

12. IMPACTOS SOBRE LOS RIESGOS NATURALES DE ORIGEN CLIMÁTICO

B. RIESGO DE INESTABILIDAD DE LADERAS

Jordi Corominas

Contribuyentes

F. J. Ayala, A. Cendrero, J. Chacón, J. R. Díaz de Terán, A. González, J. Moya,
J. M. Vilaplana

Revisor

C. Bonnard

RESUMEN

La inestabilidad de laderas produce un impacto económico evaluado en cientos de millones de euros anuales, que afecta fundamentalmente a vías de comunicación y, en menor medida, a núcleos de población. Mientras que el número de víctimas mortales por deslizamientos se ha reducido en las últimas décadas, el producido por aludes de nieve ha aumentado debido a una mayor frecuentación de la montaña.

Los deslizamientos y aludes se concentran en las principales cordilleras montañosas, especialmente en los Pirineos, la Cordillera Cantábrica y las Cordilleras Béticas. No obstante, en las márgenes de los ríos de las grandes cuencas Terciarias también son inestables. El relieve junto al componente litológico explican la distribución geográfica de las roturas en por deslizamiento mientras que es la acumulación en la zona supraforestal y el relieve lo que determina el origen de los aludes de nieve. En las zonas costeras, las roturas se concentran en los acantilados rocosos abiertos a la erosión marina.

Los principales mecanismos desencadenantes de deslizamientos son la lluvia, la fusión de la nieve, las sacudidas sísmicas, las erupciones volcánicas, la socavación por el oleaje y erosión fluvial. Los deslizamientos también pueden ocurrir de forma espontánea sin ningún desencadenante aparente. Los deslizamientos por causas climáticas son los más frecuentes. No obstante, la relación entre el clima y la inestabilidad de laderas es compleja debido a la gran variedad de mecanismos de rotura. Las lluvias de gran intensidad y corta duración (superiores a 100 mm en la Cordillera Cantábrica y a 180 mm en el Pirineo) producen de manera generalizada deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios y desprendimientos. Lluvias de intensidad baja o moderada prolongadas durante algunos días o semanas reactivan deslizamientos y coladas de barro. Los grandes deslizamientos tienen un comportamiento muy dependiente del contexto geológico-geomorfológico en el que se encuentran pero, con frecuencia, sus reactivaciones están asociadas a períodos anormalmente húmedos estacionales. De todos modos, no hay que olvidar que, las modificaciones antrópicas (talas forestales, filtraciones, sobrecargas) son causa importante de la aparición de nuevas roturas, aparentemente espontáneas.

En el siglo pasado se han detectado dos periodos húmedos de mayor actividad, los 1905-1930 y 1958-1987, y un periodo de relativa tranquilidad que abarca desde los años 30 hasta los 50. Esta aparente ciclicidad ha sido observada también en otras regiones europeas aunque no de manera simultánea. En lo que se refiere a los aludes de nieve, en los últimos decenios no se ha observado ningún cambio de tendencia ni en la frecuencia ni tipología de los mismos.

La incertidumbre sobre el aumento de la frecuencia de las precipitaciones torrenciales y de los episodios anormalmente húmedos no permite realizar afirmaciones concluyentes. El aumento de la torrencialidad conllevará un mayor número de deslizamientos superficiales y corrientes de derrubios, cuyos efectos pueden verse exacerbados por los cambios de uso del suelo y un menor recubrimiento vegetal. Como consecuencia de ello, es previsible el aumento de la erosión en las laderas que se traducirá en una pérdida de calidad de las aguas superficiales, por el aumento de la turbidez, y un mayor ritmo de colmatación de los embalses.

El descenso de la precipitación nival no implicaría necesariamente una reducción de los aludes debido al aumento de los aludes de fusión, aunque es de esperar una menor extensión geográfica.

La planificación territorial y urbana evitando las áreas más susceptibles es la mejor herramienta adaptativa. El turismo invernal, sin embargo, puede verse afectado desfavorablemente por la menor innivación.

Es necesario disponer de un inventario completo de deslizamientos y una mejor estimación de los daños, que son muy superiores a las cifras conocidas. Es necesario profundizar en las relaciones entre los eventos lluviosos y los distintos tipos de deslizamiento.

12.B.1. INTRODUCCIÓN

La inestabilidad de laderas es la rotura y desplazamiento de una masa de rocas o tierras hacia el exterior de la misma, con una componente descendente inducida por la acción de la gravedad. También recibe el nombre genérico de deslizamiento. A diferencia de otros peligros naturales, los deslizamientos tienen lugar de manera dispersa en el territorio, especialmente en zonas montañosas y poco pobladas. Por este motivo, los daños materiales y las pérdidas humanas son menores que en las crecidas fluviales o los terremotos. De todos modos, desde el año 1000, han provocado la muerte de, al menos 280.000 personas en todo el mundo (Ayala-Carcedo 1994). La previsión de pérdidas en España para el periodo 1986-2016 ha sido estimada para una hipótesis de riesgo medio, en más de 4500 millones de euros (Ayala-Carcedo *et al.* 1987).

La rotura de laderas incide de manera notable en la economía local. Poblaciones como Alcoi (Alicante); Castellbisbal, El Papiol y Sant Sadurní d'Anoia (Barcelona); Arcos de la Frontera y Medina Sidonia (Cádiz); Benamejí (Córdoba); Blanes, Castellfollit de la Roca y L'Estartit (Girona); Albuñuelas, Almuñécar, Izbor, Monachil, y Olivares (Granada); Rosiana (Gran Canaria); Brallans y Tamarite de Litera (Huesca); Abella de la Conca, Cabdella, El Pont de Bar, La Coma, La Guingueta, Puigcerçós, Sort-Bressui (Lleida); Argueda, Azagra, Falces, Funes, Lodosa, Peralta, Valtierra, (Navarra), por citar algunas de ellas, han sufrido daños de diversa consideración. Asimismo, algunos movimientos han comprometido la construcción de presas como las de Zahara (Cádiz), Arenós (Castellón), Beninar (Granada), Lanuza (Huesca), Giribaile (Jaén), La Viñuela (Málaga), Las Picadas y el Atazar (Madrid), Urdalur (Navarra), Contreras y Cortes de Pallás (Valencia). Habiendo sido necesarios onerosos trabajos de contención y programas detallados de auscultación de los movimientos (Sánchez y Soriano 2001).

Sin embargo, los mayores daños son debidos a causas antrópicas. En particular, por los cambios de uso del suelo (talas forestales, alteraciones del drenaje de las laderas) y la ejecución de excavaciones y desmontes. Así, en vías de comunicación son frecuentes las caídas de los taludes y roturas en los terraplenes, en ocasiones, dejando aislados valles enteros y a sus poblaciones, como ocurrió en La Massana (Principado de Andorra) en octubre de 1987 que dejó incomunicado el valle de la Valira del Nord durante un mes. Aunque no existen cifras oficiales, los costes de roturas en desmontes superan con creces los cientos de millones de euros anuales. Sólo las lluvias de invierno de 1995-96 y 1996-97 en Andalucía dieron lugar a cientos de roturas en desmontes y terraplenes de las principales vías de comunicación. Por ejemplo, en la provincia de Málaga, sólo en un tramo de apenas 10 km entre Ardales-Campillo se contabilizaron más de 100 roturas en desmontes (González *et al.* 1997). El coste y las molestias producidas en las retenciones kilométricas por el hundimientos de terraplenes en marzo y mayo de 2004, en la autopista A-3 en Perales de Tajuña (Madrid) o en la AP-7 en Viladesens (Girona), respectivamente, son de difícil estimación.

El uso creciente del espacio en regiones de montaña asociado al turismo y a las actividades deportivas, comporta una concurrencia inusitada en áreas de marcada inestabilidad. Las nuevas vías de comunicación y núcleos urbanos se extienden por lugares en los que los deslizamientos, desprendimientos y otros movimientos ocurren con relativa frecuencia, aumentando así el riesgo para las personas e instalaciones. Por este motivo, el número de incidencias aisladas aumenta año tras año (Tabla 12.B.1).

Tabla 12.B.1. Roturas ocurridas los últimos 150 años con víctimas y daños de relevancia (elaboración propia a partir de diversas fuentes).

Localidad	fecha	tipo	consecuencias
Felanitx (Mallorca)	31 marzo 1844	rotura terraplén	414 muertos y 200 heridos
Azagra (Navarra)	1856	desprendimiento	11 muertos
Azagra (Navarra)	21 julio 1874	desprendimiento	92 muertos y 72 casas destruidas
Puigcercós (Lleida)	13 enero 1881	deslizamiento	Casas destruidas. Abandono pueblo
Albuñuelas (Granada)	25 diciembre 1884	deslizamiento	102 muertos y más de 500 heridos. 463 casas destruidas
Azagra (Navarra)	20 enero 1903	desprendimiento	2 muertos
Bono (Lleida)	26 octubre 1937	Alud derrubios	Obtura río
Rocabruna (Girona)	18 octubre 1940	corriente derrubios	6 muertos
Alcalá de Júcar (Albacete)	1946	desprendimiento	12 muertos y varias casas destruidas
Azagra (Navarra)	13 mayo 1946	desprendimiento	2 muertos
Rosiana (Gran Canaria)	17 febrero 1956	deslizamiento	Puente y casas destruidos. 250 evacuados
Benamejí (Córdoba)	Febrero 1963	deslizamiento	55 viviendas destruidas y 50 dañadas
Senet, Benasque (Huesca),	3 agosto 1963	Corriente de derrubio	Obtura río. Afecta carretera
Villanueva de San Juan (Sevilla)	Mayo 1964	Colada de tierras	Obstrucción parcial río. Corta carretera
Alcoi (Alicante)	Diciembre 1964	Deslizamiento rotacional	Agrieta casas
Pont de Bar (Lleida)	7 noviembre 1982	deslizamiento	Casas destruidas. Abandono pueblo
Capdella (Lleida)	7 noviembre 1982	corriente derrubios	3 muertos
Cabra del Camp (Tarragona)	Septiembre 1987	desprendimiento	1 muerto. Autobús alcanzado
Guixers (Lleida)	Octubre 1987	desprendimiento	2 muertos. Vehículo alcanzado
La Massana (Andorra)	Octubre 1987	Deslizamiento	2 muertos. Vehículo alcanzado
Benamejí (Córdoba)	27 diciembre 1989	Deslizamiento	Afectadas decenas de viviendas
Camprodón (Girona)	Mayo 1992	Corriente derrubios	2 muertos

Collado Escobal (Asturias)	Diciembre 1993	Deslizamiento - Corriente derrubios	3 muertos. Destruye vivienda
Sant Corneli (Barcelona)	17 diciembre 1997	Deslizamiento	1 herido grave. Carretera cortada
Ampuero (Cantabria)	10 enero 1999	Deslizamiento – colada de tierras	Destruye varias casas
Montserrat (Barcelona)	10 junio 2000	Corrientes derrubios y desprendimientos	Daños diversas carreteras y funicular
Tenerife	31 marzo 2002	desprendimientos	Carreteras TF-1, TF-2 y TF-5 cortadas
Mogán – Gran Canaria	12 diciembre 2002	desprendimiento	1 muerto –vehículo alcanzado
Cala Sr. Ramon de Palafrugell - Girona	25 Agosto 2003	desprendimiento	2 muertos y 2 heridos
Barruera – Vall de Boí- Lleida	20 septiembre 2003	desprendimiento	2 heridos. Carretera cortada.
Buscabrero de Salas (Asturias)	16 noviembre 2003	Corrimiento – corriente derrubios	2 muertos - vivienda

Dentro de la inestabilidad de laderas, los aludes de nieve tienen un impacto creciente. El auge de los deportes de invierno durante los últimos 15 años ha comportado una mayor frecuentación de la montaña en los distintos macizos ibéricos. A la práctica habitual del esquí alpino dentro los dominios esquiabiles delimitados, hay que añadir el esquí fuera pista, el esquí de montaña o de travesía y el montañismo invernal. El gran desarrollo de los centros de esquí lleva asociado la urbanización de los valles de alta montaña, los cambios de uso del suelo y la necesidad de mantener los accesos viarios abiertos durante todo el invierno. En consecuencia, en España, zonas de alta montaña tradicionalmente expuestas al peligro de los aludes, que tienen en la actualidad una notable presencia de esquiadores, montañeros, edificaciones, carreteras y otras infraestructuras.

Entre los años 1990 y 1999, 47 personas fallecieron en España por causa de los aludes de nieve. Los macizos o cordilleras con más accidentalidad fueron los Pirineos con 41 víctimas, pero también la hubo en Sierra Nevada (1) y en la Cordillera Cantábrica (5). El número de víctimas por aludes en las últimas décadas ha ido en aumento: 25 en los setenta, 38 en los ochenta y 47 muertos y 37 heridos en los noventa (Base de datos ICC, López *et al* 2000, Rodés 1999). La media anual de víctimas mortales por causa de los aludes desde 1970 es de entre 3 y 4 personas (3.5 muertos de media en los últimos 30 años). En la década 1990 – 1999, la media anual aumenta hasta 4.7 fallecidos. Este incremento se explica por la alta siniestralidad de los eventos ocurridos en la temporada 1990 – 1991 que, con 22 víctimas mortales, representa prácticamente el 50% de las víctimas totales de la década. En esta temporada ocurre uno de los accidentes más graves por su elevado número de víctimas mortales. Un grupo de militares en prácticas de esquí de montaña en el Pico de Paderna (Valle de Benasque) desencadena un alud de placa muriendo nueve personas en el accidente.

Ante el aumento de la actividad en montaña durante el periodo invernal se inició en el año 1990 en el Pirineo de Cataluña un programa de recogida de información sistemática sobre todos los aludes en los que se vieran implicadas personas. Los datos obtenidos de esta información muestran que un número importante de personas han puesto en peligro su vida por causa de los aludes, un total de 187 personas en 38 accidentes durante la década de

los noventa. Desgraciadamente, un 20% de ellas corresponden a víctimas mortales o heridos graves (6% muertos y 14% heridos).

12.B.2. SENSIBILIDAD AL CLIMA

12.B.2.1. Sensibilidad al clima actual

12.B.2.1.1. Factores desencadenantes de los deslizamientos y aludes

Un desencadenante es un estímulo externo que causa la rotura de forma casi inmediata mediante el aumento rápido de las tensiones o reduciendo la resistencia del material de la ladera. Los principales mecanismos desencadenantes de deslizamientos son la lluvia, la fusión de la nieve, las sacudidas sísmicas, las erupciones volcánicas, la socavación por el oleaje y erosión fluvial. Los deslizamientos también pueden ocurrir de forma espontánea sin ningún desencadenante aparente.

La lluvia es el factor desencadenante más frecuente y extendido en España. Produce inestabilidad por infiltración del agua en la ladera con el consiguiente aumento de las presiones en los poros y juntas del terreno, reduciendo así su resistencia. La relación entre la cantidad de agua infiltrada y la que brota de la ladera controla los cambios en la presión del agua subterránea. Con la infiltración de la lluvia las presiones de agua aumentan hasta un nivel crítico en el que tiene lugar la rotura. El ritmo de infiltración está controlado por la pendiente de la superficie topográfica, el recubrimiento vegetal y la permeabilidad de los materiales. Por otro lado, la estabilidad de la ladera está condicionada por la resistencia del terreno y por la geometría de la misma. La lluvia crítica para producir la rotura cambiará de una ladera a otra y, por tanto, el establecimiento de umbrales regionales de lluvia que den lugar a la rotura de las laderas, tiene notables incertidumbres. A pesar de ello, los umbrales obtenidos son de una inestimable ayuda para la gestión del riesgo.

Hay que tener presente que las actuaciones humanas condicionan en gran medida la aparición de situaciones de inestabilidad en las laderas, dando lugar a deslizamientos que se desarrollan aparentemente de forma espontánea. Así, pérdidas en la red de abastecimiento de aguas o en la de alcantarillado, alteraciones en la cobertura vegetal o cambios en el tratamiento o manejo del terreno (talas masivas de superficie arbórea, desarrollo de pastizales, excavaciones, minas, etc.) producen modificaciones en la distribución de fuerzas en las laderas. Estas actuaciones favorecen, a menudo, la ruptura de las laderas, en condiciones relativamente moderadas de los factores desencadenantes.

La influencia humana es también evidente en el desencadenamiento de aludes de nieve. Si analizamos el número de víctimas involucradas por accidentes según el tipo de aludes, los de placa son aquellos que mayor riesgo comportan para los montañeros. El número de víctimas por aludes de nieve reciente le corresponde el 44% del total, los aludes de placa el 38% y los de fusión o de nieve húmeda el 18%. En general los aludes de nieve reciente son avalanchas de nieve polvo de grandes dimensiones desencadenadas por factores naturales y que inciden sobre las víctimas con una gran presión de impacto. En cambio, los aludes de placa que implican a esquiadores y montañeros suelen ser desencadenados de forma accidental por las mismas víctimas que se encuentran sobre la placa. En los accidentes relacionados con aludes de fusión o de nieve húmeda (flujos de nieve densa producidos en situaciones de aumento de la temperatura) las víctimas suelen ser alcanzadas por el flujo en las laderas o en las vaguadas.

12.B.2.1.2. Condiciones meteorológicas y estabilidad de laderas

A pesar del posible origen múltiple de los deslizamientos, en la Península Ibérica una inmensa mayoría de las roturas se debe al régimen de precipitaciones. Todos los grandes movimientos registrados en Cataluña en el siglo XX, se deben a episodios lluviosos. En la cuenca carbonífera asturiana, un análisis sobre 213 roturas producidas entre 1980 y 1995 (Domínguez 2003) muestra que el 80% de las mismas se debieron directamente a la lluvia mientras que el resto tenía un origen antrópico (obras, filtraciones, minería,...). En Cantabria se tiene constancia de la ocurrencia de dos episodios de lluvias (1983 y 1994) muy intensas (superiores a 100 mm en 24 h) que ocasionaron numerosos deslizamientos por toda la región (González-Díez 1995). En una revisión de 20 deslizamientos repartidos por toda la geografía española Ferrer y Ayala (1997) observaron que las roturas y reactivaciones en deslizamientos, coladas de tierras y corrientes de derrubios se producían en episodios lluviosos anormalmente elevados, con valores que oscilan entre el 15 y el 120% de la lluvia media anual. Lamas *et al.* (1997), encontraron que las lluvias responsables del episodio de deslizamientos en Andalucía de 1996-97 superaron los máximos históricos de los últimos 100 años en el 30% de las estaciones meteorológicas. Las lluvias acumuladas entre noviembre de 1996 y enero de 1997 fueron, en todos los observatorios del sudeste andaluz, más de doble del valor medio correspondiente al mismo periodo estacional.

La duración e intensidad de los episodios lluviosos, los materiales que componen la ladera y la morfología la misma, son los principales factores condicionantes del tipo de deslizamiento producido. En el Pirineo se han distinguido tres situaciones que dan lugar a rotura de laderas o reactivaciones de deslizamientos (Moya y Corominas 1997, Corominas *et al.* 2002): (a) lluvias de gran intensidad y corta duración provocan deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios y desprendimientos de forma generalizada; (b) episodios lluviosos de intensidad moderada a baja, prolongados durante varios días o algunas semanas, reactivan deslizamientos rotacionales, traslacionales y coladas de barro; (c) episodios estacionales e interanuales anormalmente húmedos producen reactivaciones en grandes deslizamientos. En contextos geológicos particulares las reactivaciones también pueden ocurrir con lluvias de corta duración.

En la Cordillera Cantábrica, se ha podido establecer, para los últimos 100.000 años, una relación entre períodos de aumento de las precipitaciones e incremento de la frecuencia de deslizamientos (González-Díez *et al.* 1996, 1999). A escala de las últimas décadas, es bien conocida la relación entre episodios de lluvias intensas (p.ej., en agosto de 1983) y deslizamientos, sobre todo superficiales (Remondo 2001, Remondo *et al.* 2004, Cendrero 2003, Cendrero *et al.* 2004, Remondo *et al.* 2004).

Los desprendimientos son frecuentes en épocas de lluvia. Sin embargo, también se producen por efecto de ciclos de hielo-deshielo, penetración de raíces o de manera espontánea inducidos por mecanismos de meteorización. Por este motivo, la relación con la precipitación es débil. Tanto en las laderas escarpadas de valles modelados por procesos glaciares, como en el resto de cantiles rocosos muestran juntas abiertas por descompresión que son fuente de desprendimientos. El ritmo de ocurrencia de desprendimientos parece estar sujeta a las fluctuaciones de la temperatura alrededor de 0° más que al régimen de precipitaciones como ocurrió durante la Pequeña Edad de Hielo (Grove 1972).

Deslizamientos superficiales y desprendimientos

En laderas recubiertas por depósitos de vertiente (coluviones) y rocas alteradas, las lluvias de gran intensidad y corta duración tienen capacidad para desencadenar deslizamientos y corrientes de derrubios y desprendimientos. En el Pirineo Oriental, el análisis de las isoyetas y su relación con la distribución de roturas en diversos episodios recientes 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). En estos casos no era preciso lluvia antecedente. Por el contrario, lluvias persistentes de intensidad baja o moderada apenas provocan deslizamientos superficiales. Ello se debe a la presencia de grandes huecos interparticulares en los coluviones y de macroporos (moldes de raíces, tubificación, perforaciones de animales) en formaciones arcillosas meteorizadas que facilitan el drenaje rápido de las aguas de infiltración de las lluvias de baja intensidad y moderadas. Sólo las lluvias de gran intensidad permiten generar aumentos significativos de las presiones de agua en los poros que conducen a la rotura. Este umbral no está muy alejado de los 171 mm en 19 horas que en junio de 2000 provocaron numerosas corrientes de derrubios, deslizamientos y desprendimientos en Montserrat (Marquès *et al.* 2001).

Determinados contextos locales pueden modificar estas relaciones. En Cantabria, se ha comprobado la aparición de deslizamientos superficiales sobre las laderas de pendientes fuertes, esculpidas sobre materiales del Keuper, con intensidades de precipitación entre 50 y 65 mm/h, muy por debajo de lo esperado. La hipótesis que se está barajando es que durante los meses con mayor pluviosidad acumulada, se desarrolla un flujo de agua subterránea de alto caudal a través de tubificaciones existentes en arcillas del Keuper, ricas en yesos. En el momento que se produce un incremento de la intensidad de lluvia, los caudales se concentran rápidamente a través de las tubificaciones y son capaces de desencadenar argayos (deslizamientos superficiales) justo en el lugar de surgencia.

En desmontes de carreteras y ferrocarriles estos umbrales pueden variar substancialmente a la baja. Esto se debe a que la estabilidad de los desmontes está también condicionada por la geometría (ángulo y altura del desmonte) y el procedimiento de excavación que, según haya sido con procedimientos mecánicos o con explosivos puede afectar a la calidad de la roca. Así, el umbral de lluvia para generar roturas en laderas y desmontes de Asturias se ha establecido en 60 mm en 24 horas (Domínguez *et al.* 1999, Domínguez 2003) y en el Pirineo Oriental en 110 mm en 24 horas (Moya y Corominas 1997, Moya 2002), muy por debajo del observado en laderas naturales. Esta disminución se explica también por la escasez de suelo capaz de almacenar agua en pendientes de desmontes.

Deslizamientos y coladas de tierras

Las coladas de tierras y los deslizamientos rotacionales y traslacionales, con volúmenes de algunas decenas a cientos de miles de metros cúbicos, suelen reactivarse durante episodios de moderada intensidad, entre 40 y 100 mm de lluvia en 24 h, con la condición de que se hayan acumulado 90 mm o más de lluvia en los días precedentes (Corominas y Moya 1999). Este tipo de deslizamientos tienen lugar en formaciones geológicas arcillosas y limo-arcillosas de baja permeabilidad. En estas formaciones la infiltración del agua de lluvia está controlada por el tamaño de las partículas y, en menor medida, por las fisuras y la recarga a través de capas más permeables como las areniscas interestratificadas. Los citados autores han establecido el siguiente umbral para el Pirineo:

$$I = 66.1 D^{-0.59}$$

Donde I, es la intensidad media de lluvia en milímetros por día y D es la duración de la tormenta en días. La expresión es válida para episodios lluviosos de más de una semana de duración, que hayan acumulado, por lo menos, 90 mm de lluvia.

Grandes deslizamientos

Los registros históricos muestran que la mayoría de primeras roturas de grandes deslizamientos han sido desencadenadas por factores no climáticos (Corominas 2000). Por el contrario, la lluvia es la causa más frecuente de la reactivación de deslizamientos latentes y de la aceleración de los ya activos. La relación entre la lluvia y la actividad de los deslizamientos no se puede establecer fácilmente; esto es debido a que el comportamiento hidrológico de los grandes deslizamientos no se comprende todavía suficientemente. El avance en este campo requiere una modelación mecánico-hidrológica compleja que requiere gran cantidad de datos del terreno e instrumentales, raramente disponibles. En general los largos periodos húmedos (a escala estacional, anual o decenal) parecen tener cierta influencia en la reactivación de los grandes deslizamientos (figura 12.B.1) aunque, a menudo, la relación sólo puede establecerse de manera cualitativa.

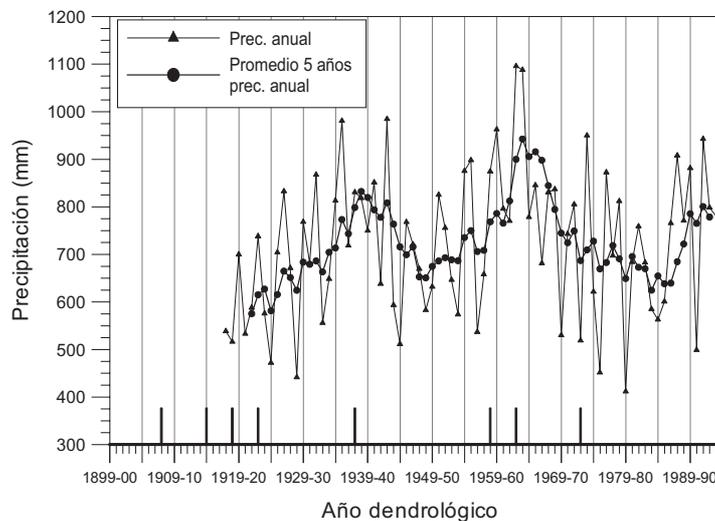


Fig. 12.B.1 . Episodios de reactivación (barras verticales) del deslizamiento del Barranco de Boés en Llavorsí (Pirineo Central) y su relación con la lluvia media anual y la de cinco años registrada en la estación meteorológica de Capdella. Los episodios de reactivación se han identificado mediante análisis dendrogeomorfológico (Corominas et al. 2004).

Sin embargo, en contextos geológicos muy particulares que favorecen la inestabilidad, sea por el aporte extraordinario de agua subterránea (p.ej. contacto con macizos cársticos) o por cambios topográficos bruscos (p.ej. la erosión del pie), los deslizamientos pueden reactivarse con episodios de lluvia de corta duración gran intensidad. Algunos casos se pudieron observar durante las intensas lluvias de 6-7 de Noviembre de 1982 en el Pirineo Oriental (Corominas y Alonso 1990). Asimismo, algunos deslizamientos están en permanente movimiento, como en Vallcebre (Pirineo Oriental), con un volumen estimado de más de $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Corominas et al. 1999). La presencia de grietas, que facilitan la entrada directa del agua de lluvia al deslizamiento, junto con la erosión del pie por un torrente posibilitan la aceleración del movimiento en cuestión de unas pocas horas (figura 12.B.2).

La omisión de estos aspectos puede conducir a una equivocada percepción del papel del clima en el desencadenamiento de los deslizamientos.

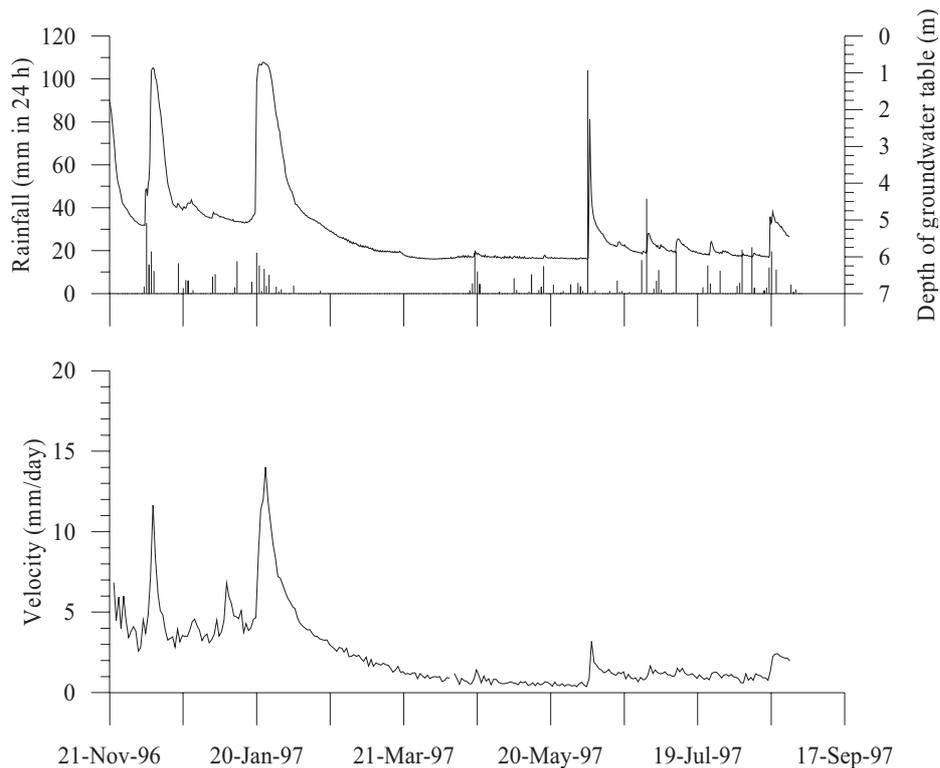


Fig. 12.B.2. Episodio lluvioso y respuesta del deslizamiento de Vallcebre (Barcelona). Arriba: registro de lluvia (barras verticales) y cambios de los niveles de agua subterránea en el sondeo S-2. Abajo: velocidad de desplazamiento horizontal de la superficie del terreno en la boca del sondeo (Corominas et al. 1999).

12.B.2.1.3. Distribución espacial de la inestabilidad

La distribución de los deslizamientos por España está controlada por dos elementos fundamentales: el relieve y la presencia de materiales susceptibles (tabla 12.B.2). También influyen, pero en menor medida, la vegetación y el tipo de uso del terreno. El clima, la erosión y los terremotos son, por ese orden los mecanismos desencadenantes más frecuentes. Los sectores occidental y central de la Península, que constituyen el zócalo hercínico de la Meseta, son los menos problemáticos. Esto se debe a las características resistentes de los materiales (rocas plutónicas, gneises, cuarcitas y esquistos) y a la suave morfología (Araña et al. 1992). Por el contrario, las cordilleras alpinas presentan el mayor número de fenómenos, favorecido por el joven relieve de las cordilleras, la elevada pluviosidad y la presencia de litologías susceptibles. La naturaleza eminentemente carbonatada de los rebordes montañosos de la Meseta, confiere a estas zonas una relativa estabilidad; no obstante las formaciones arcillosas y arenosas, abundantes en ciertas áreas de la Cordillera Cantábrica, son altamente inestables. En las depresiones terciarias, son usuales los relieves tabulares debido a la disposición subhorizontal de los estratos. Los ríos que drenan estas depresiones excavan amplios valles en los que las vertientes constituidas por materiales arcillosos o limolíticos experimentan abundantes procesos de inestabilidad.

Tabla 12.B.2. Litologías inestables en España, tipos de roturas asociadas y su distribución geográfica (síntesis a partir de datos de Corominas 1985, Corominas 1989, Araña et al. 1992, Corominas 1993).

<u>Litología</u>	<u>Edad</u>	<u>Tipo de rotura</u>	<u>Area</u>
Pizarras negras	Silúrico	Deslizamientos, Coladas de tierras	Pirineo
Yesos y arcillitas	Keuper	Deslizamientos rotacionales y traslacionales, coladas de tierras	Pirineo, Cordilleras Costeras Catalanas, Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico, Sierra Tramuntana, Subbéticas
Arcillas rojo-violáceas, margas y limolitas (Facies Weald)	Cretácico inferior	Deslizamientos rotacionales y traslacionales	Cordillera Cantábrica Sistema Ibérico
Alternancias de margas azules con calizas	Aptiense	Deslizamientos rotacionales y coladas de tierras	Sistema Ibérico
Alternancias de lutitas, areniscas rojas, lignitos (Facies Garum)	Cretácico Superior	Deslizamientos rotacionales, traslacionales, coladas de tierras	Pirineo
Arcillas margosas	Eoceno inferior - Luteciense	Deslizamientos rotacionales, coladas de tierras	Prepirineo Sierras Prebéticas
Margas y alternancias de arenisca, margas y calizas (Facies Flysch)	Eoceno inferior	Coladas de tierras, deslizamientos	Pirineo, Costa Cantábrica
Yesos masivos	Oligoceno	Desprendimientos y vuelcos	Depresión del Ebro
Arcillas, limos arenosos	Mioceno	Deslizamientos rotacionales, coladas de barro	Cuenca del Duero, Tajo. Depresiones intramontañosas del Vallès-Penedès, Cerdanya, Granada, Hoya de Alcoy
Grandes bloques y gravas rodeados de matriz arenosa-limosa o arcillosas (Till glaciar)	Pleistoceno	Corrientes y aludes de derrubios. Deslizamientos rotacionales	Pirineo, Cordillera Cantábrica,
Gravas, arenas, limos y arcillas (coluvión)	Pleistoceno-Holoceno	Deslizamientos y corrientes de derrubios	Todas las cordilleras
Basaltos	Mioceno, Plioceno, Pleistoceno	Grandes deslizamientos Desprendimientos	Islas Canarias, Región de Olot

Teniendo en cuenta el contexto morfolitológico, hay que distinguir tres grandes dominios para los deslizamientos: (a) las principales cordilleras, (b) las depresiones neógenas y (c) las costas acantiladas.

(a) Roturas en las grandes cordilleras. Los Pirineos, la Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico, las Cordilleras Béticas y las Sierras Costeras Catalanas, concentran una parte importante de las roturas debido a la coincidencia de un relieve acusado, esculpido en gran parte por sistemas morfogenéticos glaciares y/o periglaciares (activos o relictos), la presencia de terrenos susceptibles, y un régimen de lluvias favorable, especialmente en el entorno mediterráneo. Dos factores del relieve, favorecedores de la inestabilidad, destacan sobre los demás: el empinamiento de las laderas por la acción erosiva de los glaciares pleistocenos y el encajamiento de la red fluvial actual, en algunos casos favorecida por mecanismos de levantamiento orogénico (i.e. valle del río Guadalfeo, Cordilleras Béticas). Los materiales susceptibles a deslizar son claves en la aparición de roturas. Diversas son las formaciones litoestratigráficas sensibles que están con frecuencia afectadas por fenómenos de inestabilidad.

Una síntesis de las litologías más susceptibles en los Pirineos puede encontrarse en Corominas y Alonso (1984). En esta cordillera las pizarras silúricas han dado lugar a grandes roturas en Pardines y Nevà (Girona), Pont de Bar y Arduix (Lleida), preferentemente coladas de tierras pero también deslizamientos traslacionales (Bru *et al.* 1984a, Fleta 1988). Asimismo las margas y yesos del Keuper causan deslizamientos rotacionales y coladas en Pont de Suert. Las facies flysch mesozoicas originan roturas complejas rotacionales y coladas o deslizamientos sobre capas desde la zona de los Nogueras hasta de depresión de Jaca. En los depósitos glaciares (tills) son abundantes las corrientes y aludes de derrubios, y los deslizamientos rotacionales (Brocal 1984, Bru *et al.* 1984b). Las roturas de estos materiales han dejado profundas cicatrices en La Guingueta, Arties, Taüll, Capdella y Bono (Lleida), Senet y Benasque (Huesca). Los coluviones recubren gran parte de las laderas y dan lugar deslizamientos y coladas de derrubios. Han sido especialmente significativos los sucesos de octubre de 1937 en la cuenca alta del Segre, octubre de 1940 en la cuenca del Ter, noviembre de 1982 en las cuencas de los ríos Llobregat, Segre y Nogueras.

En la cordillera Cantábrica son particularmente abundantes las formaciones sedimentarias de arcillas con intercalaciones de margas y limolitas de la Facies Weald y las facies del Keuper. Estas formaciones dan lugar a deslizamientos rotacionales y traslacionales como en el valle del Pas (Fernández-Montero y García Yagüe 1984) y en los valles del Miera, Saja y Besaya (García-Yagüe y García-Álvarez 1988, González-Diez *et al.* 1996). Los niveles de lignitos presentes en las formaciones del Carbonífero del valle del Sil favorecen también los grandes deslizamientos traslacionales. Igual que en los Pirineos, los recubrimientos coluviales son la fuente de deslizamientos superficiales y corrientes de derrubios; así quedó de manifiesto en agosto de 1983 en el País Vasco y Cantabria. En las Cordilleras Béticas los materiales inestables son relativamente jóvenes. Las arcillas y margas del Cretácico inferior-medio originan coladas de barro como en los Olivares (Rodríguez-Ortiz y Durán 1988, Chacón y López 1988). En el dominio Bético abundan los deslizamientos traslacionales y rotacionales y las corrientes de derrubios, especialmente en filitas (El Hamdouni 2001, Chacón *et al.* 2003) mientras que en el Subbético, el predominio de afloramientos de margas jurásicas y cretácicas se refleja en una abundancia de coladas de tierras (Irigaray y Chacón 1991, Irigaray 1995). En la cordillera Ibérica, las intercalaciones margosas entre las formaciones calcáreas han permitido el desarrollo de grandes deslizamientos y coladas de tierras, como en Puebla de Arenoso (Castellón).

Además de la presencia de una formación litológica susceptible, también la disposición estructural de la misma condiciona la aparición de roturas. Incluso en formaciones rocosas resistentes ocurren fenómenos de inestabilidad con cierta frecuencia, que aprovechan debilidades estructurales (planos de estratificación, diaclasas, fallas, planos de esquistosidad). Cuando estas últimas buzan de modo desfavorable en relación a la orientación de la ladera, pueden producirse deslizamientos de grandes dimensiones tanto en formaciones calcáreas, como en granitos o en areniscas. Esto especialmente observable en los conjuntos sedimentarios del Prepirineo, Cordillera Cantábrica y Cordilleras Béticas. De este modo se explican los grandes deslizamientos traslacionales como los de Vallcebre (Corominas *et al.* 1999), los del valle del Magdalena-Pas y Miera en Cantabria (González-Diez 1995, González-Diez *et al.* 1999), los de la Cuenca Carbonífera Asturiana (Menéndez 1994; Domínguez 2003). En cordilleras Béticas los deslizamientos traslacionales están asociados a metapelitas y los rotacionales a filitas y esquistos (Chacón y Soria 1992, Fernández *et al.* 1997a).

Asimismo, el relieve empinado junto con las condiciones climáticas rigurosas (heladas), facilitan el desarrollo y apertura de grietas facilitando la aparición de desprendimientos y vuelcos en estas formaciones rocosas. En los relieves calizos y de cuarcitas cantabros, la desfavorable orientación de los estratos y diaclasas ha favorecido el desarrollo de avalanchas de rocas (Jiménez 1997, Menéndez y Marquínez 2002).

Los aludes de nieve tienen lugar en las principales cordilleras. Si atendemos al número de víctimas mortales por cordilleras, se observa que el 61% de las mismas se han producido en el Pirineo de Aragón y Navarra y el 26% en el Pirineo de Cataluña. La accidentalidad ha sido el doble en el Pirineo de Cataluña que en el de Aragón, no obstante la gravedad de los accidentes ha producido más víctimas en esta última zona. El número de víctimas mortales en la Cordillera Cantábrica fue de 5 muertos (4 en Asturias y 1 en Palencia) y en Sierra Nevada (Granada) de uno para el mismo período considerado.

(b) *Depresiones neógenas*. Los valles del Duero, del Tajo y del Guadalquivir así como las depresiones intramontañosas como las de la Cerdanya, Vallès-Penedès, el Bierzo, Hoya de Alcoy o Depresión de Granada, se encuentran rellenas de potentes formaciones detríticas entre las que aparecen importantes paquetes de arcillas continentales y marinas así como formaciones yesíferas interstratificadas con margas. La migración de los meandros de los cursos principales, que conlleva la erosión del pie de las laderas, es la causa principal de deslizamientos traslacionales y rotacionales en las márgenes del Duero (Berganza y Modrano 1978, Martínez y García Yagüe 1988, Monterrubio *et al.* 2001), de desprendimientos y vuelcos en las márgenes del Ebro (Gutiérrez *et al.* 1994) y del Guadalquivir. Mientras que el encajamiento de la red afluyente inestabiliza las laderas en la cuenca baja del río Llobregat (Bordonau y Vilaplana 1987), en la cuenca del río Anoia (Barcelona), en la cubeta del Bierzo (Alonso y Lloret 1988) y en la Depresión de Granada (Chacón *et al.* 2001 y 2003). Aunque estos deslizamientos no suelen ser de grandes dimensiones algunos alcanzan varios millones de metros cúbicos como en Benamejí (Córdoba) o Hontoria y Tariego de Cerrato (Valladolid).

(c) *Acantilados costeros e Islas Volcánicas*. El conjunto de la costa cantábrica desde el País Vasco hasta Asturias muestra numerosos fenómenos de deslizamiento por erosión y descalce de los acantilados. Especialmente los afloramientos de flysch eoceno en el País Vasco (Salazar y Ortega 1990) y bahía de Cádiz (Andreu y Martínez-Alegria 1984), las facies Keuper de Asturias (González-Villarías 2001) y la costa norte de Mallorca (Ferrer *et al.* 1997, Mateos 2001). Los macizos graníticos y de calizas fracturadas en la Costa Brava, dan lugar a frecuentes desprendimientos de bloques y cuñas rocosas. En el archipiélago canario, la erosión y retroceso de los apilamientos de lava genera imponentes acantilados con frecuentes desprendimientos.

Las Islas Canarias suponen un contexto muy particular. El apilamiento de sucesivas coladas de lava y materiales piroclásticos ha construido edificios volcánicos en los que se han originado las roturas de mayores dimensiones conocidas en España, del orden de varios kilómetros cúbicos, como la del valle de la Oratava y Teguse en Tenerife (Bravo 1962, Ancochea *et al.* 1990, Watts y Masson 1995) la del Golfo en Hierro (Soler 1997), la Palma (Carracedo *et al.* 1999) etc. Estas roturas son prehistóricas y aunque las hipótesis de rotura más aceptadas apuntan hacia un origen asociado a la acumulación de materiales volcánicos, las inyecciones de diques y sismicidad relacionada, así como erosión marina, no hay que descartar la influencia climática como factor coadyuvante (Hürlimann *et al.* 1999) e, indirectamente, el descenso del nivel del mar asociado a los episodios glaciales (Carracedo *et al.* 1999, Ablay y Hürlimann 2000). En Gran Canaria, las superficies de rotura de los grandes deslizamientos de la Depresión de Tirajana han aprovechado la presencia de niveles débiles (tobas, cenizas e ignimbritas) intercalados entre las coladas de lava (Lomoschitz *et al.* 2002).

12.B.2.1.4. Distribución estacional de la inestabilidad de laderas

Existe una marcada heterogeneidad en la distribución temporal de las roturas entre el entorno mediterráneo y el resto de la península. En el siglo pasado, los episodios más importantes de inestabilidad de laderas en las Sierras Costeras Catalanas, Pirineo Oriental y Cordillera Ibérica, se han concentrado fundamentalmente en otoño – Octubre y Noviembre - aunque

esporádicamente ha habido episodios distribuidos por las otras estaciones. En la Cordillera Cantábrica, en las Cordilleras Béticas y en las Depresiones Neógenas predominan las roturas en la época invernal. Un análisis de las roturas de la Cuenca Carbonífera Asturiana a lo largo de un periodo de 15 años (1980-1995) muestra que la mayoría de las 213 roturas producidas tienen lugar en noviembre, diciembre y abril (Dominguez 2003). Sin embargo, no son insólitos los episodios de lluvias de primavera-verano que dan lugar a numerosos deslizamientos. Por ejemplo, el ya citado de agosto de 1983 ha sido probablemente el que más deslizamientos ha causado en las últimas décadas en Cantabria y el País Vasco (Remondo *et al.* 2004). En las Islas Canarias, los deslizamientos y desprendimientos se concentran preferentemente durante los meses de invierno.

12.B.2.1.5. Cambio en la frecuencia de las roturas y reactivaciones recientes

Los últimos decenios del siglo pasado han sido especialmente activos en los que se refiere a la ocurrencia de nuevas roturas y reactivaciones. En el Pirineo central y oriental, las reactivaciones de deslizamientos y coladas de tierras de tamaño mediano y grande (figura 12.B.3) se han incrementado. Observando el registro de reactivaciones obtenido mediante técnicas dendrogeomorfológicas, que cubre la totalidad del siglo pasado, se observa una cierta ciclicidad con la presencia de dos periodos húmedos de mayor actividad: 1905-1930 y 1958-1987. La existencia de un periodo de relativa tranquilidad abarca desde los años 30 hasta los 50 así como el aumento de la actividad en el último tercio de siglo pasado ha sido también observado en algunas regiones europeas, aunque no se produce de manera simultánea (Eisbacher and Clague 1984, Brunsden and Ibsen 1994, Janbu *et al.* 1995, Noverraz *et al.* 1998).

De todos modos, no debe olvidarse que las alteraciones de origen antrópico pueden traducirse en cambios significativos en la frecuencia de las roturas. Análisis llevados a cabo en la zona cantábrica (Remondo 2001, Remondo *et al.* 2004, Cendrero 2003, Cendrero *et al.* 2004) han puesto de manifiesto que la frecuencia de deslizamientos y el volumen movilizado por los mismos se multiplicó prácticamente por diez entre 1954 y 1997, sin que ese notable aumento se haya podido correlacionar con incrementos comparables en la precipitación total, número de tormentas o número anual de días de lluvia por encima de determinados umbrales, que no muestran cambios significativos. Sí parece existir, por otra parte, una relación entre el grado de intervención humana sobre el territorio, a través de acciones muy diversas ligadas a su vez a la actividad económica en su conjunto. Lo que parece indicar esto es que la intervención humana modifica la sensibilidad de la capa superficial a la acción del principal agente desencadenante, la lluvia, de modo que disminuye de forma importante la resistencia a la rotura y, por tanto, el umbral de precipitación necesario para desencadenar deslizamientos.

Hay pocos datos en España referentes a series temporales que nos informen directamente sobre la actividad de aludes de nieve. En Cataluña, la comunidad donde se empezó a recoger datos sistemáticos sobre aludes y su peligrosidad (Vilaplana y Martínez 1996) los datos analizables del ICC, dan alguna idea sobre tendencias. Si tenemos en cuenta los factores climáticos que condicionan el manto nivoso (temperatura y precipitación de la temporada invernal), la interpretación termopluviométrica nos indica que entre la temporada 1977-78 (inicio de la serie nivo meteorológica del Pirineo catalán) y 1986-87 se aprecia un equilibrio de los valores anuales de temperatura y precipitación en relación a los valores medios de la serie con una cierta desviación hacia los valores más fríos. En cambio, entre las temporadas entre 1987-88 y 2001-2002 se aprecian unos valores más desequilibrados, con una preferencia a desviarse hacia valores más cálidos (entre 0.5 y 2.5°C con respecto a la media), alternando inviernos más secos con inviernos más cálidos.

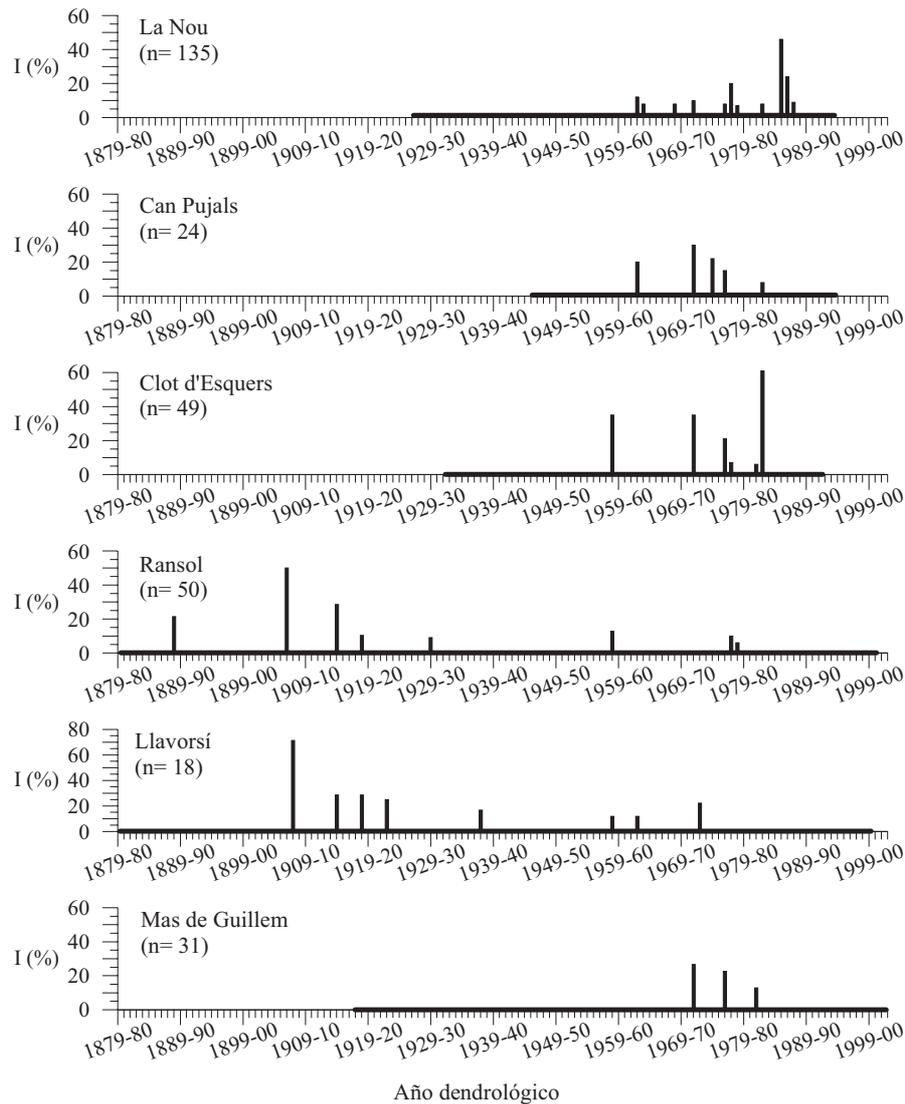


Fig. 12.B.3. Sucesos de reactivación, expresados por barras verticales, deducidos del análisis dendrogeomorfológico de seis movimientos repartidos por el Pirineo Oriental. I: índice de actividad (porcentaje de árboles muestreados que presentan respuesta); n: número de árboles muestreados; la línea gruesa inferior indica el periodo cubierto con los árboles muestreados (Corominas et al. 2004).

En la base de datos del ICC se recoge una serie nivometeorológica de los últimos 25 años. La información actualmente disponible sobre la actividad de aludes es muy fragmentaria por lo que difícilmente se pueden extraer conclusiones. Para los últimos años de la serie la información es más precisa pero abarca un período no representativo. A pesar de que en los últimos años se producen más nevadas en primavera, no se puede establecer relación con respecto a la actividad de aludes ni a su tipología. En los eventos de mayor magnitud no se aprecia que los aludes de nieve reciente disminuyan a favor de los aludes de fusión. Tampoco se aprecia la aparición de episodios de slush flow, únicamente hay uno reseñado en el Pirineo de Lleida (Furdada et al. 1999).

12.B.2.2. La inestabilidad de laderas en el pasado. Relación con el clima

12.B.2.2.1 Criterios para establecer el origen climático de la inestabilidad de laderas respecto otros posibles orígenes

La evidencia que las lluvias son los principales responsables de la rotura de muchas laderas lleva a la pregunta de si los diferentes tipos de deslizamientos llevan asociados señales climáticas específicas. La pregunta la podemos trasladar al momento actual: ¿la actividad de los deslizamientos actuales permite inferir un contexto climático inequívoco? ¿qué otros factores pueden cuestionar las interpretaciones climáticas de la actividad de los deslizamientos?

Los primeros trabajos sobre el tema (Starkel 1985) sugerían un sincronismo de las fases de avance glaciario, de solifluxión y de descenso del límite superior del bosque en coincidencia con tormentas intensas, lluvias persistentes y años húmedos y una mayor actividad de los deslizamientos. Sin embargo, estudios recientes más completos muestran que los factores no climáticos a menudo difuminan las señales climáticas (Berrisford y Matthews 1997) y que las series de deslizamientos contienen con frecuencia movimientos de origen no climático. Por este motivo, antes de establecer relaciones causa-efecto, hay que realizar una selección cuidadosa del grupo de deslizamientos para asegurar que sólo el clima es responsable de su actividad.

No existe ningún tipo concreto de rotura de ladera o característica morfológica en una rotura aislada que indique de manera inequívoca que ha sido provocada por las lluvias o fenómenos climáticos. Tanto las lluvias como los terremotos causan desprendimientos, deslizamientos, corrientes de derrubios, coladas de tierras y grandes deslizamientos. Cuando se trata de deslizamientos recientes, ocurridos en las últimas décadas o en el último centenar de años, es posible, en principio, inferir el mecanismo desencadenante de los mismos contrastando su edad con los registros de lluvias, de inundaciones y de terremotos. Lo anterior no es factible en el caso de deslizamientos antiguos (de varios centenares a miles de años de edad). Sin embargo, el mecanismo desencadenante puede deducirse, en ocasiones, a partir del análisis de poblaciones de deslizamientos. Los métodos utilizados se basan en la presencia de diversos rasgos concurrentes. Para ello se necesita de una población de deslizamientos contemporáneos de edad conocida. La hipótesis principal consiste en que la agrupación de los deslizamientos en un mismo lapso de tiempo indica que comparten el mismo mecanismo desencadenante. La tipología de la población de deslizamientos puede proporcionar alguna clave para la identificación del factor desencadenante (tabla 12.B.3). Existe una relación directa entre la distribución espacial de los deslizamientos y en relación al mecanismo desencadenante: clima, sismo, incisión fluvial (Palmquist y Bible 1980, Crozier 1991). Los dos primeros causan roturas distribuidas por grandes áreas. Sin embargo, los deslizamientos desencadenados por un sismo tienden a ajustarse a una elipse cuyo eje mayor está centrado en la falla que lo ha causado mientras que la lluvia provoca deslizamientos distribuidos de manera más homogénea por la región. Además, el tamaño modal de los deslizamientos causados por sismos es mayor que los inducidos por las lluvias. Los episodios lluviosos pueden producir roturas aisladas de grandes deslizamientos pero aparentemente sólo los sismos pueden producir numerosas roturas profundas de las laderas de forma simultánea. Los deslizamientos producidos por la incisión fluvial se encuentran sólo al pie de las laderas, en el fondo del valle.

Otros tipos de movimientos de ladera, como las avalanchas rocosas han sido considerados como inducidos por los sismos (Schuster *et al.* 1992). La inferencia sísmica se ha obtenido también a partir de la ocurrencia masiva de desprendimientos rocosos (Bull *et al.* 1994). Desprendimientos datados mediante liquenometría fueron considerados como resultado de las sacudidas sísmicas después de calibrar las distribuciones de frecuencia del tamaño de los líquenes con la actividad sísmica histórica.

Tabla 12.B.3. Características de los deslizamientos en relación con el clima y los terremotos.

<u>Tipo de deslizamiento</u>	<u>Causa sísmica</u>	<u>Causa climática</u>
Roturas generalizadas	Roturas aparecen distribuidas en torno a la falla activa, construyendo una elipse con el semieje mayor paralelo a la traza de la misma. Tamaño modal grande	Roturas distribuidas por regiones distantes Tamaño modal menor que los producidos por sismos
Desprendimientos	Desprendimientos simultáneos	Asociados a ciclos de hielo-deshielo A menudo provocados por la lluvia Umbrales sin lógica
Avalanchas rocosas	Agrupaciones de avalanchas rocosas	Raramente por causas climáticas
Corrientes de derrubios y deslizamientos superficiales	Posible si el contenido de agua en la ladera es grande	Tormentas de gran intensidad y corta duración
Coladas de tierras	Frecuentes durante los terremotos	Intensidad moderada y larga duración para reactivar movimientos latentes Poca lluvia para movimientos activos
Deslizamientos rotacionales y traslacionales	Tienen relación con los terremotos, si bien suelen activarse después de algunos días	Intensidad moderada y larga duración para reactivar movimientos latentes
Grandes deslizamientos	Agrupaciones de primeras roturas	Raramente primeras roturas Lluvia estacional o anual reactiva deslizamientos latentes o acelera activos. Relación compleja.

Los movimientos más característicos por causas climáticas son las corrientes de derrubios y los deslizamientos superficiales aunque el origen sísmico no puede descartarse en regiones tectónicamente activas. Los deslizamientos rotacionales y las coladas de tierras son producidos tanto por lluvias como por sismos. Hay que prestar atención a los movimientos de flujo (coladas de tierras) ya que pueden permanecer activos durante siglos. En este caso, no es posible establecer una relación con los mecanismos desencadenantes.

No hay que olvidar que algunos periodos con mayor frecuencia de deslizamientos están asociados a la erosión costera o fluvial. El clima ejerce un control directo sobre las crecidas fluviales y temporales marinos pero la erosión continuada de la base de los acantilados y la de los depósitos acumulados al pie de los mismos son los que controlan la estabilidad a largo plazo.

Las técnicas de análisis multicriterio (análisis de rasgos geomorfológicos, relaciones de yacencia, dataciones absolutas y relativas) han sido utilizadas en Canarias (Lomoschitz y Corominas 1992, Lomoschitz *et al.* 2002) y la Cordillera Cantábrica (González-Díez 1995, González-Díez *et al.* 1996, González-Díez *et al.* 1999, Jiménez 1997) para agrupar los deslizamientos en poblaciones de edad parecida.

A pesar de que el clima no constituya el único desencadenante de deslizamientos ejerce un importante papel en la resistencia del terreno, a través de su control de las presiones de agua en el mismo; y, por lo tanto, tiene una gran influencia, aunque indirecta, en la formación de deslizamientos desencadenados por otros mecanismos.

12.B.2.2.2. Efectos de la variabilidad climática sobre inestabilidad de laderas a partir de series de deslizamientos datados

Como se ha indicado, no todos los deslizamientos prehistóricos pueden atribuirse a condicionantes del clima. Las enormes aberturas laterales de los edificios volcánicos en Gran Canaria (Barranco de Tirajana) o en Tenerife (Valle de la Oratava, Valle de Güimar) se deben al deslizamiento de gigantescos paquetes de lava y piroclastos, durante el Plioceno y Pleistoceno y su origen se atribuye en general a la sismicidad asociada a erupciones volcánicas, a las presiones de gases y diques inyectados en los edificios volcánicos, a la erosión marina, etc.

En zonas de sismicidad moderada o reducida se puede suponer que la actividad de los grandes deslizamientos ha sido asociada a los periodos húmedos. En el valle del Pas, la distribución espacial y la tipología de los deslizamientos, agrupados según su edad, ha permitido establecer hipótesis razonables sobre el origen climático, sísmico, por incisión fluvial y antrópico (González-Díez 1995, González-Díez *et al.* 1996,; González-Díez *et al.* 1999). Ello ha permitido el uso de los deslizamientos datados como indicadores del clima pasado (figura 12.B.4).

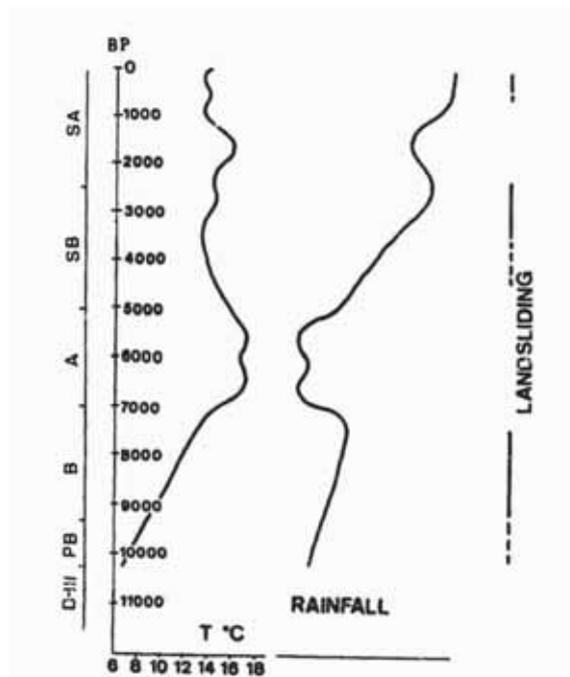


Fig. 12.B.4. Relación entre pluviosidad, temperatura y ocurrencia de deslizamientos en el Valle del Magdalena-Pas, Cordillera Cantábrica (González-Díez *et al.* 1996).

Los datos de la Cordillera Cantábrica (González-Díez *et al.* 1999) indican que los periodos de mayor actividad de los deslizamientos corresponderían al inicio del último periodo interglacial (125.000 BP), al inicio del deshielo glacial coincidiendo con un aumento de las temperaturas (50.000-45.000 BP), en un corto episodio interglacial (25.000-20.000 BP), coincidiendo con la deglaciación y el aumento de la pluviosidad al final del Dryas III (15.000-5.000 BP), coincidiendo con la colonización Neolítica y la subsiguiente deforestación y un aumento de la precipitación (5.000-3.000 BP), en la segunda mitad del periodo 3.000-200 BP, especialmente los siglos XVI-XVIII, fase en la que la actividad de los astilleros implicó una importante tala de

bosques de la región y, por último, en el siglo XIX coincidiendo con el final de la Pequeña Edad de Hielo y con un aumento de la precipitación y una mayor intervención humana. En los Pirineos varias de estas fases también han sido observadas (Moya *et al.* 1997).

12.B.3. IMPACTOS PREVISIBLES DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Basándonos en los escenarios previstos para la Península Ibérica (ver Capítulo 1), cuatro aspectos se han tenido en cuenta en relación a las consecuencias del cambio climático sobre la estabilidad de las laderas: (a) un aumento de la precipitación invernal en la Cornisa Cantábrica y cuenca norte del río Duero; (b) reducción de la precipitación en términos absolutos y posible aumento de la irregularidad de las precipitaciones en el arco mediterráneo; (c) ascenso moderado del nivel del mar; y (d) aumento de las temperaturas con el consiguiente desplazamiento altitudinal de la vegetación.

En lo relativo a aludes de nieve, el trabajo de Glazovskaya (1998) pronostica que la innivación y la actividad de aludes en la Península Ibérica no sufrirán cambios en el futuro, pero pone de manifiesto la necesidad de estudios más precisos, en un contexto regional mejor delimitado en relación a esta temática.

12.B.3.1. Cambios esperables en la aparición de nuevas roturas según la tipología de los movimientos

No se espera la aparición de nuevas roturas de grandes dimensiones debido a la ausencia de largos episodios húmedos y porque el ascenso del nivel del mar será un factor que reduce las posibilidades de encajamiento de la red fluvial. Sólo en las cordilleras Béticas las crecidas torrenciales pueden favorecer la formación de nuevas roturas, por socavación lateral, en las laderas constituidas mayoritariamente por pizarras. Existe gran incertidumbre sobre el aumento de las lluvias torrenciales. Christensen y Christensen (2003) prevén un incremento en la frecuencia de lluvias torrenciales durante los meses de verano en Europa, aunque los resultados en la Península Ibérica tienen un alto grado de incertidumbre. Otros autores (ver Capítulo 1), por el contrario, consideran 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. La sustitución de las especies vegetales favorece las roturas especialmente en aquellas zonas en las que la vegetación autóctona es substituida por otra con raíces más superficiales y que proporciona una menor sujeción de la formación superficial. En la Comarca de los Serranos (Valencia), se ha observado que el umbral de lluvias capaces de producir de las roturas ha disminuido después de varios incendios (Izquierdo y Abad 1997).

El aumento de la temperatura en las cordilleras alpinas favorecerá del aumento de los desprendimientos en las cotas más elevadas que, en la actualidad, están protegidas de los contrastes térmicos por la presencia de un manto nival prácticamente desde el mes de diciembre hasta mayo. La fusión del permafrost puede incrementar las corrientes de derrubios. Aunque no se dispone de datos sobre la distribución actual del permafrost, su extensión es, en el mejor de los casos, muy reducida y restringida a las cotas más elevadas de la cordillera Pirenaico-Cantábrica y de las Béticas. Finalmente, en las costas rocosas, el ascenso del nivel del mar favorecerá la erosión, descalce y rotura de los acantilados constituidos por formaciones pétreas débiles (flysch, arcillas y areniscas, lavas y piroclastos, etc.). En el siglo XXI, sin embargo, las últimas previsiones reducen dicho ascenso a apenas algunos decímetros (Sánchez-Arcilla *et al.* 2004), lo que limitará la aparición de nuevas roturas.

Para aludes de nieve, el Informe sobre el cambio climático en Cataluña, elaborado por el *Consell Assessor per al Desenvolupament Sostenible de la Generalitat de Catalunya*, pronostica que el aumento de la temperatura provocará un desplazamiento altitudinal en la posición del manto nivoso en el Pirineo que se situaría por encima de los 2000 m y disminuiría su superficie total. En consecuencia podríamos interpretar una disminución del área expuesta a aludes. El mismo informe advierte que, en base a algunos estudios globales sobre predicción de precipitación, es esperable, en nuestras latitudes, una disminución de los días de precipitación pero un incremento de la precipitación global, lo que implicaría un aumento en la intensidad de los eventos. En relación a la tipología de aludes, sería esperable una mayor frecuencia de los aludes de fusión y, eventualmente de los aludes tipo *slush flow*. De todas maneras es necesario recabar muchos más datos de actividad y tipos de aludes en todas las cordilleras españolas, antes de anticipar cualquier pronóstico.

12.B.3.2. Cambios esperables en magnitud y frecuencia de las reactivaciones según los diversos tipos de movimientos

La consecuencia inmediata de una mayor frecuencia de las precipitaciones intensas será el aumento de los deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios y desprendimientos rocosos. A medio-largo plazo, sin embargo, el ritmo de aparición de roturas está limitado también por la disponibilidad de material movilizable en la ladera (Marqués *et al.* 2001). Dos sucesos lluviosos de gran intensidad muy próximos entre sí pueden producir resultados dispares. El primer suceso puede arrastrar grandes cantidades de coluvión y suelos meteorizados de las laderas más susceptibles. Las laderas que han sido purgadas no producirán nuevas roturas por falta de material. El relleno de las hondonadas con nuevo material y la meteorización puede requerir varios decenios.

El aumento de las precipitaciones invernales en la Cordillera Cantábrica y extremo septentrional de la cuenca del Duero, favorecerá la reactivación de algunos grandes deslizamientos rotacionales y coladas de tierra, especialmente si el aumento de las precipitaciones se acompaña de crecidas fluviales capaces de proseguir la acción erosiva de los meandros en las márgenes fluviales. En el resto de la península la pérdida de lluvia estacional e interanual hará que algunos grandes movimientos pasen a la consideración de latentes. Las excepciones se encontrarán en los grandes deslizamientos asociados a condiciones geológicas particulares como los deslizamientos alimentados por formaciones kársticas de gran extensión y que aportan a los mismos una cantidad extraordinaria de agua en caso de aguaceros intensos (Pont de Bar, La Coma y Gòsol en Lleida o Intza en Navarra) o los situados en las márgenes de los ríos y barrancos que experimenten crecidas extraordinarias.

Los deslizamientos relictos, parcialmente desmantelados y desconectados de la red de drenaje actual como ocurre con los más antiguos (Plioceno Superior- Pleistoceno Medio) de la Depresión de Tirajana (Lomoschitz *et al.* 2002) tiene muy pocas posibilidades de reactivación.

12.B.4. ZONAS MÁS VULNERABLES

Como consecuencia de lo indicado en los apartados anteriores, los grandes deslizamientos de la Cordillera cantábrica son los más susceptibles a experimentar reactivaciones, especialmente en los valles del Pas, Besaya, Magdalena-Pas y Miera, en los que existen concentraciones de deslizamientos y coladas de tierra de grandes dimensiones. En el resto de cordilleras las reactivaciones de grandes movimientos solo tendrán lugar en contextos particulares (zonas de alimentación extraordinaria de agua subterránea, zonas de erosión fluvial).

Si las lluvias torrenciales se hacen más frecuentes, el aumento de los deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios y desprendimientos tendrá lugar prácticamente en todas

las cordilleras, incluso en el ámbito cantábrico. Sin embargo, en la Cordillera Central y en el sector mediterráneo de la Ibérica y las Béticas el aumento será menor debido a la naturaleza calcárea de las formaciones rocosas y al escaso recubrimiento actual de suelos susceptibles de romper. En cambio, en la Cordillera Pirenaica y las Sierras Costeras Catalanas, por los cambios de vegetación, hay que esperar un aumento significativo.

El ascenso del nivel del mar, así como de la frecuencia de los temporales marinos dará lugar a socavación, desprendimiento y deslizamiento del terreno especialmente en cantiles rocosos constituidos por rocas blandas como las formaciones triásicas y miocenas de la costa norte de Mallorca (Banyalbufar, Valldemossa), costa Cantábrica (flysch de Zumaya, triásico de Asturias), apilamientos lávicos de las Islas Canarias y, en menor medida, los macizos rocosos fracturados Costa Brava y Costa del Sol.

12.B.5. PRINCIPALES OPCIONES ADAPTATIVAS

El impacto por el incremento de deslizamientos superficiales y corrientes de derrubios puede mitigarse, en parte, mediante políticas de reforestación de laderas y mantenimiento de especies mejor adaptadas a las condiciones del entorno. El crecimiento de las masas boscosas es también un elemento netamente sostenible para la protección contra los desprendimientos rocosos (bosque de protección). Por todo ello, las políticas de reforestación y lucha contra los incendios forestales deberán ser primadas en el futuro.

La mejor herramienta adaptativa es la confección de planes urbanísticos y de planificación territorial que tengan en cuenta y eviten, en la medida de lo posible, el desarrollo en las áreas más susceptibles a la inestabilidad de laderas.

Las obras públicas, en especial las obras viarias y ferroviarias, deberán tener en cuenta procedimientos constructivos para evitar la reactivación de los grandes deslizamientos. Para ello se dispone de un amplio abanico de soluciones que van desde la minimización de los desmontes a excavar, reducción de sobrecargas en las laderas (terraplenes ligeros), obras de contención (muros y sistemas de anclaje) y sobre todo de drenaje.

Difícilmente van a poder abordarse medidas de protección contra la erosión y descalce de los acantilados costeros excepto para casos puntuales muy justificados en los que las citadas medidas sean económicamente viables. Del mismo modo, sólo aquellos grandes deslizamientos que tengan propiedades e infraestructuras de valor podrán ser objeto de corrección y contención.

12.B.6 REPERCUSIONES SOBRE OTROS SECTORES O ÁREAS

Desde el punto de vista socioeconómico, tanto el aumento de las cotas de innivación como del desplazamiento de la innivación hacia la primavera, causará pérdidas en el turismo invernal durante el inicio del invierno (período de navidades y año nuevo).

Los ríos que nacen en cuencas altimontanas podrían ver afectados sus regímenes hidrológicos debido al retardo del período de fusión nival mientras que el posible incremento de la carga de sedimentos en suspensión puede acelerar el proceso de colmatación de los embalses, reduciendo su capacidad y con las consiguientes implicaciones en la producción de energía hidráulica y en la garantía de abastecimiento.

12.B.7. PRINCIPALES INCERTIDUMBRES Y DESCONOCIMIENTOS

La previsión del comportamiento futuro de las laderas está basada en los distintos escenarios contemplados en los modelos de cambio climático disponibles. Estos escenarios presentan hoy en día grandes incertidumbres en lo que se refiere tanto a la distribución areal como a la frecuencia de las precipitaciones irregulares de la Península Ibérica. En este sentido, a pesar que el aumento de la temperatura del mar debería favorecer las perturbaciones en el ámbito mediterráneo, no puede afirmarse que los aguaceros torrenciales vayan a ser más frecuentes aunque algunos estudios en los Alpes lo pretendan (Bader y Kunz 1998). Por otro lado, las predicciones de aumento de la temperatura y las precipitaciones en la Cordillera Cantábrica no se corresponden con las respuestas de los deslizamientos en el pasado. En efecto, en la figura 12.B.4 se observa que las fases de mayor temperatura durante el periodo Holoceno han ido acompañadas de una reducción de las precipitaciones y de la actividad de los grandes deslizamientos. Por todo ello, a medida que los modelos climáticos permitan una mejor definición del régimen de precipitaciones en la Península Ibérica, habrá que confirmar las conclusiones del presente capítulo.

Existen todavía importantes incertidumbres sobre la respuesta frente a los episodios de lluvia tanto de los grandes como los pequeños deslizamientos. A pesar de que en la literatura científica se han propuesto diversos umbrales de lluvia para desencadenar deslizamientos superficiales, éstos varían enormemente dependiendo de las condiciones geológicas, morfológicas y climáticas de cada región. En España se han definido umbrales de lluvia crítica en el Pirineo Oriental pero falta establecerlos en el resto del territorio. Por otro lado, se desconoce la respuesta de hidrológica de la mayoría de grandes deslizamientos activos o latentes distribuidos por las principales cordilleras.

12.B.8. DETECCIÓN DEL CAMBIO

La detección del cambio está relacionada con el aumento de la frecuencia, según el tipo de movimiento, de las primeras roturas y reactivaciones.

En el ámbito mediterráneo el cambio vendrá indicado por el aumento de la frecuencia de lluvias de gran intensidad y, en consecuencia, del número de corrientes de derrubios y deslizamientos superficiales. El aumento experimentado de estos mecanismos en los últimos veinte años puede deberse a este motivo, sin olvidar que ahora existe un mayor conocimiento e interés sobre estos fenómenos y antes podían pasar desapercibidos.

El incremento de la frecuencia de reactivaciones invernales de las coladas de tierra y grandes deslizamientos así como la de los temporales marítimos y los fenómenos de inestabilidad en los acantilados sensibles serían también indicadores del cambio.

12.B.9. IMPLICACIONES PARA LAS POLÍTICAS

12.B.9.1. Políticas ambientales

El incremento de deslizamientos superficiales y corrientes de derrubios como consecuencia de la mayor irregularidad de las precipitaciones supone el aporte directo a los cauces del material movilizado y la erosión de los escarpes de deslizamiento constituidos por coluviones y formaciones arcillosas. Como consecuencia se producirá un aumento significativo de la materia sólida en suspensión en los cauces con una reducción de su calidad y la posibilidad que se produzcan aterramientos en embalses situados aguas abajo. Por ejemplo, en el área de Vallcebre con importantes campos de badlands proporciona el 13% de la carga de sedimento en suspensión de la cuenca alta del río Llobregat mientras que su área apenas ocupa del 4%.

De esta cuenca, el 50% de la carga sólida es proporcionada por los badlands que ocupan el 3,7% de la superficie y un 32% de la carga es debida a la erosión de escombreras que ocupan el 4% de la superficie. La erosión media anual es de 1000 Tn/km²/año (Balasch 1986; Clotet y Gallart 1983). En esta cuenca, el volumen de los deslizamientos es 20 veces el volumen de sedimento exportado anualmente de la cuenca mientras que el gran deslizamiento de Vallcebre supone unas 500 veces.

Los aludes de nieve de grandes dimensiones producen destrucción de la masa forestal en amplios sectores del Pirineo. A modo de ejemplo, en período comprendido entre los días 5 al 8 de febrero de 1996, en el Parque Nacional de Aigüestortes y Estany de Sant Maurici se contabilizaron 30 grandes aludes con daños en el bosque, los cuales destruyeron un total estimado de 97 hectáreas de masa forestal. Una disminución del número y magnitud de los aludes influiría en la expansión de la masa arbórea.

12.B.9.2. Políticas relacionadas con la gestión del riesgo

A nivel general es imprescindible disponer de un inventario completo y actualizado de las zonas inestables. Asimismo es imprescindible realizar cartografías de susceptibilidad, peligrosidad y riesgo de las zonas más sensibles, en especial aquellas habitadas o sujetas a mayor presión de desarrollo.

Es imprescindible evitar que instalaciones sensibles (escuelas, hospitales, etc) así como instalaciones peligrosas se sitúen en las áreas susceptibles a sufrir roturas o reactivaciones.

En algunos grandes deslizamientos que se encuentran habitados deberían desarrollarse estrategias de prevención y mitigación del riesgo. Por un lado y si es viable, la realización de trabajos de protección y contención. Si ello no es posible, hay que establecer dispositivos de alerta temprana y protocolos de evacuación en caso de emergencia.

12.B.9.3. Políticas de infraestructura y obras

Las grandes obras de infraestructura (autopistas, ferrocarril,..) deben estar diseñadas con extremo cuidado para no atravesar las zonas potencialmente inestables. Las infraestructuras cuya rotura pueden provocar importantes impactos ambientales (i.e. oleoductos) también deberían evitar las zonas conflictivas o ser diseñadas adecuadamente.

Desde el punto de vista socioeconómico, tanto el aumento de las cotas de innivación como del desplazamiento de la innivación hacia la primavera, podría suponer pérdidas en el turismo invernal durante el inicio del invierno (período de navidades y año nuevo), como ya se observa en los Alpes suizos. También los ríos que nacen en cuencas altimontanas podrían ver afectados sus regímenes hidrológicos debido al retardo del período de fusión nival.

12.B.10. PRINCIPALES NECESIDADES DE INVESTIGACIÓN

12.B.10.1. Respuesta de los distintos tipos de movimientos de ladera a la variabilidad climática actual en diferentes regiones de España. Modelos de comportamiento

Es imprescindible disponer de un inventario de los deslizamientos actualmente en actividad, latentes, durmientes, relictos, estabilizados etc. Este inventario debería considerar también los grandes deslizamientos en situaciones geológicas particulares.

La relación lluvia-deslizamientos es muy dependiente de las condiciones geológicas locales y condiciones climáticas regionales. Es preciso definir umbrales de lluvias desencadenantes de deslizamientos para distintas regiones y tipologías de roturas.

En lo que se refiere a aludes de nieve, es indispensable consolidar estrategia preventivas para mitigar el riesgo (Vilaplana 2001). Para ello, es básico elaborar un catastro general de los aludes de España (Martí *et al.* 1995, Ferrer *et al.*, 2000) que aborde dos frentes: la cartografía y caracterización de las zonas de aludes en todo el territorio expuesto, y el establecimiento de una base de datos nivometeorológica y de aludes alimentada por una red de estaciones de montaña.

12.B.10.2. Respuesta de movimientos de ladera a la variabilidad climática del pasado en diferentes regiones de España

El comportamiento futuro de los deslizamientos puede predecirse, en parte, gracias a la observación de la respuesta de las laderas en el pasado. Es necesario completar series históricas y prehistóricas de roturas y reactivaciones. Esta labor requiere además una mejora de las técnicas de reconstrucción de series de deslizamientos antiguos y un mejor análisis de la relación con las situaciones climáticas (eventos lluviosos extremos, eventos lluviosos persistentes).

12.B.10.3. “Downscaling” de las situaciones previstas por los modelos de cambio climático

La inestabilidad de laderas aunque en algunas ocasiones tenga lugar de una manera generalizada en una región, es un fenómeno local dependiente de la cantidad de lluvia recogida en su entorno más próximo. Por este motivo, las predicciones de los modelos de circulación global tienen que precisar las precipitaciones a escala de detalle. El análisis de aguaceros de las últimas décadas muestra que las variaciones de la precipitación en áreas de montaña, donde tienen lugar la mayoría de roturas, son significativas.

12.B.10.4. Mejora de los modelos hidrológicos y mecánicos de los movimientos de ladera para reproducir los efectos del cambio climático

En grandes deslizamientos se ha podido comprobar que no pueden establecerse relaciones sencillas entre pluviosidad y actividad de los deslizamientos. Recientemente se han desarrollado diversos modelos hidrológicos y mecánicos que permiten abordar el comportamiento de los deslizamientos complejos con diversidad de materiales y propiedades hidrógeno-mecánicas, cuando se conocen bien las condiciones climáticas y geomecánicas (Laloui *et al.* 2004). Son precisamente los grandes deslizamientos los que suponen una mayor amenaza en caso de reactivación. Por este motivo, es necesario mejorar los modelos existentes con la ayuda de datos de auscultación y de investigación por sondeos profundos de los deslizamientos. De este modo, podrían validarse las hipótesis y la capacidad predictiva de las herramientas.

12.B.11. BIBLIOGRAFÍA

- Ablay G.J. y Hürlimann 2000. Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103: 135-159.
- Alonso E. y Lloret A. 1988. Estabilidad de laderas en arcillas terciarias de la Depresión del bierzo. *II Simposio sobre taludes y laderas inestables.* Andorra la Vella. Pgs. 89-100.

- Ancochea E., Fuster J.M., Ibarrola E., Cendrero A., Coello J., Hernán F., Cantagrel J. y Jamond C. 1990. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of the new K-Ar data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 44: 231-249.
- Andreu F.J. y Martínez-Alegría R. 1984. Aspectos geológicos incidentes en la construcción de oleoductos y gasoductos. Experiencia en el sur de la Península Ibérica. *Actas I Congreso Español de Geología. Segovia. Vol. 3: 387-399.*
- Araña V., Badiola E.R., Berga L., Carracedo J.C., Cendrero A., Coello J., Corominas J., Dabrio C., Díaz de Terán J.R., Durán J.J., Elízaga E., Ferrer M., García M., Garzón M.G., Goy J. L., López J., Martínez-Goytre J. Mezcuca J., de la Nuez J., Salinas J.L., Soler V., del Val J., y Zazo C. 1992. Riesgos geológicos en España. Estado de la cuestión. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Tomo 2. pgs. 671-745.
- Ayala-Carcedo F.J. 1994. Socioeconomic impacts and vulnerability resulting from slope movements. En J. Corominas y K. Georgakakos (eds.). *U.S.-Spain workshop on Natural Hazards. Iowa University.* pp. 235-254.
- Ayala-Carcedo F.J., Elízaga E. y González de Vallejo L.I. 1987. Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España. *Serie Geología Ambiental. IGME. Madrid* 91 pp. + mapas.
- Bader S. Kunz P. 1998. *Klimarisiken – Herausforderung für die Schweiz. Programmleitung NFP31. V/d/f Hochschulverlag AG Zürich.*
- Balash J.C. 1986. La conca de Vallcebre (Alt Llobregat). Anàlisi de la dinàmica geomorfològica contemporània i balanç previ de sediments. *Tesina de Grado. Facultat de Geologia. Universidad de Barcelona. Inédito.*
- Berganza F. y Modrano R. 1978. The instability phenomenon of the banks of the river Duero in its passage through Aranda (Burgos) in Tertiary soils. *III International Congress IAEG. Sect. I(1). Madrid: 197-208.*
- Berrisford M.S. y Matthews J.A. 1997. Phases of enhanced mass movement and climatic variation during the Holocene: a synthesis. *Palaeoclimate Research* 19: 409-440.
- Bordonau J. y Vilaplana J.M. 1987. Movimientos de masa actividad antrópica y riesgo geológico: El Papiol (Baix Llobregat) un ejemplo. *Comunicaciones III Reunión Nacional Geol. Ambiental y Ordenación del Territorio. Valencia. Vol. 2: 1003-1019.*
- Bravo T. 1962. El arco de las Cañadas y sus dependencias. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)* 60: 93-108.
- Brocal J. 1984. Obras hidráulicas realizadas en el valle de Arán y Alto Ribagorzana. *Jornadas sobre inestabilidad de laderas en el Pirineo. Barcelona. I.3.1-I.3.11.*
- Bru J., Julià R. y Marquès M.A. 1984a. El movimiento de masa de Pont de Bar. *Dinámica geomorfológica. Jornadas sobre inestabilidad de laderas en el Pirineo. Barcelona. I.2.1-I.2.10.*
- Bru J., Serrat D. y Vilaplana J.M. 1984b. La dinámica de la cuenca del Torrent de Jou-La Guigueta. *Jornadas sobre inestabilidad de laderas en el Pirineo. Barcelona. I.2.1-I.2.10.*
- Brunsdon D. e Ibsen M.L. 1994. The temporal causes of landslides on the south coast of Great Britain. En: Casale R., Fantechi R. y Flageollet J.C. (eds.). *Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community. Final Report. Uropean Commission-Epoch Programme. Vol. 1: 339-383.*
- Bull W.B., King J., Kong F., Moutoux T. y Philips W.M. 1994. Lichen dating of coseismic landslide hazards in alpine mountains. *Geomorphology* 10: 253-264.
- Carracedo J.C., Day S.J., Guillou H., y Torrado F.J.P. 1999. Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro Canary Islands. *Journal Volcanol. Geotherm. Res.* 94: 169-190.
- Cendrero A. 2003. De la comprensión de la historia de la tierra al análisis y predicción de las interacciones entre seres humanos y medio natural. *Real Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales Madrid.* 98p.
- Cendrero A. V. Rivas J. y Remondo. 2004 (en prensa). Influencia humana sobre los procesos geológicos superficiales, consecuencias ambientales. En. *Incidencia de la especie*

- humana sobre la Tierra. J.M. Naredo (ed.). Colección Economía y Naturaleza Fundación César Manrique Lanzarote.
- Chacón J. y López A. 1988. El deslizamiento de Olivares (Moclín Granada): geología composición morfología y evolución dinámica durante los 15 primeros meses de su inicio (12-4-86). II Simposio sobre taludes y laderas inestables. Andorra la Vella. pp. 723-739.
- Chacón J. y Soria F. J. 1992. Inventario y caracterización de movimientos de ladera en la vertiente septentrional de Sierra Nevada. III Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. La Coruña. Vol. 1: 149 -160.
- Chacón J., El Hamdouni R., Arroyo J.M., Irigaray C. y Fernández T. 2001. Slope instability in the north-eastern sector of the Granada basin (Spain): events following recent rainfall (1995-1998). En C. Sáenz de Galdeano A. Peláez y A.C. López Garrido. La Cuenca de Granada: Estructura Tectónica Activa Sismicidad Geomorfología y Dataciones Existentes. CSIC-Universidad de Granada. pp. 189-197.
- Chacón J., Irigaray C., Fernández T. y El Hamdouni R. 2003. Susceptibilidad a los movimientos de ladera del Sector Central de la Cordillera Bética. En: F.J. Ayala y J. Corominas (eds.) Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnicas SIG. Fundamentos y aplicaciones en España. IGME Madrid: 83-96.
- Christensen J.H. y O.B. Christensen. 2003. Severe Summer Flooding in Europe Nature 421 805-806.
- Clotet N. y Gallart F. 1983 Sediment yield in a mountainous basin under high Mediterranean climate. Zeitschrift für Geomorphologie.
- Corominas J. 1985. Els riscos geològics. A Història Natural del Països Catalans. Volum 3. Recursos Geològics i sòls. Fundació Enciclopèdia Catalana. Barcelona: 225-270.
- Corominas J. 1989. Litologías inestables. Monografía nº 3. Sociedad Española de Geomorfología. Zaragoza: 81-96.
- Corominas J. 1993. Landslide occurrence a review of the Spanish experience. U.S.-Spain Workshop on Natural Hazards Barcelona: 175-194.
- Corominas J. 2000. Landslides and Climate. In E.N. Bromhead (ed.). VIII International Symposium on Landslides Cardiff UK Keynote lectures CD_ROM 2000.
- Corominas J. y Alonso E. 1984. Inestabilidad de laderas en el Pirineo catalán. Tipología y Causas. Jornadas sobre Inestabilidad de laderas en el Pirineo. Barcelona. C.1-C.53.
- Corominas J. y Alonso E.E. Geomorphological effects of extreme floods (November 1982) in the southern Pyrenees In Hydrology in mountainous regions. IAHS 1990 Publ. 194: 295-302.
- Corominas J. y Moya J. 1999. Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin Eastern Pyrenees Spain. Geomorphology 30: 79-93.
- Corominas J., Moya J., Ledesma A., Rius J., Gili J.A. y Lloret A. 1999. Monitoring of the Vallcebre landslide Eastern Pyrenees Spain. Proceedings Intern. Symp. on Slope Stability Engineering: IS-Shikoku'99. Matsuyama. Japan 2. pgs. 1239-1244.
- Corominas J., Moya J. y Hürlimann M. 2002. Landslide rainfall triggers in the Spanish Eastern Pyrenees. Proceedings 4th EGS Conference on Mediterranean Storms. Mallorca. CD-ROM.
- Corominas J., Moya J., Masachs I., Baeza C. y Hürlimann M. 2004. Identificación de episodios de reactivación en grandes deslizamientos pirenaicos mediante técnicas dendrocronológicas. VIII Reunión Nacional de Geomorfología. Todelo (en prensa).
- Crozier M. 1991. Determination of palaeoseismicity from landslides. 6th International Symposium on Landslides. Christchurch. Bell (Ed.). A.A. Balkema Rotterdam. Vol. 2: 1173-1180.
- De Castro M., Martín-Vide J. y Alonso S. 2004. El clima de España: pasado presente y escenarios de clima para el siglo 21. Evaluación de los Impactos del Cambio Climático en España (ECCE).
- Domínguez M.J. 2003. Geomorfología e inestabilidad de laderas en la cuenca carbonífera central (valle del Nalón Asturias). Análisis de la susceptibilidad ligada a los movimientos superficiales del terreno. Tesis Doctoral inédita. Universidad de Oviedo. 221 pgs. + anejos

- Domínguez M.J., Jiménez M., y Rodríguez A. 1999. Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain: relationships between rainfall and instability slope events. *Geomorphology* 30: 125-132.
- Eisbacher G. H. y Clague J.J. 1984. Destructive mass movements in high mountains: hazard and management. Geological Survey of Canada Paper 84-16: 230 pgs.
- El Hamdouni R. 2001. Estudio de los movimientos de ladera en la cuenca del río Ízbor mediante un SIG: contribución al conocimiento de la relación entre tectónica activa e inestabilidad de vertientes. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 429 pgs. + 8 mapas.
- Fernández T., Brabb E., Delgado F., Martín-Algarra A., Irigaray C., Estévez A. y Chacón J. 1997a. Rasgos geológicos y movimientos de ladera en el sector Izbor-Velez Benaudalla de la cuenca del río Guadalfeo (Granada). IV Simposio Taludes y laderas inestables. Granada. Vol. 2: 795-808.
- Fernández-Montero A. y García-Yagüe A. 1984. Movimientos de ladera en el curso alto del río Pas (Cantabria). Actas I Congreso Español de Geología. Segovia. Vol. 3: 423-430.
- Ferrer M. y Ayala F.J. 1997. Relaciones entre desencadenamiento de movimientos y condiciones meteorológicas para algunos deslizamientos en España. IV Simposio Taludes y Laderas. Granada. Vol. 1: 185-197.
- Ferrer M., López J.M., Mateos R., Morales R. y Rodríguez A. 1997. Análisis y estimación del riesgo de desprendimientos rocosos en la cala de Banylabufar (Mallorca). IV Simposio Taludes y Laderas. Granada. Vol. 1: 365-376.
- Ferrer P., Furdada G., Vilaplana J.M., 2000. Organización e Informatización del Catastro de aludes de Andorra. *Geotemas*. Vol. 1: 173 - 176.
- Fleta J. 1988. Litología y deslizamientos en la cuenca alta del río Ter. II Simposio sobre taludes y laderas inestables. Andorra la Vella. pgs. 31-40.
- Furdada G. , Oller P., Martínez P., Vilaplana J.M. 1999. Slushflows at the El Port del Comte (Northeast Spain). *Journal of Glaciology*. Vol.45 151:555-558.
- Gallart F. and Clotet N. 1988. Some aspects of the geomorphic process triggered by an extreme rainfall event: the November 1982 flood in the Eastern Pyrenees. *Catena Suppl.* 13:75-95.
- García-Yagüe A. y García-Álvarez J. 1988. Grandes deslizamientos españoles. II Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables. Andorra la Vella. pgs. 599-612.
- Glazovskaya T.G. 1998. Global distribution of snow avalanches and changing activity in the northern hemisphere. *Annals of glaciology* 26: 337-342.
- González B., Recchi C., Oliveros M.A. y Ortuño L. 1997. Adaptación de dos proyectos de carreteras a las condiciones geológico-geotécnicas reales deducidas de la experiencia en tramos cercanos. IV Simposio Taludes y laderas inestables. Granada. Vol. 1: 157-169.
- González-Díez A. 1995. Cartografía de movimientos de ladera y su aplicación al análisis del desarrollo temporal de los mismos y de la evolución del paisaje. Tesis Doctoral inédita. Universidad de Oviedo. 415 pp. + anejos.
- González-Díez A., Salas L., Díaz de Terán J.R. y Cendrero A. 1996. Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region Spain. *Geomorphology* 15: 291-309.
- González-Díez A., Remondo J., Díaz de Terán J.R. y Cendrero A. 1999. A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology* 30: 95-113.
- González-Villariás F.J. 2001. Estudio de estabilidad del acantilado de Rebolleres y Sequiro (Candas-Asturias). IV Simposio Taludes y laderas inestables. Granada. Vol. 1: 267-284.
- Grove J.M. 1972. The incidence of landslides avalanches and floods in Western Norway during the Little Ice Age. *Artic and Alpine Research* 4: 131-138.
- Gutiérrez F., Arauzo T. y Desir G. 1994. Deslizamientos en el escarpe en yesos de Alfajarín (Zaragoza). *Cuaternario y Geomorfología* 8: 57-68.
- Hürlimann M., Ledesma A. y Martí J. 1999. Conditions favouring catastrophic landslides on Tenerife (Canary Islands). *Terra Nova* 11: 106-111.
- Irigaray C. 1995. Movimientos de ladera : Inventario análisis y cartografía de susceptibilidad

- mediante un G.I.S. Aplicación a las zonas de Colmenar (Málaga España). Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Irigaray C. y Chacón J. 1991. Los movimientos de ladera en el sector de Colmenar (Málaga). Revista. Sociedad Geológica de España 4: 203-214.
- Izquierdo F. y Abad P. 1997. Inestabilidades de laderas en la Comarca de los Serranos (Valencia). Efectos de la pluviometría y de los incendios forestales. IV Simposio Taludes y laderas inestables. Granada. Vol. 1: 227-237.
- Janbu N., Nestvold J. y Grande L. 1995. Winter slides-A new trend in Norway. Proceedings 6th International Symposium on Landslides. Christchurch. New Zealand. Vol. 3: 1581-1586.
- Jiménez M. 1997. Movimientos en masa en la cabecera del río Nalón (Cordillera Cantábrica NO España). Cuaternario y Geomorfología 11: 3-16.
- Laloui L., Tacher L., Moreni M. y Bonnard Ch. 2004. Hydro-mechanical modeling of crises of large landslides : application to the La Frasse Landslide. Proc. IXth Int. Symp. On Landslides Rio de Janeiro 1103-1110. Balkema.
- Lamas F., El Hamdouni R., Fernández T., Irigaray C. y Chacón J. 1997. Influencia de las lluvias medidas entre noviembre de 1996 y marzo de 1997 en la generación de movimientos de ladera en Andalucía suroriental. IV Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables. Granada. Vol. 1: 213-225.
- Lomoschitz A. y Corominas J. 1992. Cronología relativa de los deslizamientos de la Depresión de Tirajana (Isla de Gran Canaria). En: López Bermudez F., Conesa C. y Romero M.A. (eds.). Estudios de Geomorfología en España. Vol. 2: 455-463.
- Lomoschitz A., Meco J. y Corominas J. 2002. The Barranco de Tirajana basin Gran Canaria (Spain). A major erosive landform caused by large landslides. Geomorphology 42: 117-130.
- López J., Carcavilla L., Chicharro E y Escalante E. 2000. Neve e valanghe in Spagna. Neve e Valanghe nº39: 6 -19.
- Marquès M.A., Martín E. y Gascón M. 2001. Episodio extremo y distribución espacial de movimientos de laderas en Montserrat (Barcelona España). V Simposio Taludes y Laderas Inestables. Madrid. Vol. 3: 1315-1326.
- Martí G., Oller P., Bisson B., Gavaldà J., García C. y Martínez 1995. Project of elaboration of a cadastre of avalanche paths in the Catalan Pyrenees. En ANENA-CEMAGREF (Eds.): Les apports de la recherche scientifique à la sécurité neige glace et avalanches. pgs. 103-108.
- Martínez J.M. y García Yagüe A. 1988. Importancia de los fenómenos de laderas en el Mioceno continental: estudio del río Matayeguas. II Sipsio sobre taludes y laderas inestables. Andorra la Vella. pgs 79-88.
- Mateos R.M. 2001. Los movimientos de ladera en la Sierra de Tramuntana (Mallorca). Caracterización geomecánica y análisis de peligrosidad. Tesis Doctoral. Inédita. Universidad Complutense de Madrid.
- Menéndez R. 1994. Geomorfología del area de Somiedo (Cordillera Cantábrica N de España). Aplicaciones de los sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve. Tesis doctoral. Inédita. Universidad de Oviedo. 254 pgs.
- Menéndez R. y Marquínez J. 2002. The influence of the environmental and lithologic factors on rockfall at a regional scale: an evaluation using GIS. Geomorphology 43: 117-136.
- Monterrubio S., Yenes M., Sánchez J., Blanco J.A., Fernández B. y Santos G. 2001. Características geotécnicas de la facies Dueñas del sector central de la cuenca del Duero y sus implicaciones en la fm de grandes deslizamientos rotacionales de la zona. V Simposio Taludes y Laderas. Madrid. Vol. 1: 149-160.
- Moya J. 2002. Determinación de la edad y de la periodicidad de los deslizamientos en el Prepirineo oriental. Tesis Doctoral. Inédita. Univ. Politècnica de Catalunya 248 pgs.
- Moya J. y Corominas J. 1997. Condiciones pluviométricas desencadenantes de deslizamientos en el Pirineo Oriental. IV Simposio Taludes y Laderas. Granada. Vol. 1: 199-212.
- Moya J., Vilaplana J.M. y Corominas J. 1997. Late Quaternary and historical landslides in the South-Eastern Pyrenees. Paleoclimate Research 19: 55-73.

- Noverraz F. Bonnard Ch. Dupraz H. Huguenin L. 1998. Grands glissements de versants et climat. Rapport final PNR 31. 314p. V/d/f Hochschulverlag AG Zürich.
- Palmquist R.C. y Bible G. 1980. Conceptual modelling of landslide distribution in time and space. Bulletin Association Engineering Geologists 21: 178-186.
- Remondo J. 2001. Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial. Tesis Doctoral Universidad de Oviedo.
- Remondo J., González-Díez A., Soto J., Díaz de Terán J.R. y Cendrero A. 2004 (enviado). Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas. *Geomorphology*.
- Rodés P. 1999. Análisis de los accidentes por aludes de nieve en España. Una aproximación a la revisión histórica. Ediciones Ergo. Madrid. 76pp.
- Rodríguez Ortiz J.M y Durán J.J.. 1988. El deslizamiento de Olivares (Granada) de abril de 1986. II Simposio sobre taludes y laderas inestables. Andorra la Vella. pgs. 681-691.
- Salazar A. y Ortega L.I. 1990. Los deslizamientos en la alineación costera guipuzcoana (Sector Menditorrotz-Igueldo). Actas 1ª Reunión Nacional de Geomorfología. Teruel: 551-560.
- Sánchez F.J y Soriano A. 2001. Metodología para el estudio de la estabilidad de laderas en embalse. V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Madrid. Vol. 1: 87-98
- Sánchez-Arcilla A., Cendrero A. y Zazo C. 2004. Riesgo litoral. Evaluación de los Impactos del Cambio Climático en España (ECCE).
- Schuster R.L., Logan R.L. y Pringle P.T. 1992. Prehistoric rock avalanches in the Olympic Mountains Washington. *Science* 258: 1620-1621.
- Soler C. 1997. Gigantescos deslizamientos en islas volcánicas y su repercusión en la hidrogeología insular. IV Simposio Taludes y Laderas. Granada. Vol. 1: 325-337.
- Starkel L. 1985. The reflection of the Holocene climatic variations in the slope and fluvial deposits and forms in the European mountains. *Ecologia Mediterranea* 11: 91-97.
- Vilaplana J.M. y Martínez P. 1996. El riesgo de aludes en el Pirineo de Cataluña. Sexto Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Granada. Vol.I: 595-603.
- Vilaplana J.M. 2001. La gestion spatiale du risque d'avalanches: les cas de l'Espagne et de l'Andorre. En: Bilan et perspectives de 30 ans de gestion du risque d'avalanche en France. ANENA. p. 119-124.
- Watts A.B. y Masson D.G. 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 100: 24487-24498.