

## **MOVIMIENTOS EN MASA EN LA CABECERA DEL RÍO NALÓN (CORDILLERA CANTÁBRICA, NO ESPAÑA)**

M. JIMÉNEZ SÁNCHEZ

Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo,  
C/ Arias de Velasco, s/n, 33005 Oviedo

**Resumen:** El análisis morfométrico de 155 movimientos en masa en la cuenca alta del río Nalón pone de manifiesto una amplio rango de variación de los valores de los parámetros analizados, que incluyen variables e índices de altitud, dimensiones, morfología y pendiente. Esta variación puede ser explicada considerando la tipología de los movimientos en masa estudiados, que depende estrictamente de la litología a partir de la que se desarrollan. Así, las calizas de la Formación Escalada presentan escarpes que se desestabilizan mediante avalanchas rocosas, mientras que los movimientos de tipo complejo y flujos se desarrollan a partir de las alternancias detríticas de las Formaciones Fito y Beleño y de diversas formaciones superficiales. El origen de los movimientos en masa está condicionado por el comportamiento diferencial de los materiales del sustrato y por las modificaciones geométricas de las laderas derivadas de la incisión fluvial cuaternaria. Sin embargo, en el sector más elevado de la zona, que muestra evidencias de glaciario por encima de los 950 m de altitud, los mecanismos de expansión lateral por descarga asociados a la deglaciación han debido determinar la génesis de grandes movimientos en masa. La deglaciación constituye el punto de referencia para la propuesta de cronología relativa realizada para los movimientos en masa, con tres grupos cronológicos dentro del sector glaciado, y tres en el resto de la zona. Los pequeños movimientos en masa desarrollados en la actualidad están asociados principalmente a desmontes artificiales y a coluviones, desencadenándose en episodios de precipitaciones elevadas.

**Palabras clave:** movimientos en masa, Cuaternario, Cordillera Cantábrica, deglaciación

**Abstract:** The morphometrical analysis of 155 landslides in the Higher Nalon Basin shows a wide range in the values of the analyzed parameters. These include measurements of landslide altitude, size, morphology and slope gradient. This variation can be explained according to the studied landslides tipology, depending on the lithology from which are developed. Cliffs in the Escalada Limestones are desestabilized by rock avalanches, while complex and flow movements are developed from the detrital bedrocks of Fito and Beleño Formations as well as from quaternary superficial formations. The origin of the landslides is conditioned by the differential behaviour of the bedrock, as well as by geometrical changes in slopes induced by the quaternary fluvial incision. However, the big landslides in the glaciated area of the basin, over 950 m high, seem to be related to lateral expansion mechanisms in the valley sides, linked to the glaciers retreat. Deglaciation is a point of reference for the proposed relative chronology, with three chronological groups inside the glaciated area and three in the remainder. The little landslides developed at present are mainly linked to levelled grounds as well as to colluvial deposits, being triggered during high rainfall events.

**Key words:** landslides, Quaternary, Cantabrian Mountains, deglaciation

## 1. Introducción

La evolución de las vertientes de la Cordillera Cantábrica tiene lugar frecuentemente mediante el desencadenamiento de movimientos en masa, como han puesto de manifiesto Cendrero et al. (1993), Marquínez et al. (en prensa), Jiménez Sánchez (1996), González Díez et al. (1995) o Menéndez Duarte y Marquínez (1996) en diversos trabajos de carácter regional. En ocasiones, estos fenómenos originan situaciones de riesgo, conllevando unas importantes repercusiones socio-económicas (Farias y Jiménez Sánchez, 1995).

La cuenca alta del río Nalón, localizada en la vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica, (Fig. 1.) muestra un importante desarrollo de este tipo de fenómenos. Los objetivos de este trabajo son: 1. La descripción de las características de los movimientos en masa identificados en esta zona, lo que supone el análisis de su morfología, distribución espacial y su clasificación; 2. la realización de una discusión sobre los factores que han condicionado su génesis; 3. establecer una hipótesis acerca de su distribución temporal.

## 2. Marco geológico

Desde el punto de vista geológico, la zona de estudio se sitúa en la Unidad del Ponga (Julivert, 1960), dentro de la Zona Cantábrica de la Cordillera Hercínica (Fig. 2). El sustrato está formado por rocas sedimentarias de edades comprendidas entre el Cámbrico y el Carbonífero. Entre ellas están la Caliza de Láncara, las Areniscas y Pizarras de Oville y la Cuarcita de Barrios, con edades cámbrico-ordovícicas, y un conjunto de rocas de edad carbonífera integrado por las Calizas de Barcaliente y Escalada y las alternancias calcáreo-detríticas de las Formaciones Beleño y Fito. Estas rocas se encuentran afectadas por un conjunto de estructuras de edad hercínica, formado por cabalgamientos de trazado sinuoso debido a la existencia de pliegues transversales a ellos. Estas estructuras están cortadas por un conjunto de fracturas entre las que destaca la Falla de Ventaniella, que atraviesa toda la región con una disposición NO-SE.

Al igual que en el resto de la Cordillera, la disposición de las principales alineaciones montañosas se debe al movimiento de fracturas durante el Terciario (Marquínez, 1992; Alonso et al., 1996). Sobre este relieve alpino se encaja la red hidrográfica en angostos valles, en cuya cabecera se conservan formas y depósitos de origen glaciar (Jiménez Sánchez y Marquínez, 1990; Jiménez Sánchez, 1996). En

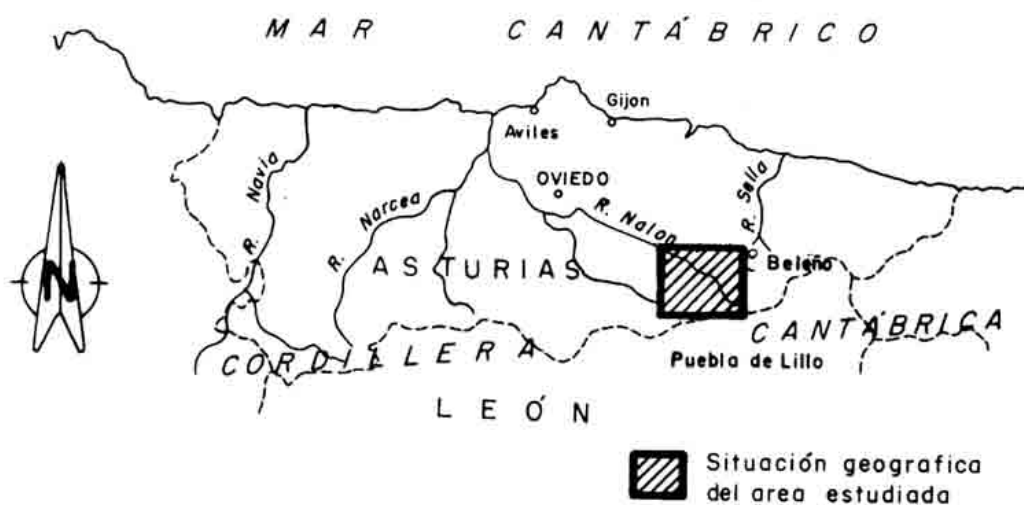


Fig. 1. Situación geográfica de la zona de estudio. *Geographical setting of the study area.*

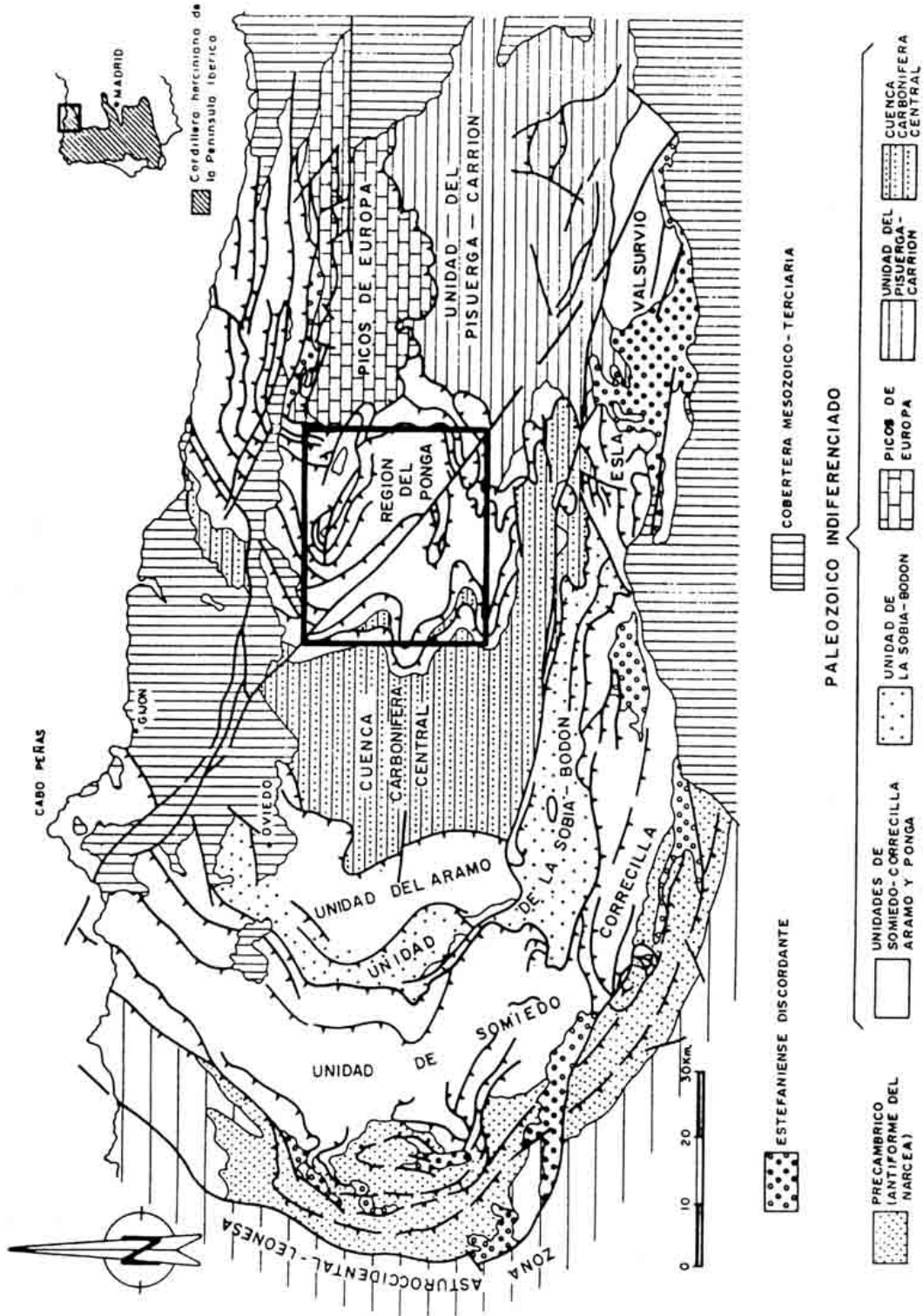


Fig. 2. Localización de la zona de estudio en el marco de la Cordillera Cantábrica (esquema basado en Julivert, 1971).  
*Geological setting of the study area in the Cantabrian Mountain Range (geological sketch based on Julivert, 1971)*

los escarpes rocosos cuarcíticos y calcáreos de las zonas más elevadas, domina la actuación de la gelifracción y de los procesos nivales, mientras que en las laderas modeladas en las alternancias detríticas carboníferas, puede destacarse la actuación del mecanismo de reptación superficial. No obstante, entre los elementos más significativos de la morfología de las vertientes, se encuentran los movimientos en masa, objeto de este trabajo.

### 3. Metodología de trabajo

En la zona, que presenta una superficie de 264 km<sup>2</sup>, se ha realizado una cartografía geomorfológica a escala 1:25.000 de los movimientos en masa (Jiménez Sánchez, 1996), de la que se muestra un ejemplo en la Figura 4 correspondiente al sector noroccidental. Asimismo, se han reconocido otros movimientos en masa que, debido a sus pequeñas dimensiones, no se han representado cartográficamente. Con el fin de describir la morfología, dimensiones y distribución de los movimientos en masa, se ha llevado a cabo un análisis morfométrico de los primeros, que hacen un total de 155. Las variables medidas se han basado en los trabajos de Carrara et al. (1977a, 1977b) con diversas modificaciones (Fig. 3). De ellas, se han utilizado únicamente las que se pueden estimar directamente a partir de la base cartográfica de la zona: el mapa geomorfológico y los mapas de pendientes, hipsometría y orientaciones. Se han añadido algunas variables indicativas de la distribución altitudinal de las formas, así como el cálculo de algunos índices. El análisis ha sido complementado con un diagrama de frecuencias de orientación de las vertientes en que se desarrollan las inestabilidades. El reconocimiento de diversos afloramientos ha permitido conocer las características de los depósitos generados por los movimientos en masa, así como establecer una aproximación a los mecanismos genéticos de los mismos. La tipología de los movimientos en masa ha sido establecida de acuerdo con la clasificación de Carson y Kirkby (1975) para aquéllos desarrollados a partir de escarpes rocosos, y de Varnes (1978) para el resto.

En ausencia de dataciones absolutas en los movimientos en masa de la zona de estudio, se realiza la propuesta de cronología relativa de los mismos, basada en los criterios recogidos por Lomoshitz y Corominas (1992) y Cendrero et al. (1993). Entre ellos se encuentra el tamaño relativo de los movimientos en masa, el grado de conservación y de superposición entre sí, así como respecto a otras formas y la existencia o no de evidencias de actividad actual.

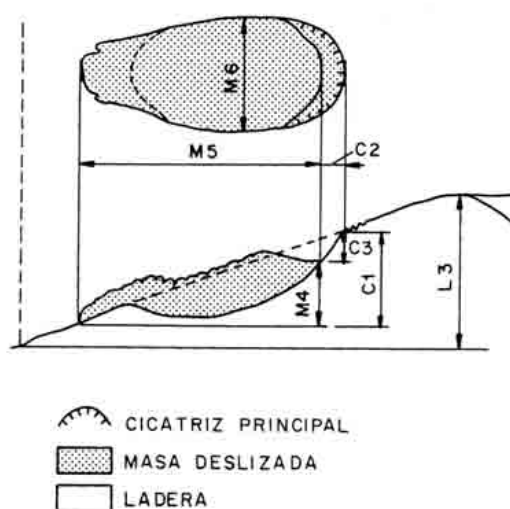


Fig. 3. Parámetros cuantificados a partir de la cartografía de los movimientos en masa (modificado de Carrara et al., 1977a, 1977b).  
*Measured parameters in the landslides map (modified from Carrara et al., 1977a, 1977b).*

LEYENDA

- Límite de cuenca hidrográfica
- FORMAS TORRENCIALES**
- Cuenca torrencial
- Abanico torrencial
- DINAMICA DE LADERAS**
- Cicatriz de movimiento en masa
- Movimiento en masa
- Canal de aludes y/o de caída de rocas
- Canchales
- Coluisiones
- Evidencias de reptación superficial

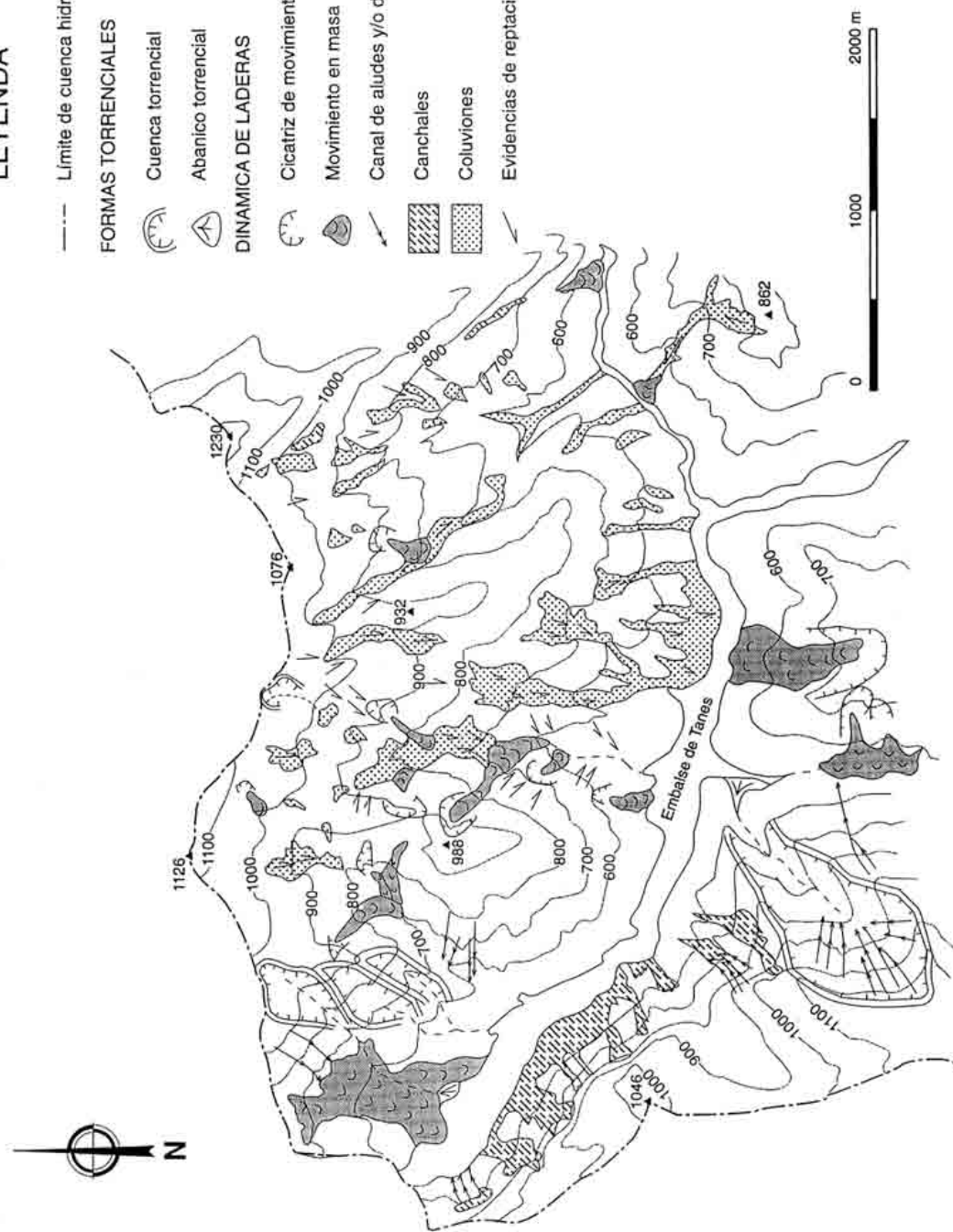


Fig. 4. Ejemplo de cartografía geomorfológica realizada en la parte meridional de la zona de estudio, en el sector Tanes-Cobaltes.  
*Geomorphological map of the southern part of the study area (Tanes-Cobaltes area).*

#### 4. Resultados y discusión

##### 4.1. Descripción de los movimientos en masa

##### 4.1.1. Clasificación de los movimientos en masa

La tipología de los movimientos en masa muestra una estricta dependencia del tipo de sustrato en que se generan, por lo que los movimientos en masa inventariados se han clasificado en dos grupos: los asociados a escarpes rocosos, y los originados a partir de laderas formadas por rocas blandas y formaciones superficiales. Existen además otros de reducidas dimensiones, no recogidos en la cartografía geomorfológica realizada (Jiménez Sánchez, 1994).

De los 155 movimientos en masa inventariados, 20 corresponden a roturas desarrolladas en escarpes rocosos y, de acuerdo con Carson y Kirkby (1972), pueden ser clasificados como avalanchas rocosas. Los escarpes afectados son de litología calcárea, aunque existe algún caso aislado, no representado en la cartografía debido a sus reducidas dimensiones, asociado a escarpes cuarcíticos de la Formación Barrios. Aunque en la zona afloran dos formaciones calcáreas, se aprecia una mayor abundancia de las avalanchas rocosas originadas a partir de escarpes desarrollados en las Calizas de la Escalada frente a las de la Formación Barcaliente. El depósito característico está constituido por fragmentos de material calcáreo angulosos con dimensiones decimétricas a métricas, que presentan una disposición totalmente caótica y una superficie topográfica irregular (Fig. 5). Las avalanchas más antiguas, de mayores proporciones, se encuentran colonizadas por vegetación y en los afloramientos es posible observar la presencia de una matriz arcillosa entre los clastos.

Por otro lado, la mayor parte de los movimientos en masa reconocidos en la zona, hasta un total de 135, podrán ser clasificados como movimientos complejos siguiendo la clasificación de Varnes (1978),



Fig. 5. Afloramiento del depósito de una avalancha rocosa al pie de un escarpe modelado en la Caliza de Escalada (Valle de Tarna, ladera N). Se aprecia la disposición caótica y ausencia de clasificación de los fragmentos rocosos, así como las variaciones existentes en la textura, granosoportada en la zona este (derecha de la fotografía) y flotante en la parte oeste. Esta última se encuentra afectada por pequeños movimientos en masa de tipo flujo.

*An outcrop of a rock avalanche deposit from the Escalada Limestones (Tarna Valley, North slope). The chaotic arrangement and no classification of rock clast is shown, as well as variations in texture. The texture is grain-supported in the east side (right side of the picture) and floating in the west side. Little flows can be recognized in this side.*

ya que su génesis debe obedecer a la actuación conjunta de mecanismos de flujo y deslizamiento. El tipo de sustrato desestabilizado incluye por una parte formaciones superficiales como coluviones, acumulaciones de till y masas desplazadas por antiguas inestabilidades y por otra, rocas de las Formaciones Fito y Beleño y en algún caso aislado, de la Formación Oville. A veces, los movimientos involucran además a las calizas de la Formación Escalada, en la zona de contacto entre ésta y las rocas detríticas carboníferas. Los afloramientos observados muestran la existencia de una matriz limoso-arcillosa en proporciones variables, en la que se encuentran embebidos clastos heterométricos de areniscas y pizarras o calizas sin ningún tipo de ordenación. Muchos de estos movimientos en masa presentan superficies de rotura cóncavas, que evidencian la existencia de una componente rotacional en su desplazamiento. Sin embargo, la estructura interna del material que los integra es siempre caótica, lo que debe implicar que en su génesis intervienen mecanismos de flujo con deformación interna.

Además de los movimientos en masa descritos en líneas anteriores, en la zona existen otros que, debido a sus reducidas dimensiones, no han sido representados en la cartografía geomorfológica. El desarrollo de algunos de estos movimientos en masa tiene lugar sobre coluviones cubiertos por vegetación herbácea, y corresponden a pequeños movimientos en masa tipo deslizamientos de derrubios superficiales y flujos de tierra. Estos movimientos en masa son conocidos en la toponimia local como "argayos" (Fig. 6). Entre estos pequeños movimientos en masa aparecen también desprendimientos rocosos que afectan principalmente a desmontes de carreteras.



Fig. 6. Ejemplo de pequeños deslizamientos de derrubios (argayos) desarrolladas sobre coluviones en las inmediaciones de Cobayes (margen izquierda del embalse de Tanes). Estas formaciones superficiales suelen encontrarse aterrazadas y cubiertas por pastizales. *A debris slide (argayo) in a coluvial deposit near Cobayes (left margin of Tanes dam). Coluvions usually show farming terraces, being covered by pastures.*

## 10 Jiménez Sánchez

Tabla 1. Parámetros cuantificados en el análisis morfométrico de los movimientos en masa, unidades utilizadas y resultados obtenidos (valores de la media, desviación típica, máximo y mínimo de cada parámetro). *Measured parameters in the morphometrical analysis of the landslides (mean, typical deviation, maximum and minimum values of each parameter).*

Parámetros de la masa deslizada	media	desviación	mínimo	máximo
<b>M1</b> (superficie, m <sup>2</sup> )	53500.00	71000.00	6200.00	562500.00
<b>M2</b> (altitud máxima, m)	1005.52	252.28	540.00	1690.00
<b>M3</b> (altitud mínima, m)	860.61	241.38	470.00	1625.00
<b>M4</b> (desnivel máximo, m)	144.90	93.49	30.00	535.00
<b>M5</b> (longitud máxima, m)	398.47	261.07	50.00	1725.00
<b>M6</b> (anchura máxima perpendicular a M5, m)	169.52	103.15	37.50	525.00
<b>PM</b> (pendiente media, °)	25	4.87	15.00	35.00
<b>M7</b> (elongación)	2.67	1.42	0.36	8.29
<b>Parámetros de la zona de fractura</b>				
<b>SC</b> (superficie, m <sup>2</sup> )	29400.00	42300.00	700.00	375000.00
<b>C1</b> (altitud máxima, m)	1082.00	264.74	610.00	1770.00
<b>C2</b> (desnivel estimado, m)	102.92	83.76	20.00	460.00
<b>PC</b> (pendiente media, °)	32.00	10.40	20.00	65.00
<b>Parámetros de la ladera</b>				
<b>L1</b> (altitud máxima, m)	1236.16	279.77	720.00	1895.00
<b>L2</b> (altitud mínima, m)	846.61	233.52	470.00	1625.00
<b>L3</b> (desnivel, m)	389.55	184.60	25.00	994.00
<b>PL</b> (pendiente media, °)	25.00	6.61	16.00	50.00

### 4.1.2. Características morfológicas y distribución de los movimientos en masa

El total de parámetros cuantificados y los resultados obtenidos en el análisis morfométrico de los movimientos en masa se presenta en la Tabla 1. Tal como se puede apreciar, los movimientos en masa se desarrollan en un amplio rango de altitudes, que varía entre 1770 y 490 m. Los desniveles estimados para las superficies de rotura varían entre 20 y 460 m, rango muy similar al que muestran estos parámetros en las masas deslizadas, situado entre 30 y 535 m. Las dimensiones de los movimientos en masa presentan importantes variaciones: se pueden identificar desde movimientos de tamaño relativamente pequeño a la escala cartográfica considerada ( $M1 = 6200 \text{ m}^2$ ), correspondientes generalmente a movimientos de tipo flujo o desprendimiento rocoso, hasta superficies de  $562500 \text{ m}^2$ , valores que se alcanzan en grandes movimientos de tipo complejo. En lo que respecta a su morfología, la elongación (definida como la relación anchura/longitud) toma un valor medio de 2.67 y varía entre valores inferiores a 1 y superiores a 8. Las pendientes medias de las masas deslizadas, estimadas a partir del mapa de pendientes de la zona (Jiménez Sánchez, 1994), varían entre  $15^\circ$  y  $35^\circ$ , con un valor medio de  $25^\circ$ , correspondiendo los valores menores a los movimientos con mayor componente de flujo. En cuanto a las superficies de rotura, presentan pendientes comprendidas entre  $20^\circ$  y  $65^\circ$ .

La distribución de frecuencias de movimientos en masa con respecto a la orientación de las laderas en que se desarrollan se ha representado en un diagrama de barras de ocho clases de orientación (Fig. 7). En él se ha representado también los porcentajes de extensión relativa de cada clase de orientación dentro de la zona de estudio. Como se puede apreciar, los movimientos en masa se desarrollan en todo tipo de orientaciones, aunque las clases con mayor número de movimientos son las correspondientes a laderas de orientaciones N y S.



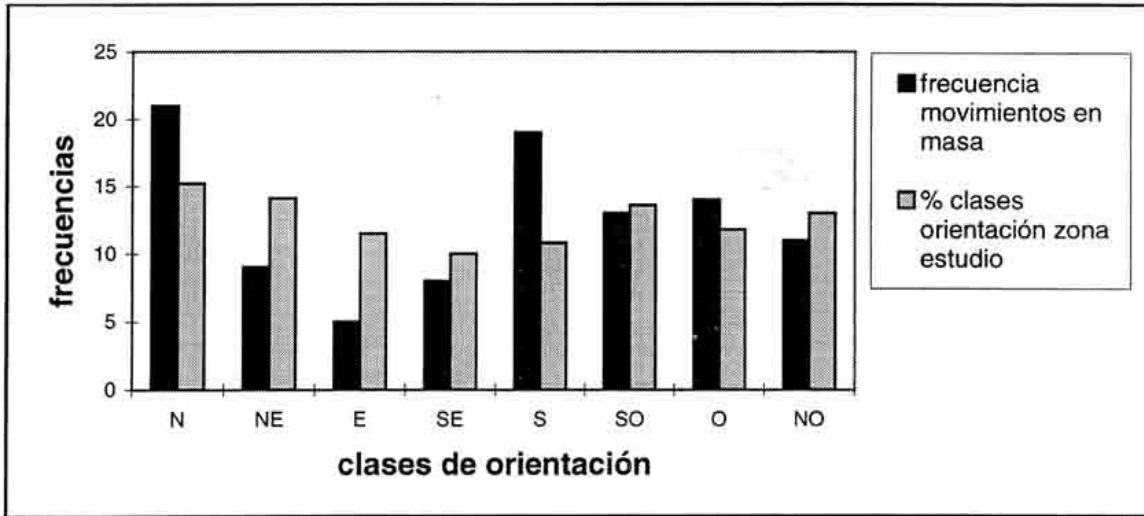


Fig. 7. Diagrama de barras mostrando las frecuencias de movimientos en masa en cada clase de orientación en la zona de estudio y la superficie relativa (%) ocupada por cada clase de orientación.

Bar chart showing the frequencies of landslides in each orientation class in the studied area, and relative surface (%) occupied by each exposure class.

#### 4.2. Factores condicionantes de los movimientos en masa

En la zona, los movimientos en masa se desarrollan a partir de dos tipos de materiales con comportamiento mecánicos distintos: las Calizas de la Formación Escalada, que pueden llegar a desarrollar escarpes con pendientes próximas a la vertical, y las alternancias calcáreo-detríticas de las Formaciones Fito y Beleño y diversas formaciones superficiales, sobre los que se modelan laderas con pendientes inferiores a  $30^{\circ}$ - $45^{\circ}$  por término medio. En el primer caso se generan roturas que dan lugar a avalanchas rocosas, cuyo desencadenamiento debe estar relacionado con la presencia de una red de diaclasas importante, ya que en los escarpes asociados a la otra Formación calcárea existente en la zona (Formación Barcaliente), menos diaclasada, apenas se desarrollan este tipo de movimientos en masa. A partir de las formaciones detríticas carboníferas y de los materiales cuaternarios, con menor cohesión y ángulos de fricción interna más bajos, tiene lugar la génesis de movimientos en masa complejos con una participación importante del mecanismo de flujo, que a veces involucran además calizas en el contacto de éstas con las formaciones detríticas carboníferas. El comportamiento mecánico diferencial de los materiales del sustrato explica la gran variación que presentan la mayor parte de los parámetros morfométricos. Así, las pendientes más elevadas de las superficies de rotura ( $65^{\circ}$ ) se asocian a la existencia de avalanchas rocosas y a movimientos complejos que afectan parcialmente a escarpes calcáreos. Las pendientes más bajas, tanto en las superficies de rotura, como en las masas desplazadas, corresponden a movimientos con una componente de flujo importante, desencadenados en formaciones superficiales y rocas del sustrato carbonífero relativamente poco resistentes.

El hecho de que los movimientos en masa se desarrollen en un amplio rango de altitudes, muestra la escasa influencia de este factor en su génesis. En cuanto a la orientación de las vertientes, aunque algunos autores como Beaty (1956), han mostrado la influencia de las exposiciones Norte de las laderas en la génesis de movimientos en masa, en esta zona se observa que el desencadenamiento de las inestabilidades tiene lugar en vertientes con todo tipo de orientaciones, aunque existen dos máximos para las orientaciones N y S, siendo el primero de ellos coherente con una mayor proporción de vertientes de orientación N en la zona de estudio.

La acción fluvial en la zona ha determinado la incisión de los cauces en profundos valles, con la consiguiente acción de socavación en la base de las vertientes y la modificación de su geometría. El incremento de la altura y la pendiente de la ladera ocasiona el aumento del esfuerzo de cizalla en las superficies de potencial inestabilidad de la misma (Brunsden, 1979; Selby, 1982). Por este motivo, la erosión fluvial puede haber sido uno de los factores determinantes de la génesis de movimientos complejos que se desarrollan en la mayor parte de la zona, al menos por debajo del límite inferior deducido para el máximo avance de los hielos durante la última etapa glaciaria, y que oscila entre los 950 m y los 1100 m (Jiménez Sánchez, 1996). Por encima de este límite, en las laderas de antiguos valles glaciares, tiene lugar el desarrollo de grandes movimientos en masa, cuyo origen debe estar ligado a un mecanismo de expansión lateral por descarga de las vertientes de los valles glaciares (Selby, 1982; Brunsden, 1979; Campbell y Evans, 1990). Este mecanismo ha sido invocado para explicar el origen de grandes movimientos en masa en valles glaciares del Pirineo (Rengers y Soeters, 1982; Bordonau y Vilaplana, 1986; Corominas, 1990), y en el ámbito de la Cordillera Cantábrica, de distintos tipos de inestabilidades en las paredes de los valles glaciares (Alonso y Corte, 1992; Jiménez Sánchez, 1994, 1996; Menéndez Duarte, 1994, Menéndez Duarte y Marquínez, 1996).

Los pequeños movimientos en masa desarrollados en la actualidad y que afectan a coluviones colonizados por vegetación herbácea son similares a los descritos por Moser y Hohensinn (1983) o Reneau et al. (1989) en condiciones de saturación de agua. La acción humana condiciona el desarrollo de estas inestabilidades, ya que ha propiciado la sustitución de las cubiertas boscosas por pastizales, y en algunos casos el aterrazamiento de las vertientes. Igualmente, la modificación de la geometría de las vertientes en la construcción de desmontes favorece su desestabilización. Aunque por el momento no se ha realizado ninguna valoración cuantitativa, el desencadenamiento de estos movimientos en masa debe estar asociado a la existencia de períodos de precipitaciones intensas. Esta relación temporal entre precipitaciones y deslizamientos ha sido mostrada en Cataluña por Gallart y Clotet (1988), y para el ámbito territorial de Asturias, por Domínguez Cuesta et al. (1996).

#### 4.3. *Cronología relativa de los movimientos en masa*

La cronología relativa planteada de acuerdo con los criterios anteriormente señalados (Lomoschitz y Corominas; 1992, Cendrero et al., 1993) contempla dos grupos de movimientos en masa: los desarrollados en la zona glaciada, que pueden ser relacionados con la deglaciación, y los movimientos desarrollados en el resto del área de trabajo (Figura 8).

En la zona glaciada, el análisis de las formas glaciares ha permitido establecer una etapa de máxima expansión de los hielos, a altitudes entre 950 y 1100 m, seguida por otras dos de retroceso y estabilización de los frentes a altitudes respectivas de entre 1300-1500 m y 1500-1700 m (Jiménez Sánchez, 1996). En este área se pueden definir tres grupos de movimientos en masa:

A.1. Movimientos de grandes dimensiones (superficie media de 125000 m<sup>2</sup>), localizados entre el nivel de los antiguos frentes glaciares en el momento de máxima expansión (950-1100 m) y el nivel de la segunda etapa de estabilización de los frentes glaciares. Se trata de movimientos complejos que afectan al sustrato rocoso y a los sedimentos glaciares que lo recubren, por lo que su génesis simultánea o posterior a la deglaciación tras el máximo avance glaciario resulta indiscutible.

A.2. Movimientos superpuestos a los del grupo anterior, de menor tamaño (superficie media de 56000 m<sup>2</sup>). Se encuentran cubiertos por vegetación y conservan reconocibles sus zonas de cicatriz.

A.3. Los movimientos de menores dimensiones y presumiblemente más modernos consisten en pequeños flujos, deslizamientos superficiales y avalanchas rocosas que aparecen en la zona glaciada por encima de los 1600-1700 m, y por tanto por encima del nivel de los frentes glaciares durante la última etapa de estabilización de los mismos. En general presentan bien conservados todos sus elementos morfológicos y carecen de cubierta vegetal arbórea, lo que sugiere una edad muy reciente.

En el resto de la zona se han definido también tres grupos que presentan diferencias que pueden ser interpretadas desde el punto de vista cronológico:

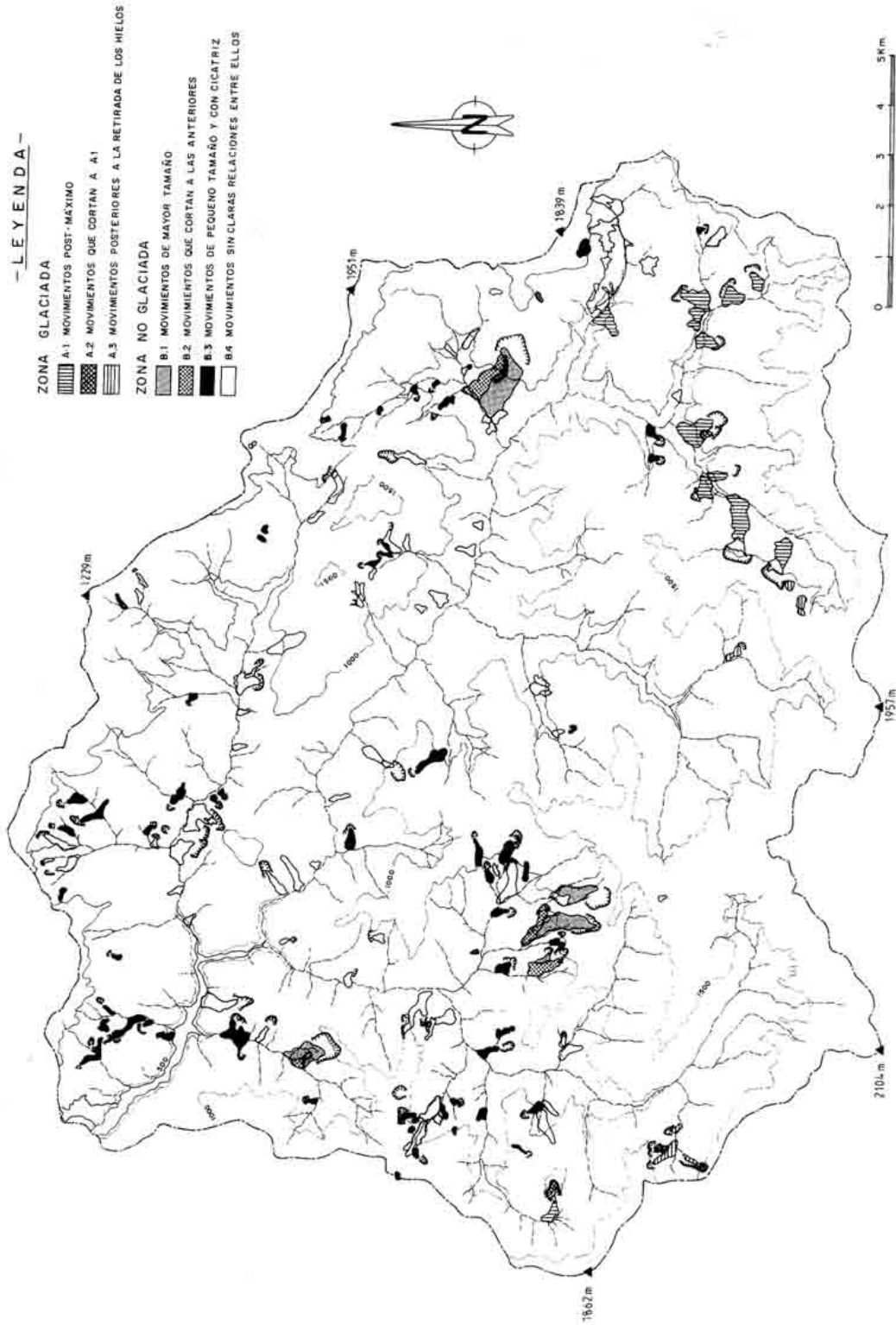


Fig. 8. Esquema cartográfico de los movimientos en masa en la cuenca alta del río Nalón mostrando la cronología relativa establecida.  
*Cartographical sketch of the Nalón high basin showing the relative chronology established.*

B.1. El grupo de los movimientos en masa más antiguos incluye grandes movimientos en masa complejos (superficie media de 185000 m<sup>2</sup>) que carecen de escarpes visibles y a los que se superponen otros movimientos en masa de menor tamaño. En general afectan a los materiales rocosos detríticos carboníferos, aunque en algunos casos involucran además calizas.

B.2. El segundo grupo corresponde a deslizamientos y flujos de menor tamaño (77000 m<sup>2</sup>) con sus elementos morfológicos bien conservados, se superponen a los del anterior.

B.3. Pequeños flujos, movimientos complejos y avalanchas rocosas con cicatrices bien conservadas (superficie media de 19000 m<sup>2</sup>). Las avalanchas rocosas carecen de cobertura vegetal, mientras que sobre los flujos tan sólo se desarrolla vegetación herbácea.

Aunque no existen dataciones cronológicas de los movimientos en masa estudiados, el inicio de la deglaciación constituye una referencia importante, aunque sirva tan sólo como base para la propuesta de una cronología relativa. Al menos en la zona glaciada, los movimientos en masa deben haber tenido lugar durante o posteriormente a la retirada de los hielos en la zona. Basándose en criterios morfológicos y en el grado de conservación de las distintas formas, el trabajo de Cendrero et al. (1993) plantea tentativamente una correlación entre los movimientos en masa del Alto Nalón y otras áreas del sector asturiano de la Cordillera Cantábrica y los datos en Cantabria, en el área de Magdalena-Pas. De acuerdo con dicho trabajo, los movimientos en masa de los grupos A.1. y B.1 serían pleistocenos y los restantes holocenos, aunque es necesaria la realización de dataciones absolutas con el fin de corroborar esta hipótesis. Un último grupo cronológico estaría integrado por los pequeños flujos y desprendimientos rocosos desarrollados en la actualidad, tanto en la zona glaciada como fuera de ella.

## **Conclusiones**

En la cuenca alta del río Nalón se han reconocido 155 movimientos en masa y se ha realizado su análisis morfométrico. Los resultados ponen de manifiesto una amplia variación de los valores de las variables e índices cuantificadas, que puede ser explicada considerando la variada tipología de los movimientos en masa estudiados, condicionada a su vez por el comportamiento mecánico de las litologías a partir de las que se desarrollan. Así, las calizas de la Formación Escalada presentan escarpes que se desestabilizan mediante avalanchas rocosas, mientras que los movimientos de tipo complejo y flujos se desarrollan a partir de las alternancias detríticas de las Formaciones Fito y Beleño y de diversas formaciones superficiales. La variación de la altitud y orientación de las vertientes no influye en la génesis de inestabilidades, aunque se observan dos máximos de frecuencias de movimientos en orientaciones norte y sur, que pueden explicarse como el resultado de la presencia de un mayor número de alineaciones montañosas con disposición E-O.

En el sector más elevado de la zona, que muestra evidencias de glaciario por encima de los 950 m de altitud, los mecanismos de expansión lateral por descarga asociados a la deglaciación han debido determinar la génesis de grandes movimientos en masa. Esta circunstancia permite atribuir al menos a los movimientos en masa de la zona glaciada una edad simultánea o posterior a la retirada de los hielos. La cronología relativa propuesta en la zona de estudio, basada en el grado de superposición y conservación de las formas consta de tres grupos cronológicos en la zona glaciada, que toman como referencia la retirada de los hielos tras el último máximo glaciario, y tres fuera de ella.

Por último, existe un conjunto de movimientos en masa de pequeño tamaño que suelen afectar a coluviones cubiertos por vegetación herbácea o a desmontes de carreteras. Su desencadenamiento, observable en la actualidad, puede ser relacionado con la actuación humana y con la existencia de episodios de precipitaciones intensas.

## Referencias bibliográficas

- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. & Barba, P.** (1996): Tertiary Basins and Alpine Tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: Friend, P.F. & Dabrio, C.J. (Ed.): *Tertiary Basins of Spain: Tectonics, climate and sea-level change*, 214-227. Cambridge University Press.
- Alonso, V. & Corte, A. E.** (1992): Postglacial fracturing in the Cantabrian Cordillera (NW Spain). *Z. Geomorph. N. F.*, 36 (4): 479-490.
- Beatty, C. B.** (1956): Landslides and slope exposure. *Jour. Geol.*, 1 (4): 70-75.
- Bordonau, J.** (1992a): La cronología del último ciclo glaciario en los Pirineos. *III Congr. Geol. de España y VII Congr. Lat. Geol., Simposios*, 2:48-53.
- Bordonau, J.** (1992b): *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma Ediciones. 251 pp.
- Bordonau, J. & Vilaplana, J. M.** (1986): Géomorphologie et tectonique récente dans le Val d'Aran (Zone axiale des Pyrénées Centrales, Espagne). *Rev. Geol. Dyn. et de Géogr. Phys.*, 27 (5): 303-310.
- Brunsdon, D.** (1979): Mass movements. En: Embleton, C. y Thornes, J. (Ed.): *Process in Geomorphology*, 130-186.
- Campbell, I. A. & Evans, D. J. A.** (1990): Glaciotectonism and landsliding in Little Sandhill Creek, Alberta. *Geomorphology*, 4: 19-36.
- Carrara, A., Pugliese, E. & Merenda, L.** (1977a): Computer-based data bank and statistical analysis of slope instability phenomena. *Z. Geomorph. N. F.*, 21(2): 187-222.
- Carrara, A., Catalano, E., Sorriso, M., Reali, C., Merenda, L. & Rizzo, V.** (1977b): Landslide morphology and typology in two zones, Calabria, Italy. *Bull. of the I.A.E.G.*, 16: 8-13.
- Carson, M. A. & Kirkby, M.J.** (1972): *Hillslope Form and Process*. Cambridge University Press. 475 pp.
- Cendrero, A., Díaz de Terán, J. R., Farias, P., Fernández, S., González, A., Jiménez, M., Marquínez, J., Menéndez, R. & Salas, L.** (1993): Temporal distribution and contribution of landslides to landscape evolution from Late Pleistocene to Present in the Cantabrian Cordillera, Spain. En: Flageollet, J. C. (Ed.): *Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community*. DG XII: 427-508. European Commission.
- Corominas, J.** (1990): Influencia del glaciario cuaternario en la estabilidad de las laderas del valle del Valira d'Orient (Andorra). En: Gutiérrez, M., Peña, J.L., Lozano, M.V. (Ed.): *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología*, 2: 521-532.
- Domínguez Cuesta, M.J., Jiménez Sánchez, M. & Rodríguez Garca, A.** (1996): Utilidad de los archivos de prensa en el estudio de inestabilidades de ladera en Asturias (NO de España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21: 393-404.
- Farias, P. & Jiménez Sánchez, M.** (1995): Geología ambiental. En: Aramburu, C. y Bastida, F. (Eds): *Geología de Asturias*, 203-212. Trea.
- Gallart, F. & Clotet, N.** (1988): Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event: the november 1982 flood in the Eastern Pyrenees. *Catena supplement*, 13: 79-95.
- González Díez, A., Salas, L., Díaz de Terán, J. R. & Cendrero, A.** (1995): Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian Region, Spain. *Geomorphology*, 15 (3-4): 191-211.
- Jiménez Sánchez, M.** (1994): *Geomorfología de la cuenca alta del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Asturias)*. Tesis, Univ. Oviedo. 297 pp.
- Jiménez Sánchez, M.** (1996): El glaciario en la cuenca alta del río Nalón: una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica. *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (3-4): 157-168.
- Jiménez Sánchez, M. & Marquínez, J.** (1990): Morfología glaciario en la cuenca alta del Río Nalón, Cordillera Cantábrica. En: Gutiérrez, M.; Peña, J.L. y Lozano, M.V. (Ed.): *Actas de la I Reunión Nacional de Geomorfología*, 1:179-189.
- Julivert, M.** (1960): Estudio geológico de la cuenca de Beleño, valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 71: 1-346.

- Julivert, M.** (1971): Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of Northwestern Spain. *Am. Jour. Sci.*, 270: 1-29.
- Lomoschitz, A. & Corominas, J.** (1992): Cronología relativa de los deslizamientos de la depresión de Tirajana (Isla de Gran Canaria). En: López Bermúdez, F., Conesa, C. y Romero, M. A. (Eds.): *Estudios de Geomorfología en España*, 2:455-463.
- Marquínez, J.** (1992): Tectónica y relieve en la Cornisa Cantábrica. En: Cearreta, A. y Ugarte, F. (Ed.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*, 141-157. Servicio Editorial Universidad del País Vasco.
- Marquínez, J., Farias, P., Felicísimo, A.M., Villanueva, M., Humara, J.L., Garca, P., Menéndez, R. & Jiménez, M.**: *Geología del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga*. Monografías del ICONA. En prensa.
- Menéndez Duarte, R. A.** (1994): *Geomorfología del Area de Somiedo (Cordillera Cantábrica, Norte de España)*. Aplicaciones de los Sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve. Tesis, Univ. Oviedo. 254 pp.
- Menéndez Duarte, R. A. & Marquínez, J.** (1996): Glaciarismo y evolución tardiglacial de las vertientes en el valle de Somiedo. Cordillera Cantábrica. *Cuaternario y Geomorfología*, 10 (3-4):21-31.
- Moser, M. & Hohensinn, F.** (1983): Geotechnical aspects of soil slips in alpine regions. *Engineering Geology*, 19: 185-211.
- Reneau, S. L., Dietrich, W. E., Rubin, M., Donahue, D. J. & Jull, A. J.** (1989): Analysis of hillslope erosion rates using dated colluvial deposits. *Jour. Geol.*, 96: 45-63.
- Rengers, N. & Soeters, R.** (1982): Two examples of gravitational spreading in the Bohi area, Spanish Pyrenees. *ITC Journal*, 1982/3, 7 pp.
- Selby, M. J.** (1982): *Hillslope materials and processes*. Oxford Univ. Press. 264 pp.
- Varnes, D. I.** (1978): Landslides types and processes. En: *Landslides Res. Board Special Rep.*, 29: 20-47.
- Vilaplana, J. M.** (1983): Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees). *Acta Geologica Hispanica*, 18 (3/4): 217-233.