sí, una fase fluida y formada por agua y las partículas de arcilla y limo, y otra sólida, que incluye la fracción arena hasta bloques. El comportamiento de las corrientes de derrubios estaría definido, según el modelo de Iverson (1997), por la teoría de mezclas aplicada a de flujos gravitacionales granulares secos pero generalizada para incluir el efecto de una fase fluida viscosa intergranular y de una presión variable.

2.4 Depósitos

A pesar de que algunas corrientes de derrubios excepcionalmente fluidas pueden llegar a recorrer varios kilómetros de distancia y en pendientes muy pequeñas, la mayoría de tienden a detenerse cuando la pendiente disminuye significativamente o cuando dejan de estar confinadas (Costa, 1984). La deposición se inicia cuando los clastos de los márgenes del pie de la corriente dejan de vibrar y se depositan, forzando la detención de todo el pie (Iverson, 1997). Este último forma una presa que impide y eventualmente frena la cola de la corriente, más acuosa y rica en granos de menor tamaño y que conserva altas presiones de poro. Alternativamente, la cola de la corriente puede tener suficiente momento lineal para superar o romper la presa formada por el pie de la corriente (Iverson, 1997). La cola finalmente se detiene cuando la resistencia friccional supera a la tensión de corte movilizada. Incluso tras su detención la masa de sedimentos de la cola de la corriente puede mantener unas presiones de poro elevadas y estar en un estado próximo al licuificado. La etapa final de la deposición se completa con la lenta disipación de las presiones de poro y la consecuente consolidación del sedimento (Iverson, 1997).

Los depósitos se acumulan preferentemente tras abandonar el canal, y mantienen la morfología lobulada y elongada de la corriente. El material de la corriente puede acumularse formando un único lóbulo con forma de lengua, o un lóbulo principal del que parten algunos secundarios (aspecto digitado) (figura 2.8). El grosor del depósito varía entre algunos decímetros a varios metros (Pierson ,1980). La cola de la corriente puede detenerse en el interior del canal, formando los depósitos denominados medios o, simplemente, de canal. Algunas corrientes de derrubios se paran en un canal preexistente. Sus depósitos forman

obstrucciones temporales que suelen ser removilizadas por corrientes posteriores (Johnson y Rodine, 1984). También en la zona de canal, y como se ha indicado anteriormente, es frecuente encontrar diques laterales, que corresponden a depósitos dejados por el frente de la corriente.

Si el área fuente es muy susceptible a la formación de corrientes de derrubios, las sucesivas oleadas de material discurren por un mismo canal y se acumulan formando un cono o abanico (figura 2.6).

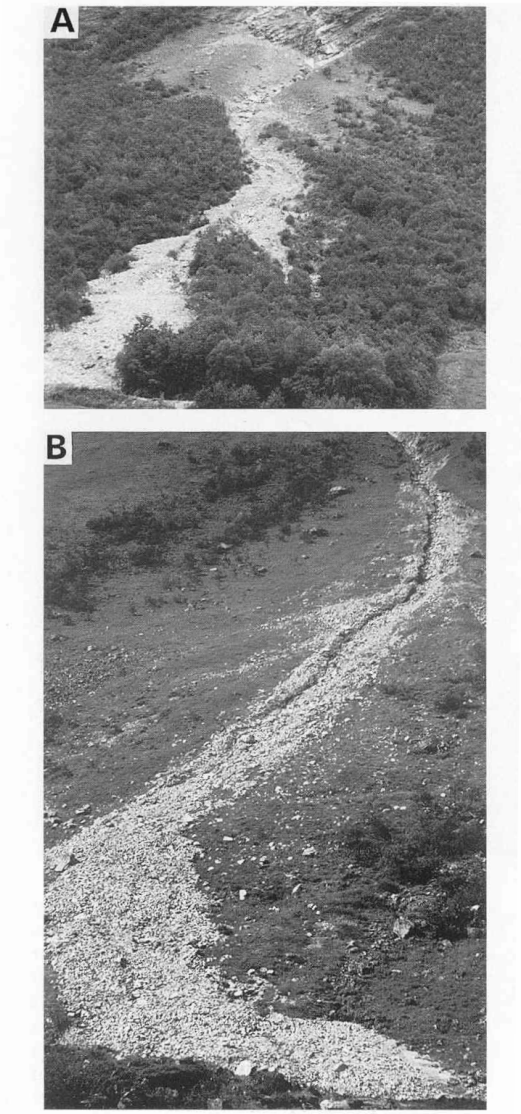

Figura 2.5. Depósitos de corrientes de derrubios con morfología digitada (A) y lobulada (B) (Blikra y Nemec 1998).

Por su textura y geometría se diferencian dos tipos básicos de depósitos, y ambos pueden encontrarse en una misma formación superficial (Blikra y Nemec, 1998):

- *Depósitos de corrientes de derrubios de alta viscosidad*
- *Depósitos de corrientes de derrubios de baja viscosidad*

Depósitos de corrientes de derrubios de alta viscosidad

En las corrientes de derrubios de alta viscosidad la textura de estos depósitos está caracterizada por:

1. Soporte de matriz o soporte mixto de clastos y matriz.
2. Sin gradación o con gradación inversa mostrada por los clastos de mayor tamaño (cantos gruesos y bloques), pero no por la matriz. En la parte superior del depósito puede observase una gradación normal debido al retrabajamiento por corrientes acuosas.
3. Los clastos pueden mostrar o no cierta orientación paralela o perpendicular el flujo.

Los depósitos pueden mostrar base y techo planos, como corresponde al carácter no erosivo de estas corrientes en la zona de acumulación. Sin embargo, la base puede ser algo irregular si la corriente recubre una superficie erosional preexistente, y la parte alta del depósito puede haber sido erosionada por una corriente de derrubios más móvil.

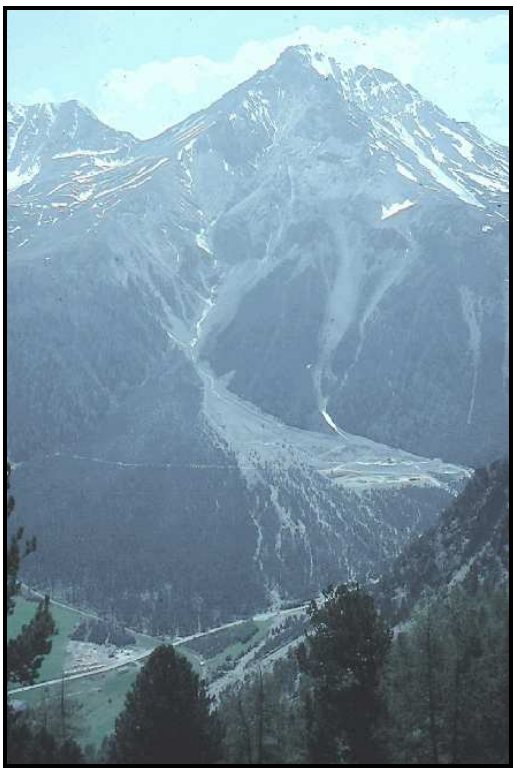

Figura 2.6. Abanico de derrubios de Muletta (Alpes suizos). Extraída de http://www.wsl.ch/land/dynamics/dendro/results-en.ehtml#dg

Depósitos de corrientes de derrubios de baja viscosidad

En este tipo de corrientes se produce cierta segregación longitudinal de tamaños de grano, que es también observable en los depósitos. La parte distal del depósito, correspondiente a la parte frontal de la corriente, es más rica en clastos, estos son de mayor tamaño (cantos gruesos a bloques) y soportan el depósito. Los clastos suelen estar orientados transversalmente a la dirección de flujo.

Pendiente arriba, el depósito muestra características propias de la cola de la corriente: es más delgado, más rico en matriz y contiene clastos más pequeños; el soporte es de matriz o de clastos. Los clastos pueden estar tanto orientados según la corriente como paralelamente a ella.

En la vertical puede existir una gradación inversa o normal en el tamaño de los clastos. La gradación normal es más habitual en los depósitos de “cola” de corrientes con gran contenido en agua. En ellas tanto la viscosidad como la densidad del fluido son menores, lo que no permite sustentar a los clastos de mayor tamaño, que son segregados al fondo.

Es frecuente observar capas alternantes textura de “frente” y de “cola”. Dos capas sucesivas con estas características pueden corresponder a una misma corriente de derrubios: cuando la parte frontal de la corriente se detiene, la cola, más acuosa y móvil, continúa desplazándose y recubre a la anterior. Buena parte de la cola puede acumularse a varias decenas (o centenares) de metros más abajo.

La mayor movilidad de las corrientes de baja viscosidad hace que los fenómenos de avulsión sean más habituales. Por este motivo se preservan más fácilmente los depósitos de canal, caracterizados por mostrar una base erosional. Así, en abanicos donde predominan este tipo de corrientes, las capas tienen geometrías lenticulares.

2.2. DEFINICIÓN DE PELIGROSIDAD

Se define peligrosidad como la probabilidad de que se produzca un fenómeno de una determina magnitud en un lugar y en un periodo de tiempo determinados. (Varnes ,1984) Definiéndose la magnitud como la energía o severidad del fenómeno y la frecuencia como la recurrencia o grado de actividad.

La evaluación de la peligrosidad implica, por tanto, determinar la relación que existe entre la frecuencia y la magnitud. La magnitud de las corrientes de derrubios puede aproximarse por el volumen de los depósitos acumulados por cada evento; este último puede calcularse a partir de una cartografía geomorfológica. (Moya, 2001)

Respecto a la frecuencia de ocurrencia del fenómeno su estimación resulta algo más complicada, de hecho, se han seguido y desarrollado diferentes modelos para estimarla. (Moya, 2001) .El registro histórico (documentos históricos y mapas antiguos) constituye una de las fuentes más fiables sin embargo su existencia es limitada. Otro elemento clave son las fotografías aéreas realizadas en diferentes épocas ya que permiten acotar en cierta medida la fecha del evento, no obstante las fotografías aéreas son relativamente jóvenes, y limitan su uso a los últimos cincuenta años.

Otra opción la constituyen los modelos determinísticos, mediante los cuales es posible realizar previsiones a corto plazo del momento de rotura, los sistemas de alarma están basados en este principio. Estos modelos se basan en la aplicación de las leyes físicas que rigen el fenómeno, mediante el uso de parámetros como los deslizamientos observados en la ladera, variaciones en el nivel freático o de las presiones de poros, etc. No obstante el problema de estos métodos radica en la cantidad de información que requieren, y que en ocasiones no está disponible, por lo que no se hace factible su aplicación a grandes extensiones. (García Gonzalez, 2004)

Una manera indirecta de determinar la frecuencia es mediante el análisis de los factores desencadenantes como las precipitaciones, seísmos, (lluvias intensas, fusión de nieve, sismos, entre otros. Sin embargo para que este procedimiento sea válido, hay que establecer una adecuada relación entre las corrientes de derrubios y los mecanismos que las causan, teniendo en cuenta, además que la frecuencia de estos fenómenos no están controlados únicamente por la frecuencia o intensidad de los factores desencadenantes, sino también por la disponibilidad de los materiales susceptibles o implicados. (Moya ,2001)

Por lo tanto la única vía realmente satisfactoria que queda para calcular la frecuencia de ocurrencia de las corrientes de derrubios es reconstruir la cronología mediante el uso de métodos de datación.

2.3. EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LA PELIGROSIDAD

En la inestabilidad de una ladera intervienen simultáneamente diversos factores. El conjunto de parámetros que intervienen y los caracterizan pueden permanecer constantes a lo largo de tiempo o variar a un ritmo muy lento. La litología, disposición estructural, o las características geotécnicas del material se pueden considerar invariables. Sin embargo existen otros parámetros que no siempre actúan con la misma intensidad, pudiendo iniciar el mecanismo de rotura al modificar las condiciones de estabilidad de la ladera. Entre ellos están la pluviometría, y la fusión de la nieve, y por tanto el papel que juega el agua en la estabilidad.

Los efectos que la lluvia provoca sobre las laderas y su relación con la formación de deslizamientos son causados normalmente por el incremento de presión de agua intersticial. Este incremento reduce la tensión efectiva que actúa sobre una superficie de rotura potencial con resistencia o permeabilidad diferente, favoreciendo el proceso de rotura en dicho plano.
Todos los grandes movimientos de ladera del siglo XX en Cataluña, se deben a episodios lluviosos. La lluvia es el factor desencadenante más frecuente y extendido en España. (Corominas, 2000).

Por tanto el clima ejerce un control de primer orden en la estabilidad de las laderas y la formación de deslizamientos. El cambio climático tendrá consecuencias en el comportamiento futuro de las laderas pero para poder realizar predicciones razonables, es necesario analizar primero la respuesta de las laderas y de los deslizamientos ante las situaciones meteorológicas del presente y pasado. El estudio de la relación entre el clima y los deslizamientos permite abordar diversos aspectos, entre ellos (Corominas, 2000):

1. La identificación de los umbrales de lluvia capaces de producir nuevas roturas en las laderas o reactivar deslizamientos ya existentes. Estos umbrales son la base imprescindible para la predicción a corto plazo de las roturas y la puesta a punto de los sistemas de alerta y evacuación.

2. El conocimiento de la actividad a medio y largo plazo de los deslizamientos. Las series temporales de roturas y reactivaciones sirven para determinar la frecuencia, parámetro fundamental para evaluar la peligrosidad.

3. La predicción de la respuesta de los deslizamientos a las fluctuaciones climáticas. En áreas de montaña, los grandes deslizamientos en estado latente, constituyen una grave amenaza para la población y las infraestructuras. El análisis de la actividad reciente y pasada de los deslizamientos puede proporcionar las claves para poder anticipar su reactivación en el futuro.

4. La utilización de los deslizamientos como geoindicadores de las variaciones del clima. Los cambios en el régimen de actividad de los deslizamientos, en determinados contextos pueden ser atribuidos a los cambios de las condiciones hidrológicas de la ladera, las cuales están controladas por el clima.

Los Pirineos, la Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico, las Cordilleras Béticas y las Sierras Costeras Catalanas, concentran el mayor número de roturas debido a la coincidencia de un relieve acusado -perteneciente en gran parte a sistemas morfogenéticos glaciares y/o periglaciares (activos o relictos)-, la presencia de terrenos susceptibles, y un régimen de lluvias torrenciales, especialmente en el entorno mediterráneo. Dos factores del relieve, que favorecen la inestabilidad, destacan sobre los demás: la acusada pendiente de las laderas como resultado de la excavación de los glaciares pleistocenos y el encajamiento de la red fluvial actual, en algunos casos acrecentada por procesos de levantamiento orogénico. En los depósitos glaciares (tills) son abundantes las corrientes y aludes de derrubios, y los deslizamientos rotacionales (Brocal, 1984; Bru et al 1984b).

En el Pirineo Oriental, en diversos episodios recientes el análisis de distribución espacial de las isoyetas y su relación con la aparición de roturas ha permitido establecer un umbral de intensidad de lluvia de 180-190 mm en 24-36 h (Gallart y Clotet 1988; Corominas y Moya 1999). Este valor no se puede precisar mejor porque los pluviómetros disponibles en esas épocas (hasta 1990) tan sólo miden la lluvia recogida en intervalos de 24 horas. No es precisa lluvia antecedente para producir estas roturas ya que durante la propia tormenta se generan en el terreno las condiciones hidrológicas requeridas para la inestabilidad. Por el contrario, lluvias persistentes de intensidad baja o moderada apenas provocan deslizamientos superficiales. A la luz de estos datos, el estudio se debe centrar en lluvias de carácter torrencial.

La incertidumbre sobre el aumento de las precipitaciones torrenciales y de los episodios anormalmente húmedos no permite realizar afirmaciones concluyentes. El aumento de la torrencialidad conllevaría a un aumento de las corrientes de derrubio, que a su vez podrían verse acentuados por los cambios en los usos del suelo y las pérdida de cobertera vegetal. (Corominas ,2000).

2.3.1 Climatología actual

En primavera, tal y como ocurre a finales del invierno, con la expansión de la corriente en chorro y el dominio de los patrones de circulación ondulada, existe un cambio en el tipo de flujo principal, motivado por el incremento de los flujos del sur y del suroeste, los cuales presentan mayor frecuencia a finales de la primavera. Esta clase de circulación es la responsable de volúmenes de precipitación importantes en el este y sureste de España, principalmente en las cuencas del Segura, Ebro, Jucar, Pirineo Oriental y en los ríos del Sur. En las cuencas mediterráneas el avance de masas de aire de procedencia atlántica, relativamente más frías que el mar, puede aumentar la inestabilidad y favorecer la formación de sistemas convectivos .En esta época del año es cuando se registran el mayor número de gotas frías en España (Llasat y Puigcerver ,1990).

En verano son importantes las lluvias muy intensas de corta duración, que afectan principalmente a los Pirineos y a la costa catalana, dando lugar frecuentemente a inundaciones súbitas en torrentes y rieras. Por su poca duración y pequeña extensión el aporte total, de estas precipitaciones, a las cuencas es pequeño.

En otoño, existe un incremente de la circulación del oeste y del noroeste, así como del tipo del suroeste. Las situaciones del sureste en bajos niveles y el suroeste en altura (asociadas a la presencia de un surco en altura o de una gota fría), con advección de aire muy cálido y húmedo en bajos niveles, son muy favorables al desarrollo de sistemas convectivos. Esto sistemas pueden afectar principalmente a la costa del Mediterráneo.

2.3.2 Previsión

Muchos son los informes y modelos propuestos para el análisis del cambio climático, unos de carácter global y otros, más específicos de carácter regional. Por lo que se refiere a previsiones de precipitación, no existe un consenso definitivo sobre el tema. El informe acacia (Parry, 2000) por ejemplo, señala que el principal riesgo en los países del sur de Europa deriva de las crecidas relámpago debidas a lluvias torrenciales, así como incremento notable de temperatura durante periodo estival. No obstante, los escenarios previstos para la Península Ibérica (de Castro et al.2005), difieren notablemente. Cuatro aspectos se han tenido en cuenta en relación a las consecuencias del cambio climático sobre la estabilidad de las laderas:

- Aumento de la precipitación invernal en la Cornisa Cantábrica y cuenca norte del río Duero.
- Reducción de la precipitación en términos absolutos y posibles aumento de la irregularidad de las precipitaciones en el arco mediterráneo.
- Ascenso moderado del nivel del mar.
- Aumento de las temperaturas con el consiguiente desplazamiento altitudinal de la vegetación.

Christensen y Christensen (2003) prevén un incremento en la frecuencia de las lluvias torrenciales durante los meses de verano en Europa, aunque los resultados en la Peninsula Iberica tienen un alto grado de incertidumbre. DeCastro (2005), por el contrario, considera que no se alteraría significativamente el grado de torrencialidad de las precipitaciones. De todos modos, es de esperar el aumento de deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios y desprendimientos debido a las alteraciones de origen antrópico y a una menor protección de las laderas por la vegetación que tendrá unas condiciones climáticas más adversas para su desarrollo y se verá afectada por el aumento de los incendios.

Los modelos más actuales de cambio climático, predicen importantes modificaciones en las condiciones climáticas futuras, especialmente en las regiones de montaña. (Nogués *et al.*, 2007). Además, a escala global, diferentes modelos muestran que en la cuenca mediterránea es donde mayor descenso pluviométrico se dará a finales del siglo veintiuno. (Houghton *et al.*, 2001).

En España se están realizando avances en la caracterización de eventos extremos de precipitación que pueden ser válidos para las cuencas atlánticas, sin embargo las cuencas mediterráneas, el grado de incertidumbre es elevado debido a que resulta difícil modelas las complejas interacciones que se producen en el entorno mediterráneo en relación con los eventos externos.

Previsiones a parte, cabe recordar que el simple estudio de la variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones en el Pirineo no es una tarea sencilla, debido a que la variabilidad espacial resulta muy importante como consecuencia del relieve (LÓPEZ-MORENO, 2006) y de la influencia de diferentes masas atmosféricas (CREUS, 1983; ESTEBAN *et al*., 2004).

2.3.3 Efectos

A pesar de todas estas conjeturas, la verdad es que ningún modelo de circulación atmosférica global o regional es capaz de generar escenarios fiables sobre cambios esperables en relación a fenómenos extremos, y estas suposiciones parten de la base de que el cambio climático alterará todo el volumen de precipitación mensual en la misma proporción, sin tener en cuenta la concentración de lluvia en periodos temporales cortos (escala horaria o diaria).

No existe una predicción cien por cien fiable respecto a los cambios que tendrán lugar en nuestro clima, lo que sí se puede predecir son las consecuencias que ocasionarían, si tuvieran lugar dichos cambios. Por lo tanto, cabe estudiar las consecuencias de los fenómenos que tienen influencia sobre las corrientes de derrubios: aumento de las temperaturas y aumento de eventos de precipitación extremos. Como se ha mencionado en apartados anteriores las lluvias torrenciales son el principal desencadenante de origen climático; su incremento ,por tanto, se vería traducido en un incremento en la frecuencia de corrientes de derrubios, cuyos efectos podrían verse exacerbados si además se le añade falta de suelo y menor recubrimiento vegetal. Por otro lado el incremento de la temperatura en regiones de montaña, provocaría la fusión de la nieve, otro factor desencadenante de corrientes de derrubios.

Tampoco se deben olvidar las acciones antrópicas sobre el paisaje, que aunque de manera más indirecta, también son responsables de movimientos de ladera. Tales como talas forestales, incendios, filtraciones, sobrecargas, excavaciones y desmontes. En la Comarca de los Serranos (Valencia) se ha observado que el umbral de lluvias capaz de producir roturas ha disminuido tras varios incendios. (Izquierdo y Abad 1997). Se deben aplicar nuevas políticas que regulen de manera más estricta las posibles acciones sobre el paisaje y entorno.