



EL CLIMA Y SUS CONSECUENCIAS SOBRE LA ACTIVIDAD DE LOS MOVIMIENTOS DE LADERA EN ESPAÑA

The climate and its consequences on the activity of the landslides in Spain

J. Corominas

*Dpto. de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica
Universitat Politècnica de Catalunya - Jordi Girona, 1-3 - 08034 Barcelona
Fax (34) 93 401 72 51 - jordi.corominas@upc.edu*

Resumen: El clima es el factor más influyente en la estabilidad de las laderas y de los deslizamientos en España. Los deslizamientos 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 por deslizamiento. En las zonas costeras, las roturas se concentran en los acantilados rocosos expuestos a la erosión marina.

La relación entre el clima y la inestabilidad de laderas es compleja debido a la gran variedad de mecanismos de rotura. Los temporales 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. Eventos lluviosos de intensidad baja o moderada prolongados 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, las modificaciones antrópicas (talas forestales, filtraciones, sobrecargas) son causa decisiva en 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 las consecuencias del cambio climático, la incertidumbre sobre el aumento futuro 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 del entorno mediterráneo. El aumento de la precipitación invernal en la Cordillera Cantábrica y las Cuencas Neógenas del norte, haría reactivar los grandes deslizamientos con mayor frecuencia.

Palabras clave: clima, cambio climático, estabilidad de laderas, deslizamientos, España

Abstract: The climate is the most influencing factor on the stability of the slopes and existing landslides in Spain. Landslides are concentrated in the main mountain ranges, especially in the Pyrenees, and the Cantabrian and Betic ranges. However, the banks of the rivers draining the large Tertiary basins are also unstable. Relief, together with the lithological component, account for the geographic distribution of the slope failures. In coastal areas, failures are concentrated on rocky cliffs exposed to marine erosion.



J. Corominas. El clima y sus consecuencias sobre la actividad de los movimientos de ladera en España. *Rev. C & G.*, 20 (3-4), 89-113.

The relationship between climate and slope instability is complex due to the great variety of failure mechanisms. High-intensity, short-lasting rainfall episodes (over 100 mm in the Cantabrian range and over 180 mm in the Pyrenees) generally cause shallow landslides, debris flow and rockfalls. Prolonged low or moderate-intensity rainfall lasting for several days or weeks reactivate landslides and mudslides. The behaviour of large landslides is very dependent on the geological-geomorphological context, but their reactivation is frequently associated with abnormally rainy seasonal periods. In any case, anthropic modifications (logging, leaks, overloading) are a decisive cause of new, apparently spontaneous, slope failures.

Two rainy periods with associated landsliding activity were detected in the last century, in 1905-1930 and 1958-1987, and a relatively calm period from the 30s to the 50s. This apparent cyclicity has also been observed in other European regions, although not simultaneously. With reference to the consequences of the climate change, the uncertainty related to the increased frequency of torrential rainfall and abnormally rainy episodes in the future prevent from any conclusive statement. Increased torrentiality will cause a greater number of shallow landslides and debris flows, the effects of which could be exacerbated by changes in land use and reduced plant cover in the mediterranean region. The increase of winter precipitation in the Cantabrian Range and northern Neogene Basins will reactivate large landslides more often.

Keywords: climate, climate change, slope stability, landslides, Spain

1. Introducción

Desde hace algunos años, el cambio climático, y sus posibles consecuencias, es objeto de interés por parte los medios de comunicación y del conjunto de la sociedad. El año 2005 ha sido especialmente seco en España, y uno de los más cálidos desde que se dispone de registros meteorológicos. Al mismo tiempo, en la zona del Caribe el número de huracanes y tormentas tropicales han batido su récord histórico. Nada más empezar 2006, un deslizamiento de tierras en la población de Cijeruk, en la isla de Java, Indonesia, sepultó más de 70 personas. Esta y otras catástrofes han generado un vivo debate no sólo sobre el cambio climático sino también sobre las consecuencias de las transformaciones del uso del suelo y degradación del bosque en la estabilidad a medio y largo plazo en las laderas.

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

- (a) La identificación de los umbrales de lluvia capaces de producir nuevas roturas en las

laderas o reactivar deslizamientos ya existentes. Estos umbrales son la base imprescindible para la predicción a corto plazo de las roturas y la puesta a punto de los sistemas de alerta y evacuación.

- (b) El conocimiento de la actividad a medio y largo plazo de los deslizamientos. Las series temporales de roturas y reactivaciones sirven para determinar la frecuencia, parámetro fundamental para evaluar la peligrosidad.
- (c) La predicción de la respuesta de los deslizamientos a las fluctuaciones climáticas. En áreas de montaña, los grandes deslizamientos en estado latente, constituyen una grave amenaza para la población y las infraestructuras. El análisis de la actividad reciente y pasada de los deslizamientos puede proporcionar las claves para poder anticipar su reactivación en el futuro.
- (d) La utilización de los deslizamientos como geoindicadores de las variaciones del clima. Los cambios en el régimen de actividad de los deslizamientos, en determinados contextos pueden ser atribuidos a los cambios de las condiciones hidrológicas de la ladera, las cuales están controladas por el clima.

En el presente artículo nos proponemos comentar brevemente como afecta el clima a la estabilidad de las laderas en España y qué se puede espe-

rar de su comportamiento futuro, como consecuencia del cambio climático. El artículo se basa, en parte, en la síntesis realizada recientemente y que se recoge en Corominas (2005). En lo que sigue, vamos a centrar la atención en el papel que juega el clima en la inestabilidad de las laderas y describiremos las características de las lluvias capaces de desencadenar roturas de nueva formación o de reactivar deslizamientos existentes. A la luz de los datos disponibles en la actualidad sobre la evolución futura del clima en España, comentaremos cual puede ser el comportamiento futuro de las laderas en algunas áreas geográficas.

La terminología de los movimientos de ladera que utilizamos en el presente artículo sigue básicamente la propuesta por Corominas y García Yagüe (1997) mientras que los términos para describir el grado de actividad, son los establecidos por el grupo de trabajo de la UNESCO para el Inventario Mundial de Deslizamientos en colaboración con las sociedades geotécnicas internacionales (WP/WLI 1993).

2. Áreas inestables en España

La inestabilidad de laderas tiene lugar donde las condiciones son favorables. La litología y el relieve, entre otros, son los principales factores condicionantes de la aparición de roturas. Las laderas inestables son habituales en zonas montañosas. Sin embargo, en España ocurren también en otros contextos morfoestructurales. Con objeto de proceder a su descripción, distinguiremos tres dominios: cordilleras alpinas, depresiones neógenas y costas acantiladas.

2.1 Roturas en las cordilleras alpinas

Los Pirineos, la Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico, las Cordilleras Béticas y las Sierras Costeras Catalanas, concentran el mayor número de roturas debido a la coincidencia de un relieve acusado -perteneciente en gran parte a sistemas morfogenéticos glaciares y/o periglaciares (activos o relictos)-, la presencia de terrenos susceptibles, y un régimen de lluvias torrenciales, especialmente en el entorno mediterráneo. Dos factores del relieve, que favorecen la inestabilidad, destacan

sobre los demás: la acusada pendiente de las laderas como resultado de la excavación de los glaciares pleistocenos y el encajamiento de la red fluvial actual, en algunos casos acrecentada por procesos de levantamiento orogénico (i.e. valle del río Guadalfeo, Cordilleras Béticas).

La presencia de terrenos de baja resistencia es clave en la aparición de los fenómenos de inestabilidad. Una síntesis de las formaciones litoestratigráficas sensibles puede encontrarse en Corominas y Alonso (1984); Corominas (1993), y Díaz de Terán et al. (1997). En los Pirineos, las pizarras silúricas han dado lugar a roturas de grandes dimensiones 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 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. Las formaciones arcillosas continentales del tránsito Cretácico-Eoceno (facies garumnienense), han dado lugar a frecuentes deslizamientos rotacionales, traslacionales y coladas de barro en la Cuenca de Tremp y Sierras Pre-Pirenaicas (Torral, 1984). 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) (Fig. 1). Los coluviones recubren gran parte de las laderas y dan lugar a deslizamientos y coladas de derrubios.

En la cordillera Cantábrica son particularmente abundantes las formaciones arcillosas con intercalaciones de margas y limolitas de la Facies Weald y en el Keuper. Estas formaciones presentan deslizamientos rotacionales y traslacionales como los del valle del Pas (Fernández-Montero y García Yagüe, 1984) y valles del Miera, Saja y Besaya (García-Yagüe y García-Álvarez, 1988; González-Diez et al. 1996). Los niveles de lignitos intercalados en las formaciones del Carbonífero del valle del Sil favorecen también los grandes deslizamientos traslacionales. Finalmente, los recubrimientos coluviales son la fuente de deslizamientos superficiales y



Figura 1. Deslizamiento rotacional en los depósitos glaciares de Cerler (Huesca). La erosión del barranco de Remáscaro es uno de los desencadenantes principales del movimiento.

Figure 1. Rotational slide in the glacier deposits of Cerler (Huesca). The erosion of the Remáscaro creek is one of the main triggers of the landslide.

corrientes de derrubios como quedó de manifiesto en agosto de 1983 en el País Vasco y Cantabria (Fig. 2).

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 arcillitas de facies Keuper y los niveles margosos de edad jurásica y cretácica han permitido el desarrollo de

grandes deslizamientos y coladas de tierras, como en Arenós (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 es 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

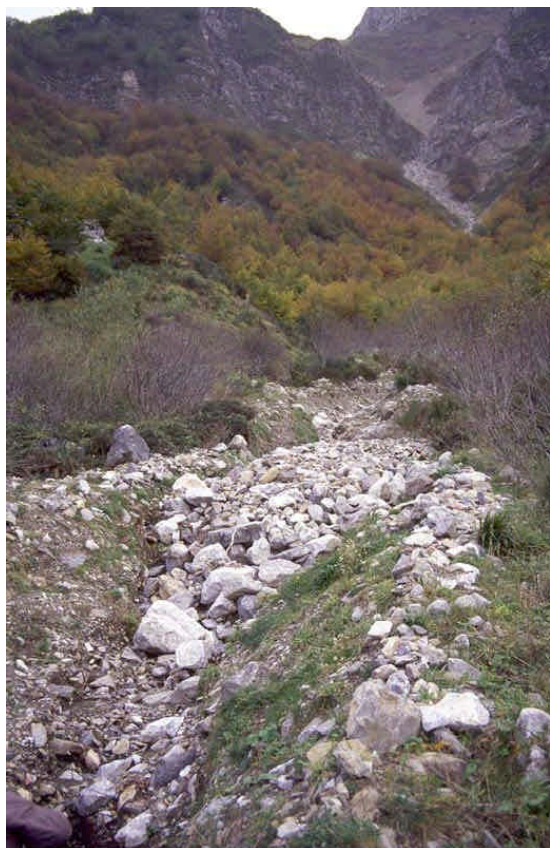


Figura 2. Corriente de derrubios generada en agosto de 1997, confinada por diques laterales. Parque de Somiedo, Asturias
Figure 2. Debris flow generated in August 1997, confined by lateral levees. Somiedo Natural Park, Asturias.

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 las cordilleras Béticas los deslizamientos traslacionales están asociados a metapelitas y los rotacionales a filitas y esquistos (Chacón y Soria, 1992; Fernández et al. 1997).

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 facilitado el desarrollo

de avalanchas de rocas (Jiménez, 1997; Menéndez y Marquínez, 2002).

2.2 Depresiones neógenas

Los valles del Ebro, del Duero, del Tajo y del Guadalquivir así como las depresiones intramontañas, como las de la Cerdanya, Vallès-Penedès, el Bierzo, la Hoya de Alcoy o la Depresión de Granada, están rellenas de potentes formaciones detríticas entre las que aparecen importantes paquetes de arcillas continentales y marinas así como formaciones yesíferas interestratificadas con margas. La migración de los meandros de los cursos principales, que conlleva la erosión y socavación 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; Yenes 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 de drenaje desestabiliza las laderas en la cuenca del río Anioia, en la cuenca baja del río Llobregat (Bordonau y Vilaplana, 1987), 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, por lo general, de grandes dimensiones algunos sobrepasan el millón de metros cúbicos como en Benamejí (Córdoba) o Hontoria y Tariego de Cerrato (Valladolid).

2.3 Acanilados 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 cretácico y eoceno en el País Vasco (Salazar y Ortega, 1990) y de la 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) (Fig. 3). Los macizos graníticos y de calizas fracturadas en la Costa Brava, dan lugar a frecuentes desprendimientos de bloques y cuñas rocosas (Martínez et al. 2005). En el archipiélago canario, la erosión y socavación de materiales volcánicos dan lugar a

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 Teguisse 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 si bien las hipótesis de rotura más aceptadas apuntan hacia un origen provocado por la acumulación de materiales volcánicos, las inyecciones de diques, sismicidad asociada a las erupciones y la 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).

3. Mecanismos desencadenantes de los deslizamientos en España

La rotura de la ladera en un instante preciso, requiere de la presencia de una acción externa cuyo



Figura 3. Deslizamientos y desprendimientos en las inmediaciones del puerto de Valldemossa (Mallorca), agravados por los temporales de noviembre 2001

Figure 3. Landslides and rock falls next to the Valldemossa harbour (Majorca), aggravated by the sea storms of November 2001.

efecto es aumentar las tensiones desestabilizadoras o reducir la resistencia del terreno. Los mecanismos desencadenantes más frecuentes son la lluvia, la fusión de la nieve, las sacudidas sísmicas, las erupciones volcánicas, y la socavación por el oleaje o la erosión fluvial (Wieczorek, 1996). Los movimientos de ladera también pueden ocurrir de forma espontánea sin ningún desencadenante aparente como resultado, por ejemplo, de la relajación de tensiones provocada por un rápido encajamiento fluvial o por la pérdida progresiva de la resistencia de los materiales que componen la ladera, como resultado de la meteorización. Finalmente, conviene tener presente, además, que las modificaciones de las laderas por la acción del hombre (excavación de desmontes, talas forestales, sobrecargas, entre otros) alteran la distribución de esfuerzos y favorecen la desestabilización. En estos casos, la rotura de las laderas, tiene lugar en condiciones relativamente moderadas de los factores desencadenantes. Sin embargo, el establecimiento de la relación causa-efecto para la actividad humana no siempre es posible porque la inestabilidad puede tener lugar mucho tiempo después de producirse la modificación.

En España, la mayoría de roturas se deben al régimen de precipitaciones (tabla 1). También ha habido terremotos que han desencadenado deslizamientos y desprendimientos rocosos. Como ejemplo, cabe mencionar el terremoto de Alcoi de 2 de diciembre de 1620 o el terremoto de Lisboa el 1 de noviembre de 1755 cuyos efectos se dejaron notar por toda Andalucía, con agrietamientos como los del cantil rocoso de Arcos de la Frontera, en Cádiz (Jiménez Salas, 1992), y la reactivación del deslizamiento de Güevéjar en Granada (Sanz, 1992). Sin embargo, España pertenece a una región de sismicidad moderada y en la que el periodo de retorno de los terremotos capaces de producir deslizamientos en las zonas sísmicas más activas (Cordilleras Béticas y Pirineos), es significativamente mayor que el de las lluvias torrenciales.

En el siglo XX, los episodios más notorios de inestabilidad de laderas generalizada tuvieron lugar en Cataluña en octubre de 1907 y 1940, y noviembre de 1982; País Vasco, en agosto de 1983, y Andalucía en el invierno de 1996-1997, siendo todos ellos causados por precipitaciones. En la cuenca carbonífera asturiana, un análisis sobre 213

roturas producidas entre 1980 y 1995 (Domínguez, 2003) encontró 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, en agosto de 1983 y de 1994, con intensidades de lluvia superiores a los 100 mm en 24 h, ocasionando numerosos deslizamientos por toda la región (González-Díez, 1995). En una revisión de 20 grandes 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 produjeron en episodios lluviosos anormalmente elevados, con valores que oscilan entre el 15 y el 120% de la lluvia media anual.

En los acantilados de la costa Cantábrica, la costa Brava, la costa de Almería y Granada, costa de las islas Baleares y en las islas Canarias son frecuentes las roturas. Se trata mayoritariamente de desprendimientos, vuelcos y deslizamientos que, si bien pueden ser activados por eventos lluviosos como en octubre de 1994 en l'Estartit (Girona) o septiembre de 2005 en Sa Caixota (Sant Josep, Eivissa), en general son inducidos por la acción erosiva del oleaje en la base de los acantilados.

La tabla 1 probablemente es incompleta. Seguramente otros episodios lluviosos habrán causado abundancia de deslizamientos en laderas. Desafortunadamente, no tenemos constancia de ello ya que, a diferencia de las crecidas fluviales, apenas existen registros históricos que hagan referencia a los deslizamientos y sus consecuencias. Es más, con frecuencia, los daños provocados por deslizamientos y desprendimientos han sido atribuidos erróneamente ya sea a la lluvia o a las crecidas fluviales, y de un modo parecido, algunos deslizamientos han sido erróneamente descritos como sisimos (López-Marinas, 1985).

A pesar de esta limitación, la tabla 1 pone en evidencia la diferente distribución estacional de las roturas del entorno mediterráneo respecto a las del 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 concentraron fundamentalmente en otoño –Octubre y Noviembre– aunque esporádicamente haya habido algún episodio en

Tabla 1. Principales eventos de deslizamiento en España y Principado de Andorra en el siglo XX. Se incluye únicamente aquellos eventos en los que se haya observado, por lo menos, decenas de roturas de pequeñas dimensiones (deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios, desprendimientos) o la reactivación de grandes deslizamientos (volumenes de millones de metros cúbicos)

Table 1. Main landsliding events in Spain and in the Principality of Andorra during the 20th century. The table includes only those events in which at least several tens of small-size slope failures (shallow slides, debris flows, rockfalls) or the reactivation of large landslides (volumes of millions of cubic metres), have been observed.

<i>Localidad Área afectada</i>	<i>Fecha</i>	<i>Desencadenante</i>	<i>Tipo</i>	<i>Consecuencias</i>	<i>Referencia</i>
Prineo Oriental	Octubre 1907	Periodo de lluvias continuadas	Deslizamientos y corrientes de derrubios	Reactivación de grandes deslizamientos en Brallars (Huesca), Llavorsí (Lleida), entre otros	Corominas y Alonso, 1984 Corominas et al. 2004
Prineo Oriental y Central	25-28 octubre 1937	Episodio lluvioso	Corrientes de derrubios	Alud de derrubios en Bono (Huesca) que obtura río Noguera Ribagorzana; corrientes de derrubios en el Principado de Andorra	
Cuenca del Duero	Diciembre 1935	Periodo de lluvias continuadas	Reactivación deslizamientos	Deslizamientos en Valladolid y posiblemente en Cabezón de Pisuegra y Hontoria	Yenes et al. 2001
Prineo Oriental (Cataluña y Rosellón)	Mayo 1936 16-18 octubre 1940	Episodio lluvioso	Deslizamientos y corrientes de derrubios	6 muertos por desprendimientos y corrientes de derrubios. Afecta también y sobre todo, al Macizo del Canigó en la vertiente francesa.	Corominas, 1985
Rosiana (Gran Canaria)	17 febrero 1956	Episodio lluvioso después de periodo de lluvias continuadas	Reactivación deslizamiento	El movimiento se mantuvo durante 10 días. Puente y casas destruidos. 250 evacuados	Lomoschitz y Corominas, 1997
Arenós (Castellón)	2 octubre 1957	Temporal de lluvias	Reactivación deslizamiento	Alcanza fondo del valle e interrumpe el curso del río Millars 55 viviendas destruidas y 50 dañadas	Ferrer et al. 1997
Prineo Central	3 agosto 1963	Temporal de lluvias	Corrientes y aludes de derrubios	Aludes de derrubios en Senet, Benasque (Huesca) y Arries (Lleida). Obtura río. Afecta carretera	Ferrer et al. 1997 Brocal (1984)
Prineo Oriental y Central (Cataluña, Aragón y Andorra)	6-7 noviembre 1982	Temporal de lluvias	Deslizamientos, corrientes de derrubio, coladas de barro, desprendimientos rocosos	3 muertos en Cabdella (Lleida). Casas destruidas. Abandono de Pont de Bar. Carreteras cortadas e interrumpidas. Más de 1.900 roturas entre los ríos Segre y Llobregat	Corominas y Alonso, 1984; Corominas, 1985; Gallart y Clotet, 1988
País Vasco y Cantabria	26 agosto 1983	Temporal de lluvias	Deslizamientos superficiales y corrientes derrubios		Díaz de Terán et al. 1998
Olivares	13-25 abril 1986	Desconocido	Deslizamiento - colada de barro	Afectadas algunas viviendas. Alcanza lecho del río	Rodríguez-Ortiz y Durán, 1988; Chacón y López, 1988
Prineo Oriental (Cataluña)	3-10 octubre 1987	Periodo de lluvias continuadas	Desprendimiento, deslizamientos y corrientes de derrubios	2 muertos en Guixers (Lleida) y 2 más en La Massana (Andorra)	Elaboración propia

<i>Localidad Área afectada</i>	<i>Fecha</i>	<i>Desencadenante</i>	<i>Tipo</i>	<i>Consecuencias</i>	<i>Referencia</i>
Benanejí (Córdoba)	27 diciembre 1989		Deslizamiento	Afectadas decenas de viviendas	Ferrer et al. 1997
Sierras Costeras	10-11 octubre 1994	Tres episodios lluviosos	Deslizamientos corrientes derrubios	Reactivación de deslizamientos en l'Estartit (Girona); La Riba y Riudecols (Tarragona); Cuenca de Tremp y Pont de Suert (Lleida). Un muerto, numerosos desperfectos en viviendas y vías de comunicación	Elaboración propia
Pinieo Oriental	3 noviembre 1994				
Sierra de Gredos	Diciembre 1995	Período de lluvias	Deslizamiento	Deslizamientos y corrientes de derrubios en el Valle de Jerte (Sierra de Gredos), deslizamientos con desperfectos en carreteras en el Pinieo	Carrasco et al. 2003
Pinieo Oriental	Enero 1996	continuas	Corriente derrubios		Elaboración propia
Andalucía	Diciembre 1996	Período de lluvias	Deslizamientos, y coladas de tierras	Numerosos desperfectos de vías de comunicación	Lamas et al. 1997
Pinieo Oriental	Marzo 1997	continuas			
Pinieo Oriental	17 diciembre 1997	Temporal de lluvias	Deslizamientos y corrientes de derrubios	Deslizamientos y corrientes de derrubios 1 herido grave. Carretera cortada en Sant Corneli	Elaboración propia
Montserrat (Barcelona)	10 junio 2000	Temporal de lluvias	Corrientes derrubios y desprendimientos	Daños diversas carreteras y funicular	Marquès et al. 2001
Tenerife	31 marzo 2002	Temporal de lluvias	Desprendimientos y vuelcos	Carreteras TF-1, TF-2 y TF-5 cortadas	Elaboración propia

otras estaciones. En la Cordillera Cantábrica, en las Cordilleras Béticas y en las grandes Depresiones Neógenas de la península, las roturas son más frecuentes en periodo invernal y durante la primavera. Un análisis de las roturas de la Cuenca Carbonífera Asturiana para el periodo 1980-1995, muestra que la mayoría de las 213 roturas producidas tienen lugar en noviembre, diciembre y abril (Domínguez, 2003). Sin embargo, algún episodio ha ocurrido en verano como, por ejemplo, el ya citado de agosto de 1983 que probablemente ha sido el que más deslizamientos ha causado en las últimas décadas en Cantabria y el País Vasco (Remondo, 2001). En las Islas Canarias, los deslizamientos y desprendimientos se concentran preferentemente durante los meses de invierno.

4. Características de las roturas de ladera causadas por los episodios lluviosos

La infiltración del agua de lluvia en la ladera aumenta las presiones en los poros y en las fisuras del terreno, reduciendo su resistencia. La relación entre la cantidad de agua infiltrada y la que fluye de la ladera regula los cambios en la presión del agua subterránea. Cuando la presión intersticial aumenta hasta un nivel crítico, se produce la rotura. El ritmo de infiltración lo regula la pendiente topográfica, el recubrimiento vegetal, la permeabilidad del terreno y el grado de saturación. Por otro lado, la estabilidad está condicionada por la resistencia del terreno, que varía en función de la naturaleza de los materiales, la estructura geológica y la geometría de la ladera. Por todo ello, la lluvia crítica para producir la rotura varía de una ladera a otra y los umbrales regionales de lluvia capaces de provocar deslizamientos sólo se pueden estimar de manera aproximada. A pesar de estas limitaciones, el establecimiento de umbrales de lluvia constituye una herramienta de inestimable valor para la poner a punto sistemas de alerta y gestionar el riesgo.

Se han identificado tres tipos de situaciones meteorológicas que dan lugar a la rotura de laderas o la reactivación de deslizamientos (Moya y Corominas, 1997; Corominas et al. 2002): (a) temporales de lluvias intensas y de corta duración que desencadenan deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios y desprendimientos de forma

generalizada; (b) episodios lluviosos de intensidad moderada a baja, que se prolongan durante días o algunas semanas, y reactivan deslizamientos rotacionales, traslacionales y coladas de barro; (c) periodos de larga duración, estacionales o interanuales, anormalmente húmedos que producen reactivaciones de carácter local o global de los grandes deslizamientos. En contextos geológicos particulares las reactivaciones de grandes deslizamientos también pueden ocurrir con lluvias de corta duración.

Se ha podido comprobar que la respuesta de los diferentes tipos de deslizamientos a los episodios lluviosos y otros fenómenos meteorológicos no es homogénea. Vamos a comentar algunas particularidades de cada uno de ellos:

4.1 Desprendimientos rocosos

Los desprendimientos son frecuentes en épocas de lluvia. La inestabilidad se produce por el aumento de la presión de agua en las grietas y fisuras. Sin embargo, la lluvia no es el mecanismo desencadenante más frecuente. Los desprendimientos también se originan por el efecto acumulado de los ciclos de helada-deshielo que debilitan la roca y propagan las fisuras; por la acción de cuña que produce la penetración de raíces de los árboles, especialmente en días de fuerte viento; y espontáneamente, por descompresión de la ladera o el efecto acumulado de la erosión. Por todo ello, muchos desprendimientos tienen lugar sin relación aparente con la precipitación. Hay investigadores que consideran que la frecuencia de desprendimientos parece estar regulada por las fluctuaciones térmicas alrededor de los 0° C. No es de extrañar pues, que uno de los principales periodos de actividad de desprendimientos en el pasado, tuvo lugar durante la Pequeña Edad de Hielo (Grove, 1972).

En la figura 4 se observa que los desprendimientos en Andorra tienen lugar en diversas situaciones meteorológicas: lluvia intensa o moderada registrada en un solo día, lluvia intensa o moderada con saturación previa de la ladera e incluso hubo dos caídas sin precipitación durante las 24 horas previas a la rotura. Se observa también que, exceptuando los dos eventos citados, se requiere una lluvia de 12 mm para producir el desprendimiento. Sin embargo, el valor de 12 mm no puede ser utili-

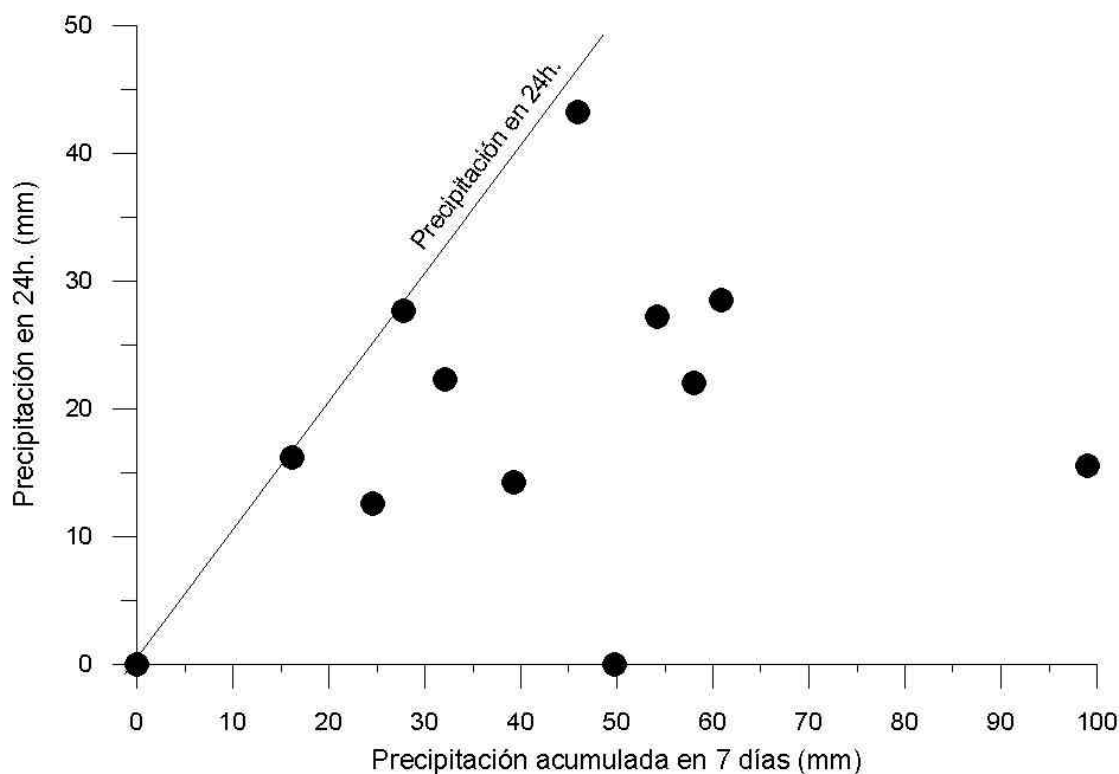


Figura 4. Lluvia en 24 h y lluvia acumulada en los 7 días previos a casos de desprendimiento rocoso, registrados en los últimos años en el Solà de Andorra la Vella (Copons, 2005).

Figure 4. 24 h rainfall and rainfall accumulated during the week before the occurrence of the rockfall events, recorded in the last years in the Solà of Andorra la Vella (Copons, 2005).

zado como criterio de alerta ya que un promedio de 10 tormentas con precipitaciones por encima de este valor ocurren cada año en Andorra sin que se produzcan desprendimientos. Esta observación está en consonancia con lo observado en otras regiones con relación a los desprendimientos (p.e. Bunce et al., 1997; Corominas, 2000; Chau et al., 2003).

4.2 Deslizamientos superficiales y corrientes de derrubios

Los movimientos de ladera más característicos de las lluvias, en todas las regiones del planeta, son las roturas de pequeñas dimensiones (deslizamientos traslacionales y corrientes de derrubios). Están desencadenados por lluvias intensas y corta duración, aunque la intensidad umbral requerida para

producir las roturas es muy variable, desde los 70 mm en 24 horas de Hong Kong (Au, 1998) hasta los 250-300 mm de Hawaii (Pierson et al. 1991).

Según sea la permeabilidad de los materiales que componen la ladera, se han identificado dos tipos de comportamiento. El primero tiene lugar en laderas recubiertas por coluvión permeable en el que la generación y disipación de presiones intersticiales positivas es muy rápida, incluso en menos de 24 horas. La rotura se produce en el contacto de la formación superficial con el sustrato impermeable, como consecuencia de lluvias intensas mientras que el efecto de la lluvia antecedente es, por lo general, poco determinante. Este modelo de comportamiento es el más frecuente en las cordilleras alpinas del ámbito mediterráneo, en cuyas formaciones coluviales predomina la fracción gruesa (cantos y gravas) con matriz arenoso-limosa per-

meable. La presencia de macroporos (moldes de raíces, tubificación, perforaciones de animales) en formaciones arcillosas meteorizadas facilita la infiltración rápida de la lluvia y da lugar a la aparición de roturas en este tipo de formaciones (Fig. 5).

En el Pirineo Oriental, en diversos episodios recientes el análisis de distribución espacial de las isoyetas y su relación con la aparición de roturas ha permitido establecer un umbral de intensidad de lluvia de 180-190 mm en 24-36 h (Gallart y Clotet 1988; Corominas y Moya 1999). Este valor no se puede precisar mejor porque los pluviómetros disponibles miden sólo la lluvia recogida en intervalos de 24 horas. No es precisa lluvia antecedente para producir estas roturas ya que durante la propia tormenta se generan en el terreno las condiciones hidrológicas requeridas para la inestabilidad. Por el

contrario, lluvias persistentes de intensidad baja o moderada apenas provocan deslizamientos superficiales. 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).

Un comportamiento distinto se da en las laderas constituidas por materiales de baja permeabilidad (p.e. arcillitas y pizarras), en los que la pre-saturación es una condición necesaria para la ocurrencia de corrientes de derrubios y deslizamientos. En otras regiones, el efecto de la lluvia antecedente se ha observado en laderas constituidas por till (Sandersen et al. 1996) y coluvión arcilloso (Wieczorek, 1987). La lluvia antecedente reduce la succión en el suelo y favorece el incremento de las

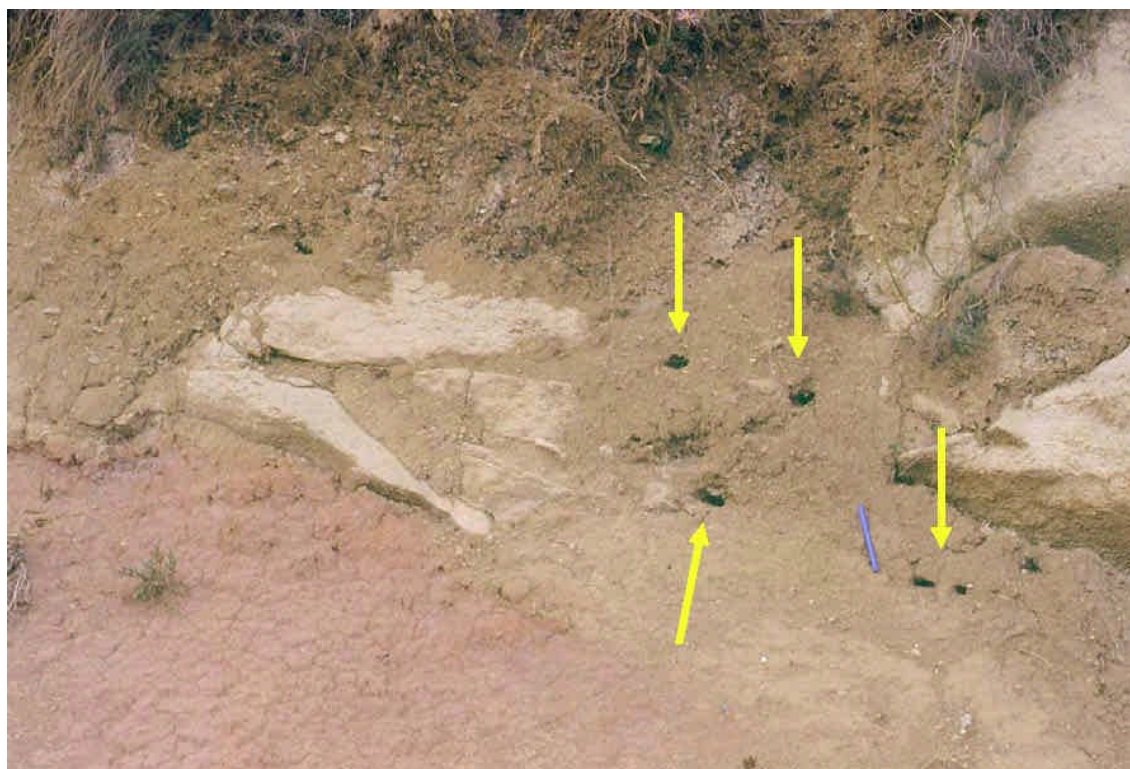


Figura 5. Cicatriz de rotura en un deslizamiento superficial producido durante las lluvias intensas de noviembre de 1982 en el Pirineo Oriental. Se puede observar la presencia de macroporos (indicados por flechas) en el coluvión y la parte superior meteorizada de la formación de arcillitas (facies Garumniense).

Figure 5. Main scar of a shallow landslide triggered during the intense rain of November 1982 in the Eastern Pyrenees. Macropores (marked with arrows) can be observed in the colluvium and in the upper weathered layer of the claystone formation (Garumnian facies).

presiones intersticiales de lluvias posteriores, disminuyendo la resistencia del suelo. En presencia de lluvia antecedente, la rotura de la ladera ocurrirá con intensidades de precipitación menores que las requeridas en el caso de suelos permeables. Aunque todos los investigadores reconocen el papel de la lluvia antecedente en la aparición de roturas, no existe consenso en definir cual es el periodo de tiempo necesario para generar las condiciones de humedad preparatorias de la inestabilidad.

La lluvia antecedente parece ser un factor que favorece los deslizamientos superficiales y corrientes de derrubios en formaciones arcillosas de la Cordillera Cantábrica y de las Béticas, si bien determinados factores locales llegan a enmascarar su papel. En Cantabria, se ha comprobado la aparición de deslizamientos superficiales sobre las laderas de pendientes fuertes, formadas por materiales del Keuper, con intensidades de precipitación relativamente bajas, entre 50 y 65 mm/día.

En desmontes de carreteras y ferrocarriles los umbrales de lluvia crítica pueden variar substancialmente a la baja. Esto se debe a que la estabilidad de los desmontes está fuertemente condicionada por la geometría (ángulo y altura del desmonte) y el procedimiento de excavación, que puede haber dañado la calidad de la roca en mayor o menor medida. 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.

4.3 Deslizamientos y coladas de tierras

Los deslizamientos de tamaño medio (decenas a cientos de miles de metros cúbicos) y las coladas de tierra suelen ser frecuentes en materiales arcillosos y pizarrosos de baja permeabilidad. La mayoría de los casos conocidos son reactivaciones de roturas existentes, en las que tiene gran importancia la lluvia antecedente. En el Pirineo Oriental, las coladas de tierras y los deslizamientos rotacionales y traslacionales suelen reactivarse durante episodios de moderada intensidad, entre 40 y 100 mm de lluvia en 24 h, siempre que se hayan acumulado 90 mm o más de lluvia en los días prece-

dentes (Corominas y Moya, 1999). Estos 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 del episodio lluvioso, 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.

4.4 Grandes deslizamientos

En primer lugar, es necesario distinguir entre roturas de nueva generación y reactivaciones de deslizamientos existentes. Los registros históricos demuestran que la mayoría de primeras roturas de grandes deslizamientos han sido desencadenadas por factores no climáticos (Corominas, 2000). La complejidad de las relaciones entre la lluvia y los deslizamientos se puede apreciar en algunos casos muy bien documentados como en la Clapière, en los Alpes franceses (Rat, 1988; Follacci, 1999) que puso en evidencia que la relación entre las condiciones meteorológicas y las deformaciones de la ladera es débil y, en este caso, asociada a los periodos de fusión del manto nival. Los cambios geométricos en la masa rocosa desplazada pueden modificar las propiedades hidrológicas y mecánicas de la ladera. La apertura o cierre de grietas por la distorsión de la masa rocosa abre nuevas vías para el flujo subterráneo y produce cambios importantes en la generación de presiones de agua. En algunas laderas, la aceleración de los desplazamientos conduce indefectiblemente a una rotura frágil, en otras, el avance del pie del deslizamiento sobre el fondo del valle actúa de contrafuerte, lo que lleva a la deceleración progresiva y estabilización del movimiento.

Muchas primeras roturas son más bien el resultado de un proceso evolutivo de la ladera a largo plazo que la respuesta a un desencadenante concreto. Los episodios de lluvia excepcionales no siempre son una condición necesaria para la rotura.

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 respuesta de los grandes deslizamientos no se puede establecer fácilmente; esto



Figura 6. Colada de tierras en Coll de Port, invadiendo la carretera de La Coma a Tuixén (Lleida). El movimiento se produjo durante las lluvias de 6-7 de noviembre de 1982

Figure 6. Earthflow at Coll de Port, overrunning the road connecting La Coma and Tuixén (Lleida). This movement took place during the rainfall event of November 6-7th, 1982.

se debe a que su comportamiento hidrológico no se conoce suficientemente. El avance en este campo requiere de la modelación mecánico-hidrológica y de una gran cantidad de datos sobre las propiedades del terreno e instrumentales, raramente disponibles. En general, los periodos húmedos de larga duración (a escala estacional, anual o decenal) parecen tener cierta influencia en la reactivación de los grandes deslizamientos aunque, a menudo, esta la relación solo puede establecerse de manera cualitativa.

Noverraz et al. (1998), a partir de la observación de diversos deslizamientos en el sector occidental de Suiza durante un periodo de 90 años, encontraron que sólo el incremento de la precipitación a escala decenal podía justificar la aceleración brusca del movimiento de alguno de ellos. De manera similar, ni la precipitación de unos pocos días o semanas, ni la precipitación estacional expli-

ca los eventos de reactivación del deslizamiento del Barranco de Boés en Llavorsí (Lleida), en el Pirineo Central. Para este deslizamiento, sólo la lluvia anual o plurianual permite explicar la actividad observada (Corominas et al. 2002, 2004). En los estudios citados, se encontró también que, si bien algunas reactivaciones estuvieron precedidas por periodos lluviosos estacionales muy por encima del promedio, hubo periodos incluso más húmedos sin que se detectaran aceleraciones de los movimientos. Estudios similares en los Alpes franceses (Flageollet et al. 1999) tampoco han conseguido establecer relaciones que tuvieran sentido. Estos ejemplos sugieren que el análisis del comportamiento de los grandes deslizamientos necesita tener en cuenta otros factores.

Algunos grandes deslizamientos responden a lluvias intensas de corta duración siendo un hecho, a primera vista, sorprendente. Esto se da en con-

textos geológicos muy particulares que favorecen la inestabilidad, sea por el aporte extraordinario de agua subterránea (p.ej. contacto con macizos cársticos) o por cambios geométricos bruscos (p.ej. la erosión del pie). Durante las intensas lluvias de 6-7 de Noviembre de 1982 en el Pirineo Oriental, se pudieron observar algunos casos (Corominas y Alonso, 1990). Los deslizamientos que se encontraban en estado latente, Pont de Bar y Gòsol, con volúmenes superiores a los 20 y 5 millones de metros cúbicos respectivamente, se reactivaron durante el temporal. La reactivación no puede explicarse de forma adecuada sin tener en consideración el contexto geológico que favorece la rápida concentración de agua subterránea hacia el deslizamiento. Ambos deslizamientos están en contacto con calizas que han desarrollado un sistema cárstico (Fig. 7). El agua infiltrada en una amplia cuenca vertiente es recogida y transferida con gran rapidez directamente hacia la masa deslizada, causando el aumento brusco de las presiones intersticiales y la desestabilización del conjunto.

Otros deslizamientos están en permanente movimiento y experimentan aceleraciones con lluvias de poca consideración. Este es el comportamiento del deslizamiento de Vallcebre (Pirineo Oriental), con un volumen estimado de más de $20 \times 10^6 \text{ m}^3$. El deslizamiento se desarrolla en una formación de arcillitas y limolitas de facies Garumniense, con lentejones de yeso, de baja permeabilidad. Sorprendentemente, lluvias de unas pocas decenas de milímetros en un día, inducen aceleraciones prácticamente instantáneas. La explicación está en la presencia de grietas en el terreno que permiten la entrada directa del agua de lluvia al deslizamiento y la presencia de un torrente que erosiona y produce la aceleración del movimiento en cuestión de unas pocas horas (Corominas et al. 1999). El pie del deslizamiento alcanza el fondo del valle y se encarama por la ladera opuesta. En estas condiciones, el pie actúa de contrafuerte y reduce la pendiente media de la superficie de deslizamiento con el aumento de fuerzas resistentes y la deceleración del movimiento. Sin embargo, la

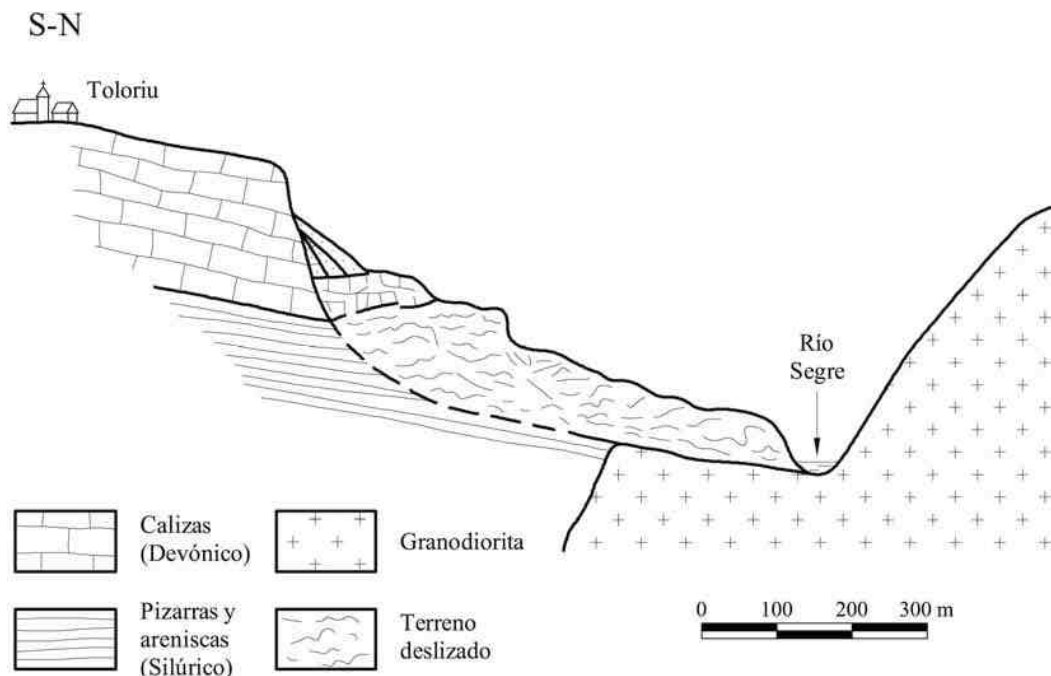


Figura 7. Perfil geológico longitudinal interpretativo del deslizamiento de Pont de Bar (Lleida). Las calizas cartificadas situadas en la cabecera, recogen y transfieren rápidamente el agua infiltrada desde la meseta de Toloriu hacia el interior de la masa deslizada.

Figure 7. Interpretive geological cross-section of the Pont de Bar landslide (Lleida). Karstic limestone formation located at the landslide crown, collects and quickly transfers the infiltrated water, from the Toloriu plateau to the slide.

erosión continuada del torrente de Vallcebre evita la estabilización progresiva del deslizamiento y, a su vez, magnifica el efecto desestabilizador de la lluvia. Un comportamiento similar se ha observado en el deslizamiento de Rosiana (Fig. 8) en Gran Canaria (Lomoschitz y Corominas, 1997). Se trata también de un deslizamiento traslacional de grandes dimensiones, con aceleraciones bruscas coincidentes con episodios de lluvia torrencial, como el ocurrido en 1956, y un lento movimiento el resto de tiempo.

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

5. Frecuencia de los movimientos de ladera

Las series temporales de movimientos de ladera son la base de las aproximaciones probabilistas

que se utilizan para preparar los mapas de peligrosidad. Los documentos históricos y los mapas antiguos son las fuentes más fiables para reconstruir las series. En general, la falta de archivos limita su aplicación en nuestras cordilleras. Las fotografías aéreas realizadas en diversas épocas, permiten acotar la ocurrencia de roturas en algunos sectores pero su utilización está limitada a los últimos 50 años. La datación de los movimientos de ladera a partir de los materiales deslizados, de las formas resultantes o de los testigos de actividad es una alternativa que ofrece niveles variables de precisión y fiabilidad. En la actualidad existen una gran variedad de métodos de datación. Uno de los más útiles y que permite obtener un registro continuo de eventos inestables es la dendrocronología. Esta técnica se basa en el análisis de los anillos de crecimiento de los árboles y sus anomalías. Cualquier perturbación producida como consecuencia de la deformación de la ladera (desplazamiento de los



Figura 8. Palmeras inclinadas en el deslizamiento traslacional de Rosiana (Gran Canaria), reactivado bruscamente en febrero 1956.
Figure 8. Tilted palm trees on the translational slide of Rosiana (Gran Canaria; Canary Islands), which was suddenly reactivated in February 1956.

árboles, impactos por caídas de bloques, etc) queda registrado en los anillos de crecimiento (Shroder, 1978). El procedimiento se ha aplicado con éxito para determinar la edad de desprendimientos (Moya & Corominas, 2005), corrientes de derrubios (Osterkamp & Hupp, 1987) y reactivaciones de deslizamientos (Shroder, 1978; Braam et al. 1987; Corominas & Moya, 1999). Esta técnica ofrece una precisión de un año y, en circunstancias favorables, incluso 6 meses. Sin embargo, sólo se puede utilizar en deslizamientos cubiertos de bosque, idealmente de coníferas, que muestren actividad episódica con periodos de reposo de varios años o reactivaciones locales. Otros métodos de datación como el radiocarbono, la termoluminiscencia, o la liquenometría, permiten construir también series de deslizamientos, sin embargo su pre-

cisión es muy inferior a la dendrocronología. El lector encontrará una síntesis de las técnicas disponibles para datar deslizamientos y sus reactivaciones en Lang et al. (1999).

Los desprendimientos de rocas son los movimientos de ladera más frecuentes. Su tamaño reducido hace difícil su detección e inventario por lo que la obtención de series completas de eventos requiere de un trabajo muy minucioso. Moya y Corominas (2005) realizaron un estudio de detalle de los desprendimientos rocosos el frente rocoso del Solà Andorra mediante datación dendrocronológica y observaron que las caídas tienen lugar con una frecuencia mucho mayor que la percibida por la población, que sólo tiene consciencia de algunos de los eventos (Fig. 9). La serie completada con dendrocronología redujo el periodo de retorno desde los 11-21 hasta 1-3 años.

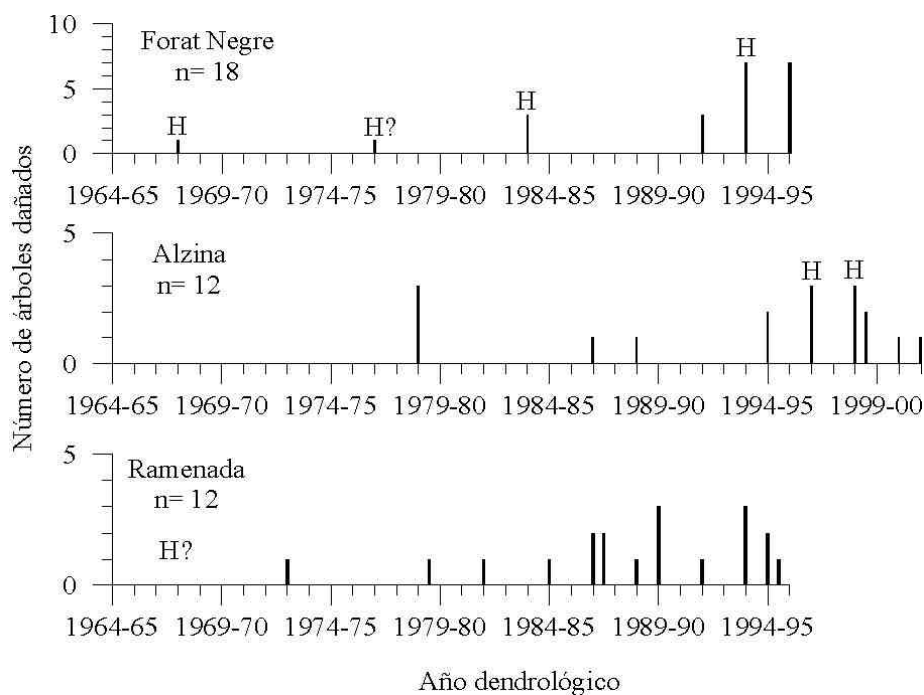


Figura 9. Distribución temporal de los desprendimientos ocurridos en diversos canchales del frente rocoso del Solà d'Andorra (Principado de Andorra), obtenidos mediante datación dendromorfológica. Cada evento está representado por una barra negra vertical, cuya altura representa el número de árboles que muestran señales de impacto causados por los bloques en su caída. Siendo "n" el número de árboles, de entre los muestreados, que han presentado algún impacto, y "H" un desprendimiento conocido por referencias históricas (según Moya y Corominas, 2005)

Figure 9. Temporal distribution of rockfalls occurred in different talus slopes of the rock cliff of the Sola d'Andorra (Andorra Principality), obtained by means of dendromorphological dating. Each event is identified by a thick vertical bar, which height corresponds to the number of trees showing impact scars caused by the falling blocks. Being "n" the number of trees among the sampled population, showing impacts, and "H" the rockfall events known by historical records (from Moya and Corominas, 2005).

Los últimos decenios del siglo pasado han sido especialmente activos en los que se refiere a la presencia de reactivaciones de deslizamientos y coladas de tierras de tamaño mediano y grande. Una relación, obtenida mediante dendrocronología, de las producidas en el Pirineo central y oriental se puede observar en la figura 10. El registro cubre la totalidad del siglo pasado y se observa una cierta ciclicidad con la presencia de dos periodos de

mayor actividad, 1905-1930 y 1958-1987, coincidiendo con años más húmedos. 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).

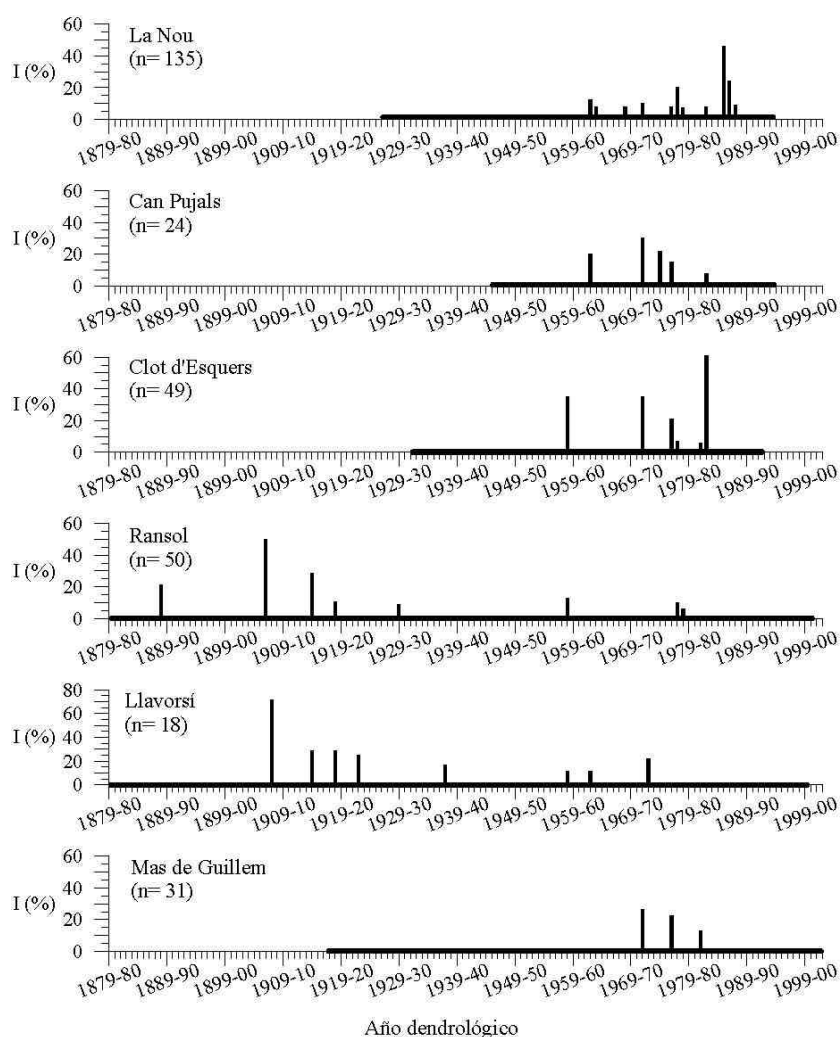


Figura 10. Sucesos de reactivación, expresados por barras verticales, deducidos mediante el análisis dendrogeomorfológico de seis movimientos repartidos por el Pirineo Oriental. I: índice de actividad (porcentaje de árboles muestreados que presentan respuesta); n: número de árboles muestreados; la línea gruesa inferior indica el periodo cubierto con los árboles muestreados (Corominas et al. 2004).

Figure 10. Landslide reactivation events, indicated by the thick vertical bars, identified by means of the dendrogeomorphological analysis of six landslides spread over the Eastern Pyrenees. I: activity index (percentage of sampled trees showing response); n: number of sampled trees; the thick solid horizontal line show the time span covered by the sampled trees (Corominas et al. 2004).

Hay que tener en cuenta que las alteraciones de origen antrópico pueden cambiar la frecuencia de las roturas. Análisis llevados a cabo en la zona cantábrica (Cendrero, 2003; Remondo, 2001; Remondo et al., 2005) 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 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.

Para los movimientos más antiguos existen numerosas incertidumbres. 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 a la sismicidad asociada a erupciones volcánicas, a las presiones de gases y diques inyectados en los edificios volcánicos y a la erosión marina. En zonas de sismicidad moderada o reducida se puede suponer que la actividad de los grandes deslizamientos está asociada a los periodos húmedos. En el valle del Pas, ver figura 11, diversos trabajos han encontrado un aumento de la inestabilidad de las laderas relacionadas con fases climáticas húmedas (González-Díez, 1995; González-Díez et al. 1996; González-Díez et al. 1999).

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).

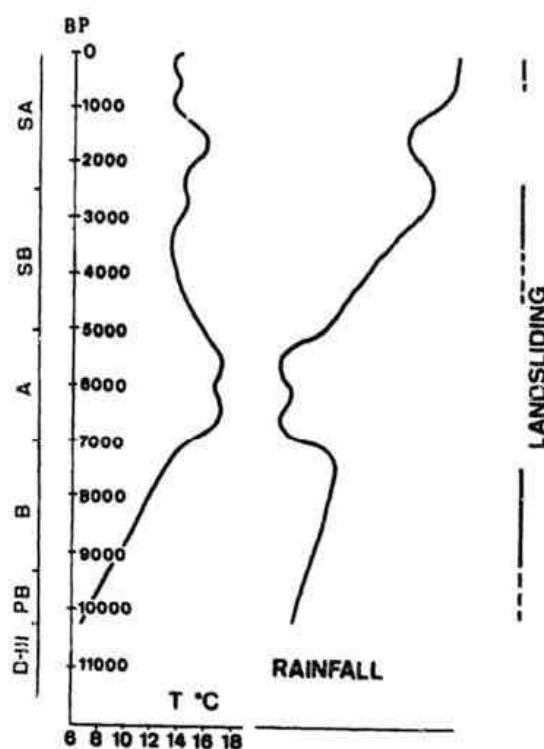


Figura 11. Relación entre pluviosidad, temperatura y ocurrencia de deslizamientos durante el Holoceno, en el Valle del Magdalena-Pas, Cordillera Cantábrica (González-Díez et al. 1996).

Figure 11. Relationship between rainfall, temperature and landslide occurrence during the Holocene in the Magdalena-Pas valleys, Cantabrian range (González-Díez et al. 1996).

6. Consecuencias del cambio climático en la estabilidad de las laderas

Basándonos en los escenarios previstos para la Península Ibérica (de Castro et al. 2005), 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.

6.1 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 es 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 las mismas durante los meses de verano en Europa, aunque los resultados en la Península Ibérica tienen un alto grado de incertidumbre. De Castro et al. (2005), 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 substitución 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 los suelos que recubren la ladera. 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 contribuirá al 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. 2005), lo que limitará la aparición de nuevas roturas.

6.2 Cambios esperables en la magnitud y frecuencia de las reactivaciones

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 y costa 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. Medidas de auscultación realizadas de la cuenca del Duero (Santos et al., 2005) muestran que algunos deslizamientos en Hontoria de Cerrato, Reinoso de Cerrato y Cabezón de Pisuegra experimentan en la actualidad pequeños desplazamientos o se encuentran en un equilibrio precario. 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 serán los grandes deslizamientos asociados a condiciones geológicas particulares como los deslizamientos alimentados por formaciones cársticas de gran extensión y que aportan a los mismos una cantidad extraordinaria de agua en caso de aguaceiros 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, cuyos pies pueden ser erosionados durante las crecidas extraordinarias.

Los deslizamientos relictos, parcialmente demantelados 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) tienen pocas posibilidades de reactivación.

6.3 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. También muestran un potencial de reactivación los grandes deslizamientos de la Cuenca del Duero. En el resto de cordilleras las reactivaciones de grandes movimientos sólo tendrán lugar en caso de aguaceiros intensos de corta duración (24-48 h), pero en contextos geomórficos 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 (Banyalbúfar, Valldemossa), costa Cantábrica (flysch de Zumaya, triásico de Asturias), apilamientos lávicos de las Islas Canarias y, en menor medida, los macizos rocosos fracturados de la Costa Brava y Costa del Sol.

Referencias bibliográficas

- Ablay, G.J. & Hürlimann, M. (2000). Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 135-159.
- Alonso, E. & Lloret, A. (1988). Estabilidad de laderas en arcillas terciarias de la Depresión del Bierzo. *II Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables*. Andorra la Vella, 89-100.
- Ancochea, E.; Fuster, J.M.; Ibarrola, E.; Cendrero, A.; Coello, J.; Hernán, F.; Cantagrel, J.; & Jamond, C. (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of the new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 231-249.
- Andreu, F.J. & 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.
- Au, S.W.C. (1998). Rain-induced slope instability in Hong Kong, *Engineering Geology*, 51: 1-36.
- Berganza, F. & 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.
- Bordonau, J. & 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.
- Braam, R.R.; Weiss, E.E.J. & Burrough, P.A. (1987). Spatial and temporal analysis of mass movements using dendrochronology. *Catena*, 14, 573-584.
- 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.
- Brunsdén, D. & Ibsen, M.L. (1994). The temporal causes of landslides on the south coast of Great Britain. En: *Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community*. (Casale, R.; Fantechi, R. & Flageollet, J.C. eds.). Final Report. European Commission-Epoch Programme. Vol. 1, 339-383.
- Bunce, C.M.; Cruden, D.M. & Morgenstern, R.M. (1997). Assessment of the hazard from rock fall on a highway. *Canadian Geotechnical Journal*, 34, 344-356.
- Carracedo, J.C.; Day, S.J.; Guillou, H.; & Torrado, F.J.P. (1999). Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 169-190.
- Carrasco, R.M.; Pedraza, J.; Martín-Duque, J.F.; Mattera, M.; Sanz, M.A. & Bodoque, J.M. (2003). Hazard zoning for landslides connected to torrential floods in the Jerte valley (Spain) by using GIS techniques. *Natural Hazards*, 3, 361-381.
- 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. 98 pp.
- Chacón, J. & 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, 723-739.
- Chacón, J. & 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. & Fernández, T. (2001). Slope instability in the north-eastern sector of the Granada basin (Spain): events following recent rainfall (1995-1998). En: *La Cuenca de Granada: Estructura, Tectónica Activa, Sismicidad, Geomorfología y Dataciones Existentes*. (C. Sáenz de Galdeano, A. Peláez y A.C. López Garrido eds.). CSIC-Universidad de Granada, 189-197.
- Chacón, J.; Irigaray, C.; Fernández, T. & 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.
- Chau, K.T.; Wong, R.H.C.; Liu, J. & Lee C.F. (2003) Rockfall hazard analysis for Hong Kong based on rockfall inventory. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 36(5), 383-408.
- Christensen, J.H. & Christensen, O.B. (2003). Severe Summer Flooding in Europe, *Nature*, 421, 805-806.
- Copons, R. (2005). *Avaluació de la perillositat de caiguda de blocs a Andorra la Vella (Principat d'Andorra)*. Monografía del CRECIT. Ed. Centre de Recerca en Ciències de la Terra (CRECIT). Sant Julià. 244 pp.
- Corominas, J. (1985). Els riscos geològics. En *Història Natural dels Països Catalans*. Volum 3. Recursos Geològics i sòls. Fundació Enciclopèdia Catalana. Barcelona, 225-270.
- 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. En: *VIII International Symposium on Landslides*, (E.N. Bromhead ed.). Cardiff, UK, Keynote lectures, CD_ROM, 2000.
- Corominas, J. (2005). Impacto sobre los riesgos naturales de origen climático: inestabilidad de laderas. En: *Proyecto ECCE. Evaluación Preliminar de los impactos en España por efecto del Cambio Climático*. (J.M. Moreno, coordinador). Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 549-579.
- Corominas, J. & 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. & Alonso, E.E.(1990). Geomorphological effects of extreme floods (November, 1982) in the southern Pyrenees, En: *Hydrology in mountainous regions*. IAHS, Publ. 194, 295-302.
- Corominas, J. & García Yagüe A. (1997). Terminología de los movimientos de ladera. *IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Granada. Vol. 3,1051-1072.
- Corominas, J. & 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. & Lloret, A. (1999). Monitoring of the Vallcebre landslide, Eastern Pyrenees, Spain. *Proceedings Intern. Symp. on Slope Stability Engineering: IS-Shikoku'99*. Matsuyama. Japan, 2, 1239-1244.
- Corominas, J.; Moya, J. & 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 den-

- drocronológicas. *VIII Reunión Nacional de Geomorfología*. En G. Benito y A. Díez-Herrero (editores). Riesgos Naturales y Antrópicos en Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología, 403-411.
- De Castro, M.; Martín-Vide, J. & Alonso, S. (2005). El clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el siglo 21. En Proyecto ECCE. *Evaluación Preliminar de los Impactos del Cambio Climático en España*. (J.M. Moreno, coordinador). Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 1-64.
- Díaz de Terán, J.K.R.; Cendrero, A.; Araña, V.; Badiola, E.R.; Berga, L.; Carracedo, J.C.; Chacón, J.; Coello, J. Corominas, J.; Dabrio, C.; Durán, J.J.; Elízaga, E.; Ferrer, M.; García, M.; Garzón, G.; González, A.; Goy, J.L.; López, J.; Martínez-Goytre, J.; Mezcuá, J.; Nuez, J. de la; Salinas, J.L.; Soler, V.; Val, J. del; & Zazo, C. (1997): Geomorphological Hazards in Spain. En: *Geomorphological hazards of Europe*, (C. Embleton & Ch. Embleton-Hamann, eds). 429-456.
- Díaz de Terán, J.R.; Remondo, J.; González, A.; Cendrero, A.; Marquín, J. & Menéndez, R. (1998). In: Corominas /eds.). *New Technologies for Landslide Hazard Assessment and Management in Europe (NEWTECH)*. European Commission, 195-224.
- 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 pp. + anejos.
- Domínguez, M.J.; Jiménez, M.; & 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. & Clague, J.J. (1984). Destructive mass movements in high mountains: hazard and management. *Geological Survey of Canada Paper* 84-16. 230 pp.
- 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 pp + 8 mapas.
- Fernández, T.; Brabb, E.; Delgado, F.; Martín-Algarra, A.; Irigaray, C.; Estévez, A. & Chacón, J. (1997). Rasgos geológicos y movimientos de ladera en el sector Izbor-Velez Benaudalla de la cuenca del río Guadalfeo (Granada). *IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Granada. Vol. 2, 795-808.
- Fernández-Montero, A. & 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. & Ayala, F.J. (1997). Relaciones entre desencadenamiento de movimientos y condiciones meteorológicas para algunos deslizamientos en España. *IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Granada. Vol. 1, 185-197.
- Ferrer, M.; López, J.M.; Mateos, R.; Morales, R. & Rodríguez, A. (1997). Análisis y estimación del riesgo de desprendimientos rocosos en la cala de Banyalbufar (Mallorca). *IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Granada. Vol. 1, 365-376.
- Flageollet, J.C.; Maquaire, O.; Martin, B. & Weber, D. (1999). Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France), *Geomorphology*, 30, 65-78.
- Fleta, J. (1988). Litología y deslizamientos en la cuenca alta del río Ter. *II Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables*. Andorra la Vella, 31-40.
- Follacci, J.P. (1999). Seize ans de surveillance du glissement de la Clapière (Alpes-Maritimes), *Bulletin Liaison Laboratoires Ponts et Chaussées*, 220, 35-51.
- Gallart, F. & 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. & García-Álvarez, J. (1988). Grandes deslizamientos españoles. *II Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables*. Andorra la Vella, 599-612.
- 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. & 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. & Cendrero, (1999). A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology*, 30, 95-113.
- González-Villarias, F.J. (2001). Estudio de estabilidad del acantilado de Rebolleres y Sequiro (Candas-Asturias). *IV Simposio Nacional sobre 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). *Cuatrenario y Geomorfología*, 8, 57-68.
- Hürlimann, M.; Ledesma, A. & 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. Inédit.
- Irigaray, C. & Chacón, J. (1991). Los movimientos de ladera en el sector de Colmenar (Málaga). *Revista. Sociedad Geológica de España*, 4, 203-214.

- Izquierdo, F. & Abad, P. (1997). Inestabilidades de laderas en la Comarca de los Serranos (Valencia). Efectos de la pluviometría y de los incendios forestales. *IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Granada. Vol. 1: 227-237.
- Janbu, N.; Nestvold, J. & Grande, L. (1995). Winter slides-A new trend in Norway. *Proceedings 6th International Symposium on Landslides*. Christchurch. New Zealand. Vol. 3, 1581-1586.
- Jiménez-Salas, J. A. (1992). Estabilidad de las ciudades colgadas. *III Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. La Coruña. Vol. 3, 881-893.
- Jiménez, M. (1997). Movimientos en masa en la cabecera del río Nalón (Cordillera Cantábrica, NO España). *Cuaternario y Geomorfología*, 11, 3-16.
- Keefer, D.K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.
- Lamas, F.; El Hamdouni, R.; Fernández, T.; Irigaray, C. & 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 suoriental. *IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Granada. Vol. 1, 213-225.
- Lang, A.; Moya, J.; Corominas, J.; Schrott, L. & Dikau, R. (1999). Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. *Geomorphology*, 30, 33-52.
- Lomoschitz, A. y Corominas, J. (1997). Actividad histórica y características de los movimientos de ladera de Rosiana, Gran Canaria. *Boletín Geológico y Minero*, 108 (6), 553-568.
- Lomoschitz, A.; Meco, J. & Corominas, J. (2002). The Barranco de Tirajana basin, Gran Canaria (Spain). A major erosive landform caused by large landslides. *Geomorphology*, 42, 117-130.
- López-Marinas, J. M. (1985). Un deslizamiento de ladera convertido en un terremoto el 22 de octubre de 1907. *Revista de Geofísica*, 41, 295-300.
- Marquès, M.A.; Martín, E. & Gascón, M. (2001). Episodio extremo y distribución espacial de movimientos de laderas en Montserrat (Barcelona, España). *V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Madrid. Vol. 3, 1315-1326.
- Martínez, J.M. & García Yagüe, A. (1988). Importancia de los fenómenos de laderas en el Mioceno continental: estudio del río Matayeguas. *II Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables*. Andorra la Vella, 79-88.
- Martínez, I.; Martínez, V. & Lendínez, A. (2005). Estudio de estabilidad y medidas correctoras en los acantilados de varios tramos de la costa de Girona. *VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Valencia. Vol. 2, 579-590.
- 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 área de Somiedo (Cordillera Cantábrica, N. de España). Aplicaciones de los sistemas de información geográfica al estudio del relieve*. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. Inédita.
- Menéndez, R. & 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. & 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 Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. 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 pp.
- Moya, J. & Corominas, J. (1997). Condiciones pluviométricas desencadenantes de deslizamientos en el Pirineo Oriental. *IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Granada. Vol. 1, 199-212.
- Moya, J.; Vilaplana, J.M. & Corominas, J. (1997). Late Quaternary and historical landslides in the South-Eastern Pyrenees. *Palaeoclimate Research*, 19, 55-73.
- Moya, J. & Corominas, J. (2005). Cálculo de la frecuencia de desprendimientos mediante la dendrocronología en el Solà d'Andorra, Andorra la Vella. *VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Valencia. Vol.2, 616-627.
- 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.
- Osterkamp, W.R. & Hupp, C.R. (1987). Dating and interpretation of debris flows by geological and botanical methods at Whitney Creek gorge, Mount Shasta, California. *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, 7, 157-163.
- Pierson, T.C.; Iverson, R.M. & Ellen, S.D. (1991). Spatial and temporal distribution of shallow landsliding during intense rainfall, southeastern Oahu, Hawaii. En: Bell (Ed.). *Landslides. Proceedings 6th International Symposium on Landslides*. A.A. Balkema. Vol. 2, 1393-1398.
- Remondo, J., (2001). *Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo. Inédita.
- Remondo, J., Soto, J.; González-Díez, A.; Díaz de Terán, J.R. & Cendrero, A. (2005). Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas. *Geomorphology*, 66, 69-84.
- Rat, M. (1988). Problèmes posés par la prevision de la rupture des mouvements de terrain-La Clapière, France. *Proceedings 5th International Symposium on Landslides*. Lausanne. Vol 3, 1503-1504.

- Rodríguez Ortiz, J.M & Durán, J.J.. (1988). El deslizamiento de Olivares (Granada) de abril de 1986. *II Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables*. Andorra la Vella, 681-691.
- Salazar, A. & Ortega, L.I. (1990). Los deslizamientos en la alineación costera guipuzcoana (Sector Menditorrotz-Igueldo). *Actas 1ª Reunión Nacional de Geomorfología*. Teruel, 551-560.
- Sánchez-Arcilla, A.; Cendrero, A. & Zazo, C. (2005). Riesgo litoral. En J.M. Moreno (coordinador). *Proyecto ECCE. Evaluación Preliminar de los Impactos del Cambio Climático en España*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 469-524.
- Sandersen, F.; Bakkehoi, S., Hestnes, E. & Lied, K. (1996). The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability. In: Senneset (Ed.). *Landslides. Proceedings 7th International Symposium on Landslides*. A.A. Balkema. Vol. 1, 97-114.
- Santos, G.; Monterrubio, S.; Delgado, M.; Charfole, J.F.; Fernández, B.; Yenes, M.; Nespeira, J. & Blanco, J.A. (2005). Control de movimientos mediante técnicas GPS en los deslizamientos del sector central de la Cuenca del Duero. *VI Simposio Taludes y Laderas Inestables*. Valencia. Vol. 1, 35-47.
- Sanz, E. (1992). El deslizamiento de ladera de Güevejar (Granada) durante los terremotos de Lisboa (1755) y Andalucía (1884). *III Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. La Coruña. Vol. 1, 195-203.
- Shroder, J.F. (1978). Dendrogeomorphological analysis of mass movements on Table cliffs plateau, Utah. *Quaternary Research*, 9, 168-185.
- Soler, C. (1997). Gigantescos deslizamientos en islas volcánicas y su repercusión en la hidrogeología insular. *IV Simposio Taludes y Laderas Inestables*. Granada. Vol. 1, 325-337.
- Toral, T. 1984. Desplomes en los contactos Garumnense-Eoceno de la Cuenca de Tremp (Lleida). *Jornadas sobre Inestabilidad de laderas en el Pirineo*. Barcelona, I.8.1-I.8.11.
- Watts, A.B. & Masson, D.G., (1995). A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 100, 24487-24498.
- Wieczorek, G.F. (1987). Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains, California. Geological Society of America. *Reviews in Engineering Geology*, 7, 93-104.
- Wieczorek, G.F. (1996). Landslide triggering mechanisms. En A.K. Turner & R. L. Schuster. *Landslides, investigation and mitigation*. Special Report 247. Transportation Research Board. National Academy Press. Washington D.C., 76-90.
- WP/WLI. (1993). *Multilingual landslide glossary*. The Canadian Geotechnical Society. BiTech Publishers Ltd.
- Yenes, M.; Monterrubio, S. Fernández, B.; Blanco, J.A. & Santos, G. (2001). Inventario de deslizamientos de la Cuenca del Duero. *V Simposio Taludes y Laderas Inestables*. Madrid. Vol. 2, 511-523.