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 María José Domínguez Cuesta

DIRECTORES: MONTSERRAT JIMENEZ SANCHEZ
PEDRO FARIAS ARQUER

OVIEDO, JULIO 2003



Reservados todos los derechos © El autor

Edita: Universidad de Oviedo, Biblioteca Universitaria, 2010 Colección Tesis Doctoral-TDR nº 73

ISBN 978-84-693-4919-9 D.L.: AS.00969-2010 LOS DOCTORES Doña MONTSERRAT JIMÉNEZ SÁNCHEZ y Don PEDRO FARIAS ARQUER, PROFESORES TITULARES DEL DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA DE LA UNIVERSIDAD DE OVIEDO,

CERTIFICAN:

Que han dirigido el trabajo de investigación titulado "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", realizado por María José Domínguez Cuesta, y

AUTORIZAN:

Su presentación para optar al Grado de Doctor de la Universidad de Oviedo, por considerar que reúne las condiciones necesarias para su defensa.

Oviedo, a 25 de Mio de 2003.

LOS DIRECTORES DE LA TESIS DOCTORAL

Fdo.: Montserrat Jiménez Sánchez

Fdo.: Pedro Farias Arquer

Agradecimientos

Quiero expresar mi agradecimiento a todas las personas e instituciones que han hecho posible que esta Tesis Doctoral acabe, por fin.

A Montse Jiménez y a Pedro Farias, como directores y amigos, por su interés y decisiva ayuda para que el trabajo saliera adelante.

Al INDUROT, por darme la oportunidad de iniciarme en la Geomorfología y de poder realizar el doctorado. En especial quiero agradecer los consejos y las aportaciones de Jorge Marquínez, Rosana Menéndez y Juantxo Martínez.

A la FICYT (Fundación para el Fomento en Asturias de la Investigación Científica Aplicada y la Tecnología), por concederme una beca con la que pude iniciar esta tesis.

A Ana Colubi y a Gil González, por su ayuda en la parte estadística de este trabajo.

A mi familia y a Edgar por su cariño y paciencia apoyándome en todo momento.

A todos los amigos que me han acompañado, alentado y ayudado.

RESUMEN

Se presenta el trabajo desarrollado en el ámbito de la unidad geológica de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, Macizo Hespérico), concretamente en el tramo de la cuenca hidrográfica del río Nalón que se engloba en dicha unidad. En esta zona se producen constantes pérdidas económicas debido a las inestabilidades de ladera y, por ello, se planteó este estudio con el objetivo de tipificar los procesos que generan estas situaciones de riesgo para, finalmente, poder elaborar una cartografía de susceptibilidad.

Se ha llevado a cabo una prospección en los archivos de prensa de La Nueva España, periódico regional de Asturias, con la revisión de los 5.824 diarios correspondientes al período 1980-1995. El inventario de noticias relacionadas con las inestabilidades del terreno pone de manifiesto que los movimientos de ladera constituyen un proceso ampliamente extendido en el área de estudio. Se ha podido extraer información fiable sobre su ubicación espacial y temporal, su tipología y frecuencia y la relación con factores desencadenantes, especialmente la conexión entre períodos de lluvia y el inicio de inestabilidades.

La cartografía geomorfológica de la zona de estudio se ha realizado a escala 1:25.000 y muestra que, junto con una pequeña proporción de procesos kársticos, son fundamentalmente los procesos fluviales y de gravedad los que contribuyen a la evolución del relieve actual en esta área. Correspondientes a la acción de la gravedad se han reconocido evidencias de reptación, depósitos de coluviones, canchales, derrubios de ladera, avalanchas de roca y flujos que, en conjunto, ocupan una superficie de 49,7 km2. Los flujos de escala métrica a decamétrica que se desarrollan en la actualidad, conocidos como argayos, son los procesos generadores de peligrosidad. Entre los factores que condicionan la evolución de las laderas en esta zona se encuentran la litología, el clima, la vegetación, la acción antrópica y la incisión fluvial.

La información geomorfológica, junto con la geología, la topografía y la vegetación se ha gestionado en un Sistema de Información Geográfica (SIG), que ha permitido además elaborar el Modelo Digital del Terreno del

que se han extraído algunas variables topográficas como la curvatura, altitud, pendiente y orientación. A partir de estos datos se ha elaborado el modelo de susceptibilidad a los argayos mediante una Regresión Logística, generándose un mapa inicial de 7 clases que, posteriormente, se ha reclasificado en 3 rangos de susceptibilidad: Baja, Media y Alta. Estos mapas han sido contrastados con datos de nuevos argayos, que han demostrado la validez del modelo creado.

ÍNDICE

1. INTRODUCCION	5
1.1. Planteamientos generales	5
1.1.1. Riesgo. Definiciones	6
1.1.2. Problemática en la Cuenca Carbonífera Central	16
1.2. Objetivos	17
1.3. Características del área de estudio	18
1.3.1. Situación geográfica	18
1.3.2. Relieve	19
1.3.3. Clima	20
1.3.4. Vegetación	21
1.3.5. Población y minería	22
1.3.6. Geología	25
1.3.6.1. Antecedentes	26
1.3.6.2. Estratigrafía	28
1.3.6.3. Estructura	39
2. METODOLOGÍA DE TRABAJO	41
2.1. Introducción	41
2.2. Recopilación de la información de prensa	42
2.3. Recopilación de datos climáticos	46
2.4. Cartografía geomorfológica	46
2.4.1. Bases para la Cartografía	47
2.4.1.1. Topografia	47
2.4.1.2. Fotografía aérea	49
2.4.2. Criterios de Cartografía	50
2.4.2.1. Introducción	50
2.4.2.2. Método de cartografía	51

2.4.2.3. Terminología y leyenda	52
2.4.3. Restitución e incorporación a un SIG	55
2.5. Datación de movimientos en masa	56
2.6. Uso del SIG	56
2.6.1. Introducción	56
2.6.2. El SIG en este trabajo	58
2.6.3. El Modelo Digital del Terreno	59
2.6.4. El MDT en este trabajo	60
2.6.4.1. Errores y MDE	61
2.6.4.2. Modelos derivados del MDE	62
2.7. Análisis de la susceptibilidad	68
2.7.1. Introducción	68
2.7.2. Antecedentes metodológicos	69
2.7.3. Tratamiento de las variables cualitativas.	76
2.7.3.1. Introducción de la capa de pequeños movimientos en masa (<i>argayos</i>).	
2.7.3.2. La capa de geología del sustrato	78
2.7.3.3. La capa de geomorfología	81
2.7.3.4. La capa de infraestructuras	82
	82 82
1 0	
2.7.4. Variables cuantitativas. Análisis Estadísticos	84
2.7.4.1. El gráfico Tallo-Hojas	85
2.7.4.2. El Resumen Numérico de variables	86
2.7.4.3. Diagrama de Frecuencias	88
2.7.4.4. Supuesto de Normalidad	88
2.7.4.5. Relación entre las variables cuantitativas	88
2.7.4.6. Funciones de Densidad	89
2.7.5. Establecimiento del modelo de susceptibilidad	90
2.7.6. Metodología de validación	94
3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	97
3.1. Introducción	97
3.2. Análisis geomorfológico	98
3.2.1. Introducción	98
3.2.2. Morfología fluvial	101
3.2.2.1. La red hidrográfica	102
3.2.2.2. Las cuencas y depósitos torrenciales	105
3.2.2.3. Los valles y los depósitos fluviales	108
3.2.3. Morfología y dinámica de las vertientes	113
3.2.3.1. Análisis de la Cartografía Geomorfológica	114
3.2.3.2. Análisis de la información de prensa.	141
3.2.3.3. Discusión	148
3.2.4. Depósitos antrópicos	153
3.3. Establecimiento del modelo de susceptibilidad en la cuenca de Santa Bárba 3.3.1. Geomorfología	
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	157
3.3.2. Vegetación	159
3.3.3. Geología	162
3.3.4. Pendiente	165
3.3.5. Curvatura	171
3.3.6. Altitud	174

3.3.7.	Orientación	177
3.3.8.	Relación entre las variables cuantitativas	182
3.4. N	Aodelo de Susceptibilidad	183
3.5. V	alidación del Modelo en la cuenca de La Hueria	186
3.5.1.	Geomorfología	187
3.5.2.	Vegetación	188
3.5.3.	Geología	189
3.5.4.	Pendiente	189
3.5.5.	Orientación	190
3.5.6.	Curvatura	191
3.6. Z	Conificación	193
4. C	CONCLUSIONES	196
5. B	BIBLIOGRAFÍA	202
6. A	ANEXO	224

1.1. Planteamientos generales

Los procesos naturales activos a menudo generan daños a las comunidades humanas ubicadas bajo el ámbito de su actuación. Cuando se producen pérdidas económicas o personales de un modo concentrado espacial y temporalmente, estos daños pueden calificarse como catástrofes llegando a constituir, en ocasiones, auténticos desastres.

El funcionamiento habitual de la mayoría de procesos geológicos tiene lugar de forma gradual, lo que, generalmente, no conlleva graves problemas para la vida cotidiana del ser humano. A pesar de ello, en determinados momentos y lugares se producen fases paroxísmicas (Bloom, 1978; Graf, 1981; Morisawa, 1985; Alcántara-Ayala, 2002) durante las que la magnitud del proceso es superior a la habitual (cantidad de energía liberada, masas implicadas en el proceso, extensión de territorio afectado, etc.) provocando situaciones de peligro para las personas, sus obras o sus actividades. Aunque no son demasiado frecuentes a escala temporal humana, estas fases son una característica casi constante de los sistemas geológicos naturales y del funcionamiento de los diferentes procesos que en ellos se desarrollan (Cendrero, 1980; Font *et al.*, 1996; Olcina y Ayala-Carcedo, 2002; Rodríguez de la Torre, 2002).

El tipo de proceso va a influir en cuál sea el alcance en el espacio y en el tiempo. Así, fenómenos como los terremotos o los volcanes pueden hacer sentir sus efectos devastadores en áreas de miles de kilómetros y con tiempos de efectividad que pueden llegar a varios meses o incluso años. Sin embargo, otros fenómenos como las inestabilidades de ladera, afectan directamente a zonas, en principio, de menor extensión y en un tiempo variable de algunos minutos a varios días, aunque no por ello dejan de tener capacidad devastadora, ocasionando multitud de pérdidas.

1.1.1. Riesgo. Definiciones

El conocimiento de la mecánica de los procesos naturales se ha visto incrementado por la capacidad generadora de situaciones de riesgo que éstos presentan. Aquí será considerado el concepto de riesgo geológico tal y como lo define Ayala-Carcedo (1988): "Riesgo Geológico es todo proceso, situación o suceso en el medio geológico, natural, inducido o mixto, que puede generar un daño económico o social para alguna comunidad, y en cuya predicción, prevención o corrección han de emplearse criterios geológicos". Otra definición más amplia del mismo autor se refiere al Riesgo como: "Daño o pérdida esperable a consecuencia de la acción de un Peligro sobre un bien a preservar, sea la vida humana, los bienes económicos o el entorno natural" (Ayala-Carcedo, 2002). Así, el desarrollo científico de los últimos años está encaminado básicamente a la predicción, previsión y prevención de eventos susceptibles de producir pérdidas económicas y humanas, con el fin de minimizar al máximo su efecto negativo (Alcántara-Ayala, 2002).

Existe una gran división de los riesgos geológicos en externos e internos, de acuerdo con la naturaleza del proceso que los origina. Los riesgos geológicos internos tienen su origen bajo la superficie terrestre y, en principio, no pueden ser manipulados por el hombre. La acción antrópica dificulta la definición exacta del campo de los riesgos geológicos externos, por cuanto algunos procesos que generan este tipo de riesgo no se producen de un modo espontáneamente natural, sino que son inducidos total o parcialmente por el hombre. Para valorar el riesgo bajo el que se encuentra una determinada región, es necesario tener en cuenta los distintos factores y elementos que lo integran, considerando tanto el propio proceso natural como el medio en el que se desarrolla.

Los factores que intervienen en el riesgo pueden ser condicionantes y desencadenantes (Terzaghi, 1950; Coates, 1977; Varnes, 1978; Crozier, 1986; Brunsden, 1993; Cruden and Varnes, 1996; Pasuto *et al.*, 1996; Zêzere, 1999) Factores condicionantes son aquellos relacionados con la caracterización geológica, que hacen referencia a la propia naturaleza y estructura del terreno. En el caso de los movimientos del terreno se pueden considerar algunos factores condicionantes básicos como la orografía del terreno: su pendiente, altitud, orientación, etc. serán muy influyentes en la aparición de inestabilidades (Varnes, 1984; Hutchinson, 1988; IGME, 1987; Ayala-Carcedo y Ferrer, 1989 y 1997; Ayala-Carcedo, 1995; Koukis *et al.*,1991; Ferrer, 1999). Las características del sustrato, tanto litológica como estructuralmente (resistencia de los materiales y estado tensional), junto con el comportamiento hidrogeológico del terreno, van a condicionar también en gran medida las posibilidades de desestabilización.

Factores desencadenantes se consideran aquellos que cuando actúan provocan la aparición de un evento. En particular, los movimientos del terreno se desencadenan por incremento en las presiones intersticiales, debidos a procesos hielo-deshielo, precipitaciones, aportes de agua o aplicación de cargas que modifican el estado tensional, como ocurre con los terremotos (Bolton, 1975). Los cambios de geometría en las laderas también actúan como desencadenantes en numerosas ocasiones, como es el caso de inundaciones que erosionan la parte baja de las mismas (socavación del pie) u obras de ingeniería realizadas por el hombre. En resumen, podemos decir que los factores desencadenantes que tienen que ver en la distribución temporal de los movimientos de ladera son los climáticos, los asociados a actividad sísmica y a actividades antrópicas (Terzaghi, 1950; Varnes, 1978; Hansen, 1984; Prieto, 1986; Hutchinson, 1988; Domínguez Cuesta et al., 1996; González et al., 1996; Cendrero y Dramis, 1996; Jiménez Sánchez et al., 1999; Zhou et al., 2002; Schmidt and Beyer, 2003).

Entre los elementos que integran el riesgo cabe destacar: la peligrosidad del fenómeno, la vulnerabilidad del entorno y el grado de exposición o elementos bajo riesgo, como ya pusiera de manifiesto en 1979 la Oficina del Coordinador de las Naciones Unidas para Casos de Desastres (UNDRO, actualmente Oficina de las Naciones Unidas para Asuntos Humanitarios, ONU/DAH). Dadas las diversas acepciones que existen en la literatura de cada uno de ellos, se hace necesario señalar exactamente los conceptos que se van a manejar en esta memoria, ya que se han publicado numerosos trabajos en los que términos como susceptibilidad, peligrosidad, azar natural, riesgo, vulnerabilidad, etc. se utilizan con significados diferentes (Brabb *et al.*, 1972; UNDRO, 1979; Brabb, 1984; Varnes, 1984; Udias y Mezcua, 1986; Corominas, 1986 y 1987; Ayala-Carcedo, 1988; Chacón, 1988; Ayala-Carcedo, 1990; UNDRO, 1991; Irigaray *et al.*, 1991; Cendrero, 1997; Remondo, 2001; Olcina y Ayala-Carcedo, 2002). Aquí nos referiremos a cada uno de ellos según las siguientes definiciones:

Peligrosidad (Azar Natural, H): El "Natural Hazard" definido por Varnes (1984) es la probabilidad de que un fenómeno potencialmente dañino suceda en una zona determinada y dentro de un período específico de tiempo. Este término ha sido traducido por algunos autores como Peligrosidad (Corominas, 1987; Ayala-Carcedo et al., 1987) o como Amenaza, en la literatura sudamericana (Núñez, 1996, Alzate et al., 1999). Otro aspecto de la Peligrosidad, además del probabilístico, es su Severidad o Intensidad, que hace referencia a su capacidad de producir daños (Olcina y Ayala-Carcedo, 2002).

La **Susceptibilidad** está muy relacionada con el aspecto espacial de la Peligrosidad. En el caso de las inestabilidades de ladera hace referencia a la propensión del terreno a deslizarse. Según Brabb (1984) es la probabilidad de

que suceda un evento en una zona específica, en función de la correlación de los factores condicionantes de la inestabilidad con la distribución de los movimientos pasados. Se determina mediante un análisis comparativo (cualitativo o cuantitativo) de factores condicionantes y/o desencadenantes con las áreas que han sido afectadas en el pasado (Olcina y Ayala-Carcedo, 2002).

La **Exposición** viene determinada por los **Elementos bajo riesgo (E)**, es decir la población, sus propiedades, las actividades económicas, el patrimonio ambiental y cultural, etc., que están sometidos a un riesgo en un área dada. La exposición en un mismo lugar puede variar a lo largo del día, estacionalmente, etc. (Olcina y Ayala-Carcedo, 2002).

La **Vulnerabilidad** (**V**) es el tanto por uno de pérdida esperable de un determinado bien expuesto, debido a la ocurrencia de un fenómeno natural de una magnitud dada; toma el valor 0 para ausencia de daño y 1 para pérdida total (UNDRO, 1979; Olcina y Ayala-Carcedo, 2002). Para su estimación se definen funciones de vulnerabilidad (González de Vallejo, 1999) que establecen la relación entre la intensidad del fenómeno y el grado de daño esperado y serán diferentes para cada tipo de elemento expuesto.

Dentro del **Riesgo** hay que diferenciar entre **Riesgo Específico** (**Rs**) y **Total** (**Rt**) (UNDRO, 1979). El primero se puede expresar como el producto de Peligrosidad (H) por Vulnerabilidad (V) y hace referencia al grado de pérdidas esperadas para cada categoría de elementos bajo riesgo, como consecuencia de la actuación de un fenómeno natural específico:

$Rs = H \times V$

El **Riesgo Total (Rt)** se expresa como el producto entre el Riesgo Específico y los Elementos bajo riesgo (E). Representa el número esperado de víctimas, heridos, propiedades dañadas o pérdidas por interrupción en la actividad económica como consecuencia de un determinado fenómeno natural (UNDRO, 1979):

$Rt = E \times Rs = E \times (H \times V)$

El desencadenamiento de un fenómeno catastrófico produce un gran rechazo y aversión social, por lo que rápidamente se convierte en noticia. Los medios de comunicación se hacen eco cada vez con mayor profusión y rapidez de aquellos sucesos que conllevan situaciones de riesgo geológico. Recibimos casi automáticamente imágenes que nos detallan el estado, muchas veces dramático, en que ha quedado una determinada parte del mundo tras sufrir los efectos de un proceso "natural". De ello podría desprenderse que en los últimos tiempos se ha producido un incremento drástico en la actividad de los procesos naturales y esto no es cierto. La causa real de que se produzcan tantos daños y pérdidas de vidas humanas en relación con estos procesos no

es un aumento en la actividad de los procesos naturales, como seguidamente explicaremos.

Si nos atenemos a la definición anterior del Riesgo (Rt), hemos visto que está integrado por distintos elementos: Exposición y Elementos bajo riesgo (E), Vulnerabilidad (V) y Peligrosidad (H). Por tanto, para explicar los cambios históricos que se producen en la consecución del riesgo, deberemos analizar si se ha producido algún cambio en los elementos integradores del mismo.

Ocurre, por un lado, que el crecimiento demográfico ha ocasionado que se habiten territorios sometidos a diferentes grados de riesgo, en los que antes ni siquiera existía presencia humana. Ello hace que se produzcan daños que ponen de relevancia la actuación de esos procesos que, de otro modo, hubieran pasado desapercibidos. Además, el cambio generalizado de hábitat de la población de rural a urbano –en España básicamente durante las décadas de los 60 y 70 del siglo XX (INE, 1996)-, ha hecho que los procesos naturales hayan incrementado su capacidad de generar desastres. La mayor concentración humana en un determinado espacio no sólo aumenta la exposición al fenómeno, sino que además hace muy superior la vulnerabilidad, ya que la aglomeración dificulta las obras de planificación, evacuación, etc. La propia expansión urbanística, con la creación de nuevas infraestructuras, modifica las condiciones naturales del terreno, generando variaciones en el estado de esfuerzos de los materiales, que terminan por desestabilizarse.

Si bien, en muchos casos, los desastres naturales alcanzan tal magnitud que resulta imposible evitarlos o detener la actividad del proceso que los provoca, también es cierto que se pueden tomar medidas para evitar la exposición al riesgo (medidas preventivas), así como para mitigar los daños (medidas correctoras). En este sentido la Ordenación del Territorio y la Protección Civil se presentan como dos herramientas clave que, sin duda, son efectivas. Así lo demuestran numerosos ejemplos en los que la misma intensidad de un proceso natural genera distinto grado de pérdidas en función de la capacidad de mitigación con que cuente la población de ese determinado territorio.

En ocasiones se habitan nuevas regiones aún a sabiendas de la peligrosidad a la que están sometidas. En este sentido, quizá es más justificable la ocupación de nuevas áreas cuyo funcionamiento geológico se desconoce, que la insistencia y obstinación en emplazamientos desfavorables que una y otra vez son destruidos por el mismo tipo de fenómeno. Un caso llamativo es el de la ciudad de Antioquía, en Turquía, destruida en distintas ocasiones por sucesivos terremotos (Allegre, 1987; Font *et al.*, 1995). En Colombia, la tragedia que ocasionó en 1985 la erupción del volcán Nevado del Ruiz en Armero, se pudo haber evitado, entre otras razones porque había

precedentes del suceso: 140 años atrás, en 1845, miles de campesinos murieron cuando una avalancha cubrió los terrenos donde 50 años más tarde se construyó Armero (Martínez, 2000). Otra erupción bien documentada del Nevado del Ruiz había tenido lugar en el año 1595 que, al igual que la de 1845, fue de mayor magnitud que la de 1985. En todos los casos se desencadenaron lahares catastróficos que sepultaron la llanura de Armero (Carracedo, 2002). En España, se construyó el *camping* de Biescas (Huesca) en el cono de deyección del barranco de Arás, donde estudios previos habían señalado la existencia de peligrosidad evidente e incluso, en el primer tercio del siglo XX, había muerto una persona como consecuencia de una avenida similar a la que causó 87 muertos en Agosto de 1996 (Martínez Goytre *et al.*, 1996; Alcoverro *et al.*, 1999; Ayala-Carcedo, 2000, 2001, 2002a, 2002b y 2002c; De Prada, 2002).

En cuanto a la Peligrosidad, no existen pruebas de que los procesos naturales hayan experimentado cambios en la frecuencia o virulencia de los eventos. Por lo tanto, podemos concluir que el aumento de pérdidas económicas y de vidas humanas ligadas a los procesos naturales está más relacionado con cambios en la actividad y la actitud del hombre que con cambios en los propios procesos. La repercusión que estos eventos tienen en los medios de comunicación contribuye a la idea equivocada de que en los últimos tiempos los procesos naturales se producen más a menudo y con mayor poder destructor.

Respecto al efecto de las grandes catástrofes, se pueden considerar algunos aspectos positivos a posteriori, por cuanto obligan a una renovación de lo destruido y a un progreso tecnológico para evitar nuevos daños. En muchos casos, también suponen un enriquecimiento de nutrientes en suelos de tipo agrícola, como sucede con las erupciones volcánicas o las inundaciones (Font *et al.*, 1995). En cualquier caso y como es obvio, hay acuerdo en afirmar que, en la medida de lo posible, las catástrofes naturales han de ser evitadas por las situaciones tan traumáticas que generan.

Para prevenir las situaciones de riesgo hay una serie de ideas básicas a tener en cuenta. Por una parte está la definición espacial del riesgo, que supone la determinación de las áreas sujetas a riesgo. Por otro lado, la definición temporal que, generalmente, resulta muy difícil de precisar. Se puede intentar, al menos, determinar la frecuencia de eventos más probable y proponer un acercamiento temporal. La definición espacial previa a la consecución del evento va a permitir llevar a cabo labores de prevención, actuando antes de que se produzca el fenómeno, de tal modo que se puedan minimizar al máximo los efectos no deseables. Dentro de las estrategias preventivas se pueden tomar medidas no estructurales enfocadas básicamente a mitigar la exposición, o bien estructurales, que buscan la disminución de la vulnerabilidad y la peligrosidad (Petak *et al.*, 1982). La Asamblea General de las Naciones Unidas declaró la década 1.990-2.000, Decenio Internacional para

la Reducción de Desastres Naturales (DIRDN). El objetivo de esta declaración era la reducción de la pérdida de vidas y daños materiales y, en general, reducir el conjunto de las perturbaciones sociales y económicas que se producen como consecuencia de la actividad de los procesos naturales.

Es difícil valorar con un elevado grado de fiabilidad las pérdidas ocasionadas por estos sucesos. En la Figura 1 se puede ver la distribución de víctimas mortales producidas por desastres naturales en el mundo durante el año 1994. Únicamente se han considerado aquellos eventos con, al menos, 10 víctimas mortales. Durante el año 1994 se contabilizaron un total de 137 desastres con estas características que provocaron 16.484 muertos y 3.967.647 damnificados (ITGE, 1997a). Asia fue el continente más afectado en cuanto a víctimas mortales, aunque a nivel económico las mayores pérdidas se concentran en el continente europeo y en América. Las pérdidas totales mínimas para el año 1994 en todo el mundo se elevan a 57.500 millones de dólares (más de 7 billones de pesetas de entonces) equivalentes al 0.28% del P.I.B. mundial. Durante ese año 1994, las inundaciones fueron el peligro natural más dañino en el mundo, siendo responsables de casi la mitad de las víctimas mortales (7.466).

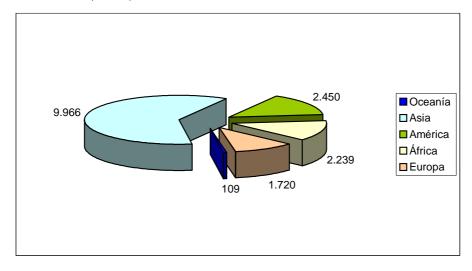


Figura 1.- Número de víctimas mortales ocasionadas en el mundo por procesos naturales durante el año 1994 (Fuente: ITGE, 1997a).

Por lo que respecta a España existen algunas estimaciones de las pérdidas generadas por los desastres naturales. Así, como ha sido indicado por González de Vallejo (1988) para el período 1986-2016 se ha considerado un riesgo medio que conllevaría unas pérdidas superiores a los 30.000 millones de euros. Dentro de esta previsión, en Asturias, donde los procesos ligados a la dinámica externa fluvial, litoral y de laderas son los que generan una mayor cantidad de daños, se producirían el 2.7% de las pérdidas, con un total próximo a los 800 millones de euros.

Capítulo 1

Atendiendo a los datos reales, se comprueba que las estimaciones anteriores no se encuentran muy alejadas de la realidad. El ITGE (actualmente IGME) ha publicado unos informes-inventario anuales elaborados a partir de datos de Protección Civil, de los propios del ITGE y de los de otras entidades colaboradoras (ITGE, 1996a; ITGE, 1997b). Estas publicaciones se enmarcan en el Plan de Actuaciones Prioritarias para la Reducción de Desastres Naturales en el Territorio Español, se han realizado bajo el auspicio de la Comisión Técnica Española para el "Decenio Internacional para la Reducción de Desastres Naturales" (DIRDN) y recogen de manera sistemática las pérdidas tanto de vidas humanas como económicas, generadas por los distintos tipos de riesgo en el mundo y en España. Siguiendo con el ejemplo del año 1994 (Figura 2), los peligros naturales produjeron un total de 71 víctimas mortales en España y el número de pérdidas ascendió a 150.338 millones de pesetas (ITGE, 1997b). Estos informes también analizan los datos a nivel regional y ponen de manifiesto la importancia de las pérdidas tanto económicas como de vidas humanas que Asturias sufre como consecuencia de los fenómenos naturales.

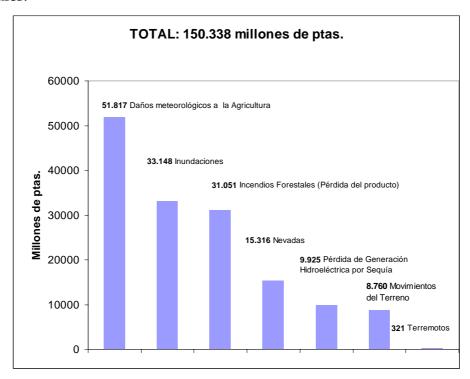


Figura 2.- Pérdidas económicas por riesgos naturales en España durante el año 1994. Fuente: ITGE (1997b), a partir de datos de AGROSEGURO, CEDEX, OFICO y Consorcio de Compensación de Seguros.

Una vez que se tiene identificado y definido el problema, se han cuantificado las pérdidas y caracterizado los procesos que las originan, se puede comenzar a tomar medidas para, en el futuro, reducir dichas pérdidas. Se busca la optimización de recursos invertidos, de forma que las inversiones

deben ser proporcionales a los daños evitables con ellas (Figura 3). Se tienden a realizar, tanto por parte de la iniciativa pública como la privada, las inversiones que producen beneficios por sí solas. En otras ocasiones, las obras que se realizan no serían rentables aisladamente, pero sí lo son dentro de una estrategia integral, en la que se llevan a cabo una serie de medidas conjuntas. Por último, la toma de medidas no rentables se realiza únicamente para salvar vidas y está exclusivamente en el ámbito de la iniciativa pública (Ayala-Carcedo, 1993; Ayala-Carcedo, 2002).

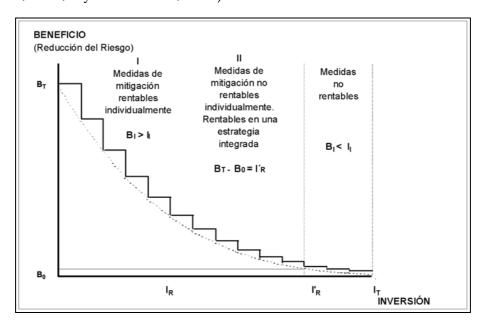


Figura 3.- Inversión en medidas de mitigación para la reducción del riesgo, y rentabilidad de la misma. (B = Beneficio, B_0 = Beneficio Cero, B_1 = Beneficio con la Inversión "I₁", B_T = Beneficio Total. I = Inversión, I_R = Inversión rentable, I'_R = Inversión rentable una estrategia integrada, I_T = Inversión Total) (Tomado de Ayala-Carcedo, 1993).

Diversos trabajos llevados a cabo en este contexto se han decantado claramente por la mayor efectividad y rentabilidad de los esfuerzos y recursos financieros invertidos en la mitigación del riesgo. Así, en la Conferencia Mundial del Decenio para la Reducción de Desastres de las Naciones Unidas (Yokohama, Japón, 1994), que se resumió en la Declaración de Yokohama de 1994, se afirma "... La sola respuesta a los desastres no es suficiente, pues sólo produce resultados temporales a un coste muy elevado." En otro punto de esta misma Declaración se dice "... La prevención contribuye a mantener la mejora en seguridad y es esencial para una gestión de desastres integrada."

Disponer de una base firme de conocimiento permite realizar un conjunto de actividades de coordinación y, de este modo, en una situación de emergencia obrar de la manera más rápida y eficaz posible. Un buen conocimiento tanto del medio como de los recursos de los que se dispone, junto con una buena planificación, pueden llegar a minimizar los efectos de un

evento que, en un principio, podría haber sido catastrófico. En este contexto se enmarca la actuación de determinados organismos como es, en España, Protección Civil, cuyo contexto legal se establece en la ley 2/1985 de 21 de Enero (Dirección General de Protección Civil, 1997a). Se trata de un servicio público en el que participan diferentes Administraciones tanto a nivel Estatal (Ministerio del Interior) como Comunidades Autónomas o Entidades Locales.

En el plano legislativo, los riesgos geológicos en España están regulados según la Norma Básica de Protección Civil, aprobada por el Real Decreto 407/1992, de 24 de Abril. La citada norma dispone que se han de elaborar los Planes Especiales relacionados con determinados riesgos. Así, las situaciones bélicas o emergencias nucleares están reguladas por los Planes Básicos y las Directrices Básicas son las redactadas para regular otro tipo de problemáticas como los riesgos naturales.

Hasta ahora se han redactado, siguiendo el mismo esquema general de desarrollo, cuatro Directrices Básicas de Planificación de Protección Civil (Dirección General de Protección Civil, 1997a, 1997b, 1997c y 1997d) (TABLA I).

TABLA I

Fechas de aprobación de las Directrices Básicas de Protección Civil.

Directriz Básica	Fecha de aprobación
Incendios Forestales	18/3/93
Riesgos de Inundaciones	31/1/95
Riesgos Sísmicos	5/5/95
Riesgos Volcánicos	21/2/96

En el mundo, la cobertura aseguradora de los eventos catastróficos varía según los diferentes países. Existen ejemplos, como Reino Unido, Australia, Canadá, Italia, Noruega o Alemania, donde el mercado privado exclusivamente se hace cargo de toda la cobertura. En otros casos, como el de España, Francia, Estados Unidos, Japón, Islandia, Dinamarca, Suiza o Nueva Zelanda, las instancias públicas participan en distintas modalidades junto con los aseguradores privados, ya sea en el seguro directo o en el reaseguro (Nájera, 1999).

En España existe el Consorcio de Compensación de Seguros, sociedad estatal cuyo objetivo en el campo de los desastres naturales es indemnizar en régimen de compensación los siniestros producidos por acontecimientos extraordinarios, en aquellos casos en que o bien el riesgo extraordinario no

esté explícitamente amparado por otra póliza de seguro o bien la compañía de seguros correspondiente no pueda hacerse cargo por haberse declarado en quiebra, suspensión de pagos o esté en liquidación intervenida por la Administración (Machetti, 1995).

Centrándonos en los riesgos ligados a los fenómenos de inestabilidad de ladera, se puede decir que generalmente afectan a zonas relativamente reducidas del territorio, si bien de forma indirecta pueden provocar grandes trastornos sociales (incomunicación, falta de suministros, etc.) y pérdidas económicas *a posteriori*. En algunos casos se producen fenómenos desestabilizadores en una ladera de modo aislado, aunque esto no es lo que sucede más comúnmente. Así, suele tener lugar una concatenación de procesos naturales que hace difícil discernir los efectos debidos a unos y a otros. Es normal, por ejemplo, la aparición de coladas de barro (lahares) con la entrada en erupción de un volcán, o que la actividad de un terremoto desencadene numerosas inestabilidades en el terreno o bien acelere su actividad. Es decir, en un territorio en el que concurrían alguno o varios factores condicionantes y potencialmente peligrosos, la aparición de un factor desencadenante puede hacer que se generen multitud de inestabilidades.

Los movimientos de ladera se han estudiado desde diversos puntos de vista: factores que influyen en su génesis, tipología, cinemática, interrelación con otros fenómenos, etc., (Sharpe, 1938; Terzaghi, 1950; Skempton, 1953; Hutchinson, 1968; Zaruba y Mencl, 1969; Varnes, 1978; Muller, 1979; Brunsden, 1979; Corominas y Alonso, 1984; Baeza, 1994; Corominas, 1989) pero es su capacidad de generar pérdidas económicas y humanas lo que ha hecho que se invierta un mayor esfuerzo en su investigación. Como ejemplo, seguidamente se dan algunos datos de las víctimas ocasionadas por deslizamientos en la historia reciente (González de Vallejo, 1999): 100.000 muertos en 1786 en China, y 100.000 más en 1920. En Italia, 50.000 muertos en 1786 y entre 2.000 y 3.000 en 1963 (Presa de Vaiont). En Perú, entre 4.000 y 5.000 muertos en 1962 (Huascarán) y 18.000 muertos en 1970. En Colombia, 20.000 muertos en 1985 (Lahar del Volcán Nevado del Ruiz).

Dentro del conjunto de riesgos geológicos externos, el riesgo inducido por los movimientos del terreno supondría unas pérdidas de 0.76 billones de pesetas (más de 4.567 millones de euros), para la totalidad del territorio español, en el período 1986–2016 (González Vallejo, 1988). En cuanto a los daños reales generados por este tipo de procesos en España, cabe reseñar los 11 muertos del año 1.993 y un presupuesto de 3.120 millones de pesetas en medidas de corrección, para ese mismo año (ITGE, 1996a). En el año 1996, un único evento causó 87 víctimas mortales (Biescas).

En Asturias, la aparición de fenómenos de inestabilidad en las laderas se asocia, de modo general, a períodos de gran intensidad de lluvia (fuertes

aguaceros) o bien a períodos lluviosos muy prolongados en el tiempo que, a su vez, provocan incrementos notables del caudal de los ríos. En ocasiones son estas riadas las que inducen los deslizamientos por socavación en la parte baja de las laderas más que la propia lluvia caída sobre el terreno (Farias y Jiménez Sánchez, 1995).

1.1.2. Problemática en la Cuenca Carbonífera Central

Entre los procesos capaces de generar riesgos geológicos, la Cuenca Carbonífera Central se ve particularmente afectada por los movimientos del terreno; continuamente se pueden leer en la prensa alusiones a los daños provocados por las inestabilidades de ladera desencadenadas en dicha zona (Domínguez Cuesta *et al.*, 1996 y 1999). Sus características orográficas y climáticas por una parte, pero fundamentalmente la naturaleza del sustrato geológico, son factores condicionantes de la aparición de fenómenos tales como deslizamientos, desprendimientos o flujos entre otros (Domínguez Cuesta, 1996 y Domínguez Cuesta *et al.*, 1998; Marquínez *et al.*, 2003).

Por otro lado, las características del sustrato geológico han condicionado en gran medida el tipo y la distribución del poblamiento en la zona. La existencia de niveles explotables de carbón en el seno de los diferentes paquetes de edad Westfaliense ha provocado la aparición de una minería que ha actuado como reclamo laboral, teniendo lugar un incremento muy notable de la población fundamentalmente en el siglo pasado (Tabla II). Se ha desarrollado un poblamiento masivo tanto localizado, ocupando las áreas de la llanura aluvial (Fernández, 1992), como disperso, a lo largo de la mayor parte de las laderas. Esta dispersión de las edificaciones conlleva un aumento en la exposición al riesgo y, por tanto, un incremento de las posibilidades de aparición de daños como consecuencia de los fenómenos ligados a la evolución geomorfológica y más concretamente a la dinámica de las vertientes.

 Tabla II

 Cambios de Población en los Concejos de la zona de estudio (Fuente: I.N.E., 2002).

Concejo de S. Martín del Rey Aurelio			
Año	Nº de Habitantes		
2001	20499		
1996	22129		
1950	20469		
1940	19081		
1910	10530		
1900	7602		
1855	4300		
1837	2155		

Concejo de Laviana		
Año	Nº de Habitantes	
2001	14670	
1996	15085	
1991	15239	
1979	16157	
1960	15236	
1900	8313	

Concejo de Langreo		
Año Nº de Habitantes		
2001	48400	
1996	50597	
1986	43223	

Algunas valoraciones estimativas para el ámbito asturiano ponen de manifiesto que los movimientos del terreno son los que generan un mayor coste tanto económico como en pérdidas humanas. Carballal (1993) realiza una previsión de las pérdidas económicas debidas a riesgos geológicos en Asturias, para la década 1991-2001, siendo éstas superiores a los 50 mil millones de pesetas (300 millones de euros), sin tener en cuenta las pérdidas de vidas humanas u otras consecuencias de tipo social. Las inestabilidades del terreno aparecen como las mayores responsables del conjunto de las pérdidas, suponiendo el 36.7% de las mismas.

1.2. Objetivos

En el apartado anterior se ha puesto de manifiesto la problemática ocasionada en la Cuenca Carbonífera Central como consecuencia de los movimientos de ladera. La existencia del riesgo ligado a ellos es, por tanto, un hecho constatado, como demuestran los continuos daños que sufren sus habitantes debido a las inestabilidades (Carballal, 1993; Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995; Farias y Jiménez Sánchez, 1995; Domínguez Cuesta *et al.*, 1996 y 1999).

En este trabajo se pretende establecer una metodología que conduzca a reducir y, en la medida de lo posible, minimizar dichos daños. Así pues, el objetivo principal es el diseño de un modelo de susceptibilidad de las laderas frente a la inestabilidad. Para conseguir esto es necesario plantearse otros objetivos intermedios, como es el conocimiento regional de la geomorfología de la zona, en particular cuáles son los procesos geomorfológicos generadores

de peligrosidad. Esto requiere la realización de un mapa geomorfológico en el que se recojan todos los depósitos y las formas erosivas junto con las evidencias de procesos activos. De este modo además, se profundizará en el conocimiento geomorfológico regional de la Cordillera Cantábrica y, dentro de ella, de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central, carente de estudios geomorfológicos detallados.

Una vez que se haya caracterizado y definido la tipología de inestabilidades que actualmente genera el riesgo en la zona de estudio, se establecerá un método de análisis de la susceptibilidad del terreno ante estos procesos. El objetivo final es obtener un mapa que clasifique el territorio en distintas clases en función de su mayor o menor susceptibilidad a sufrir los procesos que crean situaciones de riesgo. Se pretende que el método, basado en datos reales y desarrollado con criterios objetivos y fiables, sea exportable a otras zonas de la propia Cuenca Carbonífera Central, de la Cordillera Cantábrica, del resto de España o de cualquier otro territorio en el que se den unas condiciones similares.

1.3. Características del área de estudio

La cuenca hidrográfica es considerada como unidad geomorfológica básica en todos los estudios; por tal razón en este trabajo los objetivos se plantean en el marco del tramo de la cuenca hidrográfica del río Nalón cuyo sustrato está constituido por los materiales pertenecientes a la Cuenca Carbonífera Central. De este modo se pueden cuantificar los procesos tomando como referencia siempre los límites de la cuenca.

1.3.1. Situación geográfica

El territorio cuyo estudio es objeto de este trabajo se ubica en la zona centro-este de la región asturiana (Figura 4) ocupando un área de aproximadamente 278 km², en concreto la totalidad de la superficie perteneciente a los concejos de Langreo (81,79 km²), San Martín del Rey Aurelio (56,51 km²), Laviana (131,16 km²) y 8,78 km² incluidos en los concejos de Bimenes y Siero. En su mayoría el territorio se encuentra dentro de la Hoja 53 (Mieres), a escala 1:50.000.

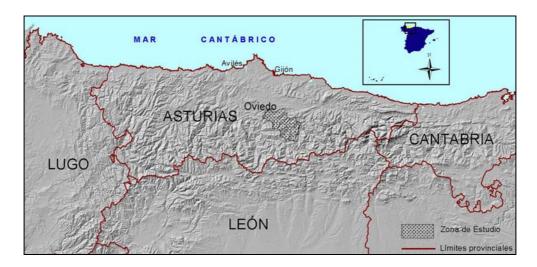


Figura 4.- Ubicación geográfica de la zona de estudio.

Situada en la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica, la zona constituye un sector del tramo medio de la cuenca hidrográfica del río Nalón, y presenta una morfología elongada en la dirección sureste-noroeste. La divisoria alcanza la cota más elevada en la zona oriental, en la cumbre de la Peña Mea (1.561 m); su punto más bajo se encuentra en las proximidades de la localidad langreana de Frieres, a 180 m de altitud, en el extremo noroccidental.

1.3.2. Relieve

El área geológicamente conocida como Cuenca Carbonífera Central (Julivert, 1967) se encuentra casi en su totalidad en la vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica. Ésta presenta un trazado este-oeste y ocupa una posición muy cercana al Mar Cantábrico, lo cual conlleva la aparición de importantes altitudes, próximas a los 2.500 m, a distancias de la costa que no superan los 70 km. Este hecho ha determinado la instalación de una serie de cauces fluviales en la vertiente Norte de la Cordillera que han de superar fuertes desniveles en un corto espacio, desarrollándose valles con laderas muy pendientes, fundamentalmente en su tramo medio y de cabecera.

Dentro del área de estudio se pueden distinguir dos áreas de relieve netamente diferente (Figura 5). El sector sur-oriental muestra en general un relieve abrupto, con laderas muy pendientes que llegan a superar los 45°, siendo en el extremo sureste donde se encuentran las mayores altitudes de toda la cuenca, representadas por la Peña Mea (1.561 m) y Pico de la Forcada (1.546 m). Estas cumbres constituyen parte de la divisoria entre las cuencas

hidrográficas de los ríos Nalón y Aller. En el resto el relieve es más suave, aunque en ocasiones las laderas alcanzan pendientes del orden de 30°.



Figura 5.- Modelo Digital del Terreno de la zona de estudio (se ha modificado la orientación respecto al Norte para apreciar mejor el relieve).

1.3.3. Clima

En lo que respecta al clima, la Cuenca Carbonífera Central, al igual que el resto de Asturias, se incluye dentro del dominio oceánico de Europa occidental (Capel Molina, 1981). Como características fundamentales muestra unas precipitaciones abundantes y regulares a lo largo de todo el año, además de unas temperaturas suaves (Figura 6), con baja insolación e inexistencia de aridez, típicos de un clima desarrollado bajo influencia atlántica.

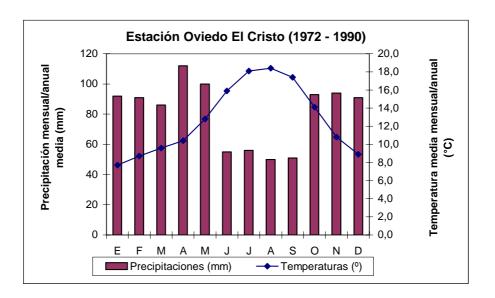


Figura 6.- Climograma elaborado a partir de los datos de la estación de Oviedo–El Cristo (INM) pertenecientes al período 1972–1990.

Las estaciones meteorológicas ubicadas en el área de estudio pertenecientes a la red del Instituto Nacional de Meteorología son las de Pola de Laviana, Blimea, Sama de Langreo y las dos de Lada (Lada "grupo escolar" y Lada "Q. C. F."); en ellas se recoge una precipitación media anual entre 1.100 y 1.300 l/m² (Felicísimo, 1980). La temperatura media de las máximas anuales se sitúa entre los 16°-20°C y la media de las mínimas entre 4° y 9°C (Felicísimo, 1990). Estas condiciones favorecen el desarrollo de una profusa vegetación que hace que, de modo general, con la excepción de las áreas más escarpadas donde aflora el sustrato rocoso, exista una cubierta vegetal de carácter continuo, representada por áreas boscosas y pastizales.

1.3.4. Vegetación

En este trabajo se incorpora una capa digital que recoge los diferentes tipos de vegetación representados en la zona de estudio. Esta información ha sido elaborada en el INDUROT de la Universidad de Oviedo para el Plan de Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias (CTAPA). La vegetación resulta fundamental en la zonificación final de la peligrosidad ligada a las inestabilidades de ladera ya que, tanto su presencia como su tipología, están directamente relacionadas con la vegetación (Domínguez Cuesta, 1996). Previamente se realizará una simplificación de la misma con criterios de susceptibilidad.

Por la zona de estudio, entre la collada de Pelúgano y el Pico de la Felguerina, pasa el límite establecido entre las dos unidades fitogeográficas de la Provincia Cantabro-Atlántica, al norte y la Provincia Orocantábrica, al sur (Díaz González y Fernández Prieto, 1988). Según esta división la mayoría del territorio estudiado pertenece al Subsector Ovetense del Sector Galaico-Asturiano (dentro de la Provincia Cantabro-Atlántica).

La vegetación está representada fundamentalmente por plantaciones de castaño y prados de siega en la zona norte, brezales-tojales de *Ulex galli gr.* en la zona oeste y por avellanedas éutrofas y pastizales en el área meridional, que se corresponde al Sector Ubiñense-Picoeuropeano dentro de la Provincia Orocantábrica (Martínez y Bueno, com. pers.).

1.3.5. Población y minería

El antiguo sistema de extracción de la hulla mediante minas de montaña con un desarrollo casi exclusivo en la horizontal, provocó la aparición de un poblamiento disperso y diseminado, típico de las laderas que rodean los valles principales. La sustitución paulatina del sistema de extracción horizontal por los pozos verticales, a medida que se iban agotando las reservas por encima del nivel de los ríos, impulsó la aparición del poblamiento urbano (Fernández, 1992). Así, explotaciones como Sotón, San Vicente o María Luisa provocaron la proliferación de núcleos relativamente importantes como El Entrego, Blimea o Sotrondio.

Hasta la segunda mitad del siglo XIX la población de las entidades emplazadas fuera del ámbito de la vega, es decir, la población estrictamente rural, conservó su predominio numérico (Fernández y Velasco, 1992). Se trata de pequeños núcleos rurales que tienen su origen en una actividad tradicional agrícola y ganadera. Sin embargo, la expansión de las industrias hullera y siderúrgica engendró un importante proceso de urbanización sobre el fondo del valle del Nalón (Fernández, 1980), cuyo crecimiento absoluto de población entre 1887 y 1900 rebasó en más de vez y media al experimentado por el resto de las entidades del municipio, como ya se mostró anteriormente (Tabla II).

Durante el siglo XX, hasta principios de los años sesenta, la población creció debido a la inmigración procedente de las áreas de montaña y de otros concejos rurales aledaños. Con posterioridad se suman aportes de otras regiones, como las dos Castillas, Galicia, Extremadura y Andalucía, principalmente. A partir del año 1960 el crecimiento demográfico se ha estancado, llegando incluso a sufrir un moderado retroceso (Figura 7) al entrar

la economía de las cuencas mineras en una profunda recesión (Menéndez et al., 1992; INE, 1997; INE, 2002).

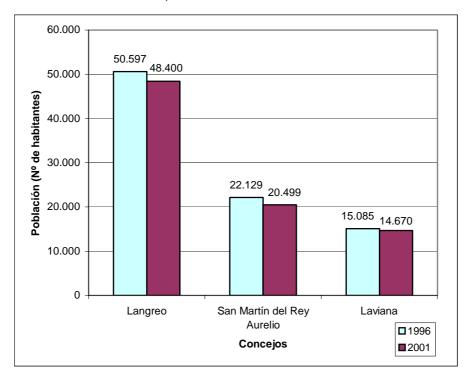


Figura 7.- Comparativa de los dos últimos censos de población realizados por el INE en los concejos de la zona de estudio (Fuente: I.N.E., 1997 y 2002).

El concejo de Laviana constituye un espacio de transición entre los concejos de montaña y los estrictamente mineros de Langreo y San Martín del Rey Aurelio; la población presenta unas características similares a ambos: su economía tradicional se ha basado en una actividad agrícola y ganadera de subsistencia de carácter familiar, la cual se mantiene actualmente. A partir de principios del siglo XX, el desarrollo de la actividad minera modificó en gran medida el modo de vida en este concejo. El pozo Villoria, enclavado en las proximidades de la localidad del mismo nombre, ocupó a una buena parte de la población activa de los núcleos próximos. Hoy día se encuentra ya cerrado, debido a las sucesivas reestructuraciones que ha sufrido la minería del carbón asturiana (Gutiérrez Claverol y Luque, 1993). En la actualidad se mantiene la actividad minera, desplazándose hasta las explotaciones más cercanas que aún permanecen abiertas, en los concejos de Langreo, San Martín del Rey Aurelio, o en el propio concejo de Laviana (Pozo Carrio). Así pues, el municipio de Laviana se entiende como un área bisagra entre la zona de montaña de régimen rural y la zona minera (Menéndez et al., 1992). A diferencia de los otros concejos mineros, en Laviana no se produce un descenso tan acusado de la población desde 1960. Aquí tiene lugar un aumento moderado hasta 1985 y Capítulo 1_____

a partir de ese momento se produce un estancamiento que evoluciona con una tendencia regresiva moderada.

Desde 1985 funciona en la comarca alta del Nalón la Mancomunidad de Ayuntamientos del Valle. Esta figura de gestión político-administrativa implica a los concejos de Langreo, San Martín del Rey Aurelio y Laviana, además de Sobrescobio y Caso. A partir de los años setenta comenzó a construirse el polígono de Riaño en Langreo, recientemente finalizado, que constituye el último crecimiento espacial en la cuenca media del Nalón (Mapa 3, Anexo).

En la actualidad, los rasgos que caracterizan al poblamiento son esencialmente dos (Fernández, 1992): el abultado número de núcleos de población, por un lado y la concentración de habitantes en las entidades urbanas, por otro (Figura 8).

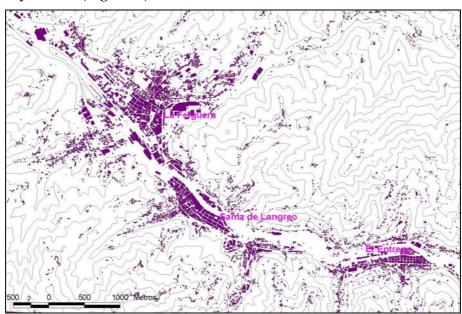


Figura 8.- Detalle del patrón de distribución de la población en la Cuenca Carbonífera Central. Se aprecia la gran concentración de población en el fondo del valle (localidades de La Felguera, Sama de Langreo y El Entrego), así como la dispersión en las laderas colindantes.

Este crecimiento se desarrolló según dos vertientes. Por un lado, la población se ha concentrado en los fondos de valle y, por otro, ha ocupado paulatinamente las laderas, con edificaciones dispersas pero provistas de todos los servicios de abastecimiento tales como agua corriente, alcantarillado, luz eléctrica, o teléfono. Como es lógico, dichos abastecimientos requieren toda una infraestructura, lo que hace que en términos cuantitativos el área sometida a riesgo sea mayor, ya que cada vivienda o grupúsculo de viviendas va a tener sus propias conducciones. De este modo se explica que los movimientos del terreno de distinta entidad que tienen lugar en las cuencas

carboníferas asturianas y más concretamente en la del Nalón, no provoquen grandes desastres ni pérdidas cuantiosas de vidas humanas, pero sí continuos trastornos que pueden generar elevados gastos de mantenimiento.

1.3.6. Geología

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se sitúa dentro de la Zona Cantábrica (Lotze, 1945), en concreto en la parte septentrional de la Cuenca Carbonífera Central (Julivert, 1967) (Figura 9).

La Cuenca Carbonífera Central es una cuenca sinorogénica, formada durante la Orogenia Hercínica al igual que otras cuencas de la zona externa de la Cordillera Varisca, en el noroeste de la Península Ibérica. La actividad tectónica que progresaba en dirección este, iba incorporando áreas que previamente habían sido cuencas sedimentarias (Marcos y Pulgar, 1982; Rodríguez Fernández, 1983; Sánchez de la Torre *et al.*, 1983). La sucesiones sinorogénicas se depositaron simultáneamente a la deformación en un período que abarca desde el Tournaisiense hasta el Westfaliense D. Estos materiales conforman la mayoría de las cuencas carboníferas de Asturias, como las de Teverga, Quirós, Santofirme, La Camocha, Marea-Coballes o la propia Cuenca Carbonífera Central (Fernández, 1995).

La litología del sustrato de la Cuenca Carbonífera Central está constituida mayoritariamente por una alternancia de edad Westfaliense de pizarras, calizas y areniscas, con algunos niveles de carbón. Además, en la parte más oriental aparecen algunas de las litologías típicas de otras áreas de la Zona Cantábrica, como ocurre en el Manto de Caso, perteneciente a la Región de Mantos (Julivert, 1967) y también en la base de las escamas de Laviana y Rioseco, que se integran en la unidad de la Cuenca Carbonífera Central.

Capítulo 1

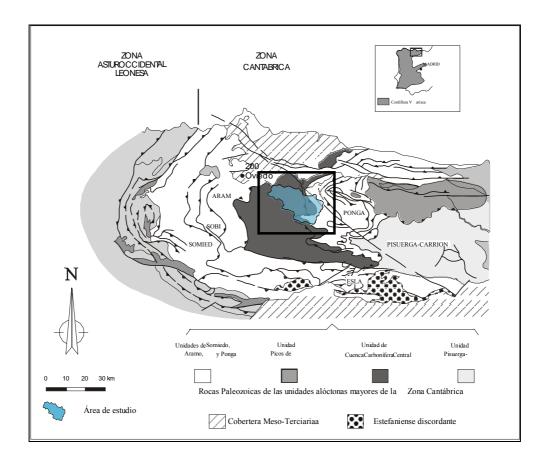


Figura 9.- Posición de la zona de estudio en el contexto de la Cordillera Varisca, en el noroeste de la Península Ibérica.

1.3.6.1. Antecedentes

El estado actual de los conocimientos sobre la estratigrafía del Carbonífero de la Cuenca Carbonífera Central no permite establecer una división sobre bases geocronológicas estrictas, como sería deseable, adoptándose criterios litológicos y sedimentológicos para la diferenciación de las unidades.

En su estudio sobre el Paleozóico asturiano, Barrois (1882) creó los términos de "Assise de Lena" y "Assise de Sama" para indicar los dos conjuntos litoestratigráficos sucesivos que en la Cuenca Carbonífera Central se superponen a la Caliza de Montaña. Ginkel (1965) elevó estas unidades a la categoría de formaciones, diferenciadas entre sí por su composición litológica y su carácter sedimentario. Hoy ambos conjuntos son considerados como Grupos (Aller, 1986), conociéndose como Grupo Lena aquel en el que predominan las bandas calcáreas intercaladas en una serie pizarrosa, mientras que en el Grupo Sama estas bandas están representadas por areniscas, que

dominan de modo amplio. Las capas de carbón son frecuentes en el Grupo Sama, si bien existen también en la parte superior del Grupo Lena.

Por otra parte, tradicionalmente, en la Cuenca Carbonífera se han venido utilizando una serie de términos para designar diversos grupos de las capas de carbón explotables: *paquetes* Caleras, Generalas, María Luisa, Sotón, Esperanza, etc. Estas denominaciones que surgieron de las jergas de los antiguos mineros, fueron publicadas posteriormente por Adaro en 1926, aunque designaban únicamente conjuntos de capas, sin poseer un significado geológico propiamente dicho. García-Loygorri *et al.*, en 1971, adoptan la primitiva división de Adaro, definiendo geológicamente los paquetes y dándoles una interpretación y una extensión vertical diferentes a las existentes.

La sedimentación de los materiales propios de la Cuenca Carbonífera Central presenta características diferentes a ambos lados de una zona de fractura conocida como Falla de La Peña, ubicada en el sector oeste (Ver Figura 10 y Mapa 2, Anexo). Este accidente tectónico de trazado ligeramente noreste-suroeste va desde San Tirso hasta Muñón Cimero.

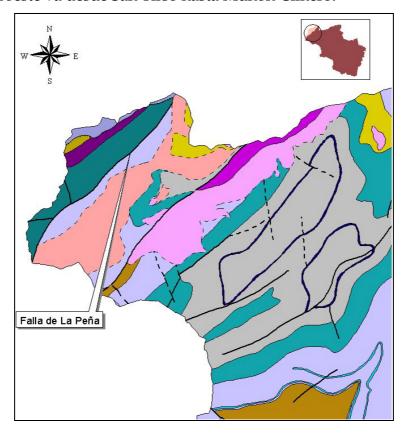


Figura 10.- Ubicación de la Falla de La Peña, al Oeste de la zona de estudio, gran condicionante de la sedimentación en la Cuenca Carbonífera Central.

García-Loygorri *et al.* (1971) y García-Loygorri (1974), denominan Unidad de Riosa-Olloniego y del Aller-Nalón, a las situadas al oeste y este de esta falla respectivamente. Los materiales a ambos lados poseen una edad Westfaliense, sin embargo la sedimentación a un lado y a otro de la misma no se corresponde.

1.3.6.2. Estratigrafía

Aquí se van a describir las diferentes litologías por tramos estableciéndose, en la medida de lo posible, correlaciones con las divisiones anteriores de Barrois (1882), Adaro (1926) y García-Loygorri (1971). En la Figura 11 se recogen de manera esquemática todas las litologías que aparecen en el sector de la Cuenca Carbonífera Central que se estudia en este trabajo (Marquínez *et al.*, 1998).

Durante el período Carbonífero hay inicialmente una sedimentación igual para toda el área y, posteriormente, como consecuencia de la actividad de la falla de La Peña y del cabalgamiento basal de Laviana, la sedimentación varía.

Materiales discordantes	CRETÁCICO		
Materiales discordantesCretácico Inferiorsobre el CarboníferoMateriales del Trías		Triásico	
~~~	Formación San Tirso	PÉRMICO	
Paquete Esperanza Paquete Pudingas Paquete Canales	Modesta y Oscura Entrerregueras y Sorriego Paquete María Luisa Caleras-San Antonio Subhullero  Caliza de Peña Redonda Paquete Fresnedo	CARBONÍFERO	
	DEVÓNICO		
(areniscas Devónico Superior)			
	Ordovícico		
	CÁMBRICO		

Figura 11.- Formaciones representadas en la zona de estudio, ordenadas de abajo a arriba por orden de antigüedad. La línea quebrada indica contacto discordante.

Introducción

#### Formación Láncara

Definida por Comte (1937) constituye la litología más antigua de cuantas afloran en el área considerada. Zamarreño (1972) distingue dos miembros dentro de esta formación:

El miembro inferior es esencialmente dolomítico; corresponde a depósitos litorales originados en una llanura mareal, con bandas ricas en pellets, alternando con dolomicritas laminadas y palesparitas. Su espesor máximo visible es de unos 30 m.

El miembro superior presenta dos tipos de facies diferenciados por Zamarreño y Julivert (1967): calizas glauconíticas grises y otras de tonos rojos, con aspecto noduloso, interpretadas como series condensadas. En conjunto, este miembro parece indicar que se ha depositado en condiciones más profundas que el anterior.

La edad atribuida a la Formación Láncara, en base al abundante contenido paleontológico, esencialmente de fauna de trilobites, es el Cámbrico Medio (Sdzuy, 1968).

#### Formación Oville

Esta formación, que en el área de estudio presenta un espesor en torno a los 100 m, fue definida por Comte (1937). La parte inferior está constituida por pizarras verdes con alguna intercalación de limolitas. Por encima existe una serie limolítica-areniscosa, con areniscas glauconíticas en la parte superior, a la que sigue una alternancia de lutitas y areniscas con presencia de bioturbación y de glauconita. Aramburu y García-Ramos (1984) proponen un ambiente marino de plataforma externa y litoral para el depósito esta Formación, a la que se le atribuye una edad de Cámbrico Medio (Sdzuy, 1968) en base a los trilobites estudiados.

#### Formación Barrios

Esta unidad fue definida por Comte (1937) como "Cuarcita de Barrios". Se trata de un medio sedimentario que presenta un espesor variable entre 779 y 874 m; en ella se han diferenciado 3 miembros:

El miembro inferior, La Matosa, está constituido por cuarzoarenitas blancas de grano fino que hacia el techo pasan a cuarzoarenitas de grano medio a grueso, con cantos silíceos.

El miembro Ligüeira (Aramburu y García-Ramos, 1984) forma una megasecuencia positiva con conglomerados en la base, areniscas de grano muy grueso a fino en la parte media y lutitas en la superior.

El miembro superior o miembro Tanes, que se superpone al anterior mediante un contacto erosivo, presenta una litología semejante a la del inferior.

A la Formación Barrios, caracterizada como un medio sedimentario, se le ha asignado una edad perteneciente al Arenig en base a la presencia de diversos icnos así como de graptolites (Gutiérrez Marco y Rodríguez, 1987).

#### Formación Sueve

Adaro y Junquera (1916) reconocen por primera vez el Ordovícico pizarroso en la sierra del Sueve. Posteriormente, Julivert *et al.* (1968) y Gutiérrez Marco (1986) le asignan una edad de Llanvirn Superior y Llandeilo Inferior.

Presenta un espesor de 56 m y litológicamente está constituida por cuarzoarenitas de grano muy fino, pizarras negras y a techo ortoconglomerados silíceos y microconglomerados calcáreos. Su formación se ha considerado en un ambiente de plataforma externa.

#### Formación Ermita

En el Ordovícico Superior, Silúrico y buena parte del Devónico existe un período de interrupción en la sedimentación, además de una erosión que, en la escama de Laviana, provocan que los materiales devónicos se apoyen discordantemente sobre las pizarras del Sueve (Figura 11). Con un espesor de 25 m, su litología varía desde ortoconglomerados, de cantos calcáreos fundamentalmente, a bancos de areniscas con cantos cuarcíticos y alternancias de lutitas y areniscas. Esta Formación se considera como una secuencia regresiva que se instala en una plataforma submareal en el Fameniense, cuya edad ha sido determinada por Adrichem *et al.* (1963).

### Formación Vegamián

Las "Capas de Vegamián", definidas por Comte (1959), presentan un espesor inferior a 10 m y una edad Tournaisiense Superior, definida en base a conodontos (Marcos, 1967). Está formada por areniscas, lutitas y pizarras negras con nódulos de chert, fosfatos y manganeso.

Sánchez de la Torre *et al.* (1983) proponen el origen del depósito de esta formación relacionado con corrientes de *upwelling* sobre una plataforma restringida.

Introducción

#### Formación Alba

La Formación Alba (Ginkel, 1965), también llamada Formación Genicera o caliza *griotte*, está constituida por calizas nodulosas rojas y margocalizas. Es típica la presencia de lutitas silíceas y de capas centimétricas de radiolaritas cuyos colores varían del rojo al verde. Presenta abundantes interrupciones sedimentarias

Aparece con un espesor aproximado de 30 m y muestra de manera general un elevado contenido fosilífero. En base a la fauna de conodontos y goniatítidos se le atribuye una edad que comprende el Tournaisiense final, todo el Viseense, perteneciendo sus tramos más altos a la base del Namuriense (Kullman, 1961, 1962 y 1963; Wagner, 1963).

#### Formación Barcaliente

Por encima de la Formación Alba existen más de 260 m de calizas oscuras, fétidas y con frecuencia laminadas, que constituyen la Formación Barcaliente dentro del conjunto conocido como Caliza de Montaña (Julivert, 1960). Dicho conjunto fue dividido por Wagner *et al.* (1971) en dos formaciones diferentes: Formación Barcaliente y Formación Valdeteja.

La Formación Barcaliente, cuya edad es diacrónica perteneciendo al Namuriense A y parte del Namuriense B, representa una transición a plataforma restringida en la que la circulación de agua y la renovación del oxígeno estarían restringidos, como indica la disminución en la presencia de bioclastos.

Tan sólo en una pequeña área del Manto de Laviana afloran los materiales de la Formación Valdeteja que en esta área Heredia y Rodríguez-Fernández (1989) denominan Caliza de Peñamayor, constituida por calizas wackestone grises con elevada porosidad fenestral, junto con calizas fosilíferas tipo mudstone.

Siguiendo el Manto de Laviana hacia el norte se observa una sustitución de la Caliza de Peñamayor por los elementos detríticos del paquete Fresnedo.

### **Paquete Fresnedo**

Al conjunto de sedimentos comprendidos entre la caliza de Montaña y la caliza de Peña Redonda se le conoce con el nombre de Paquete Fresnedo (García-Loygorri *et al.*, 1971).

Presenta un espesor de 470 m; se inicia con pizarras calcáreas, a las que siguen pizarras arcillosas marrones con niveles negruzcos y pasadas más arenosas. Las areniscas, que representan el 7 por 100 del total de la formación,

son finas, algo poligénicas y con tendencia cuarcítica; generalmente contienen pequeñas vetas de vegetales carbonizados.

Aunque su edad no ha podido ser determinada hasta el momento, dada la carencia de restos fósiles, el hecho de constituir el yacente de la caliza de Peña Redonda hace que se pueda situar en el tránsito Namuriense al Westfaliense (Bashkiriense).

#### Caliza de Peña Redonda

Fue descrita por Julivert (1960), con los nombres de "caliza Masiva" o "caliza de Fusulinas", y con el de "caliza de Peña Redonda" por García-Loygorri *et al.* (1971).

Comprende un paquete de calizas masivas de color gris claro que a veces forman un banco único de 110 m de espesor, aunque normalmente se encuentra desdoblada en dos bancos masivos entre los que existe una intercalación terrígena de orden métrico de pizarras calcáreas con algún carbonero. Lateralmente, estos dos bancos poseen variaciones de espesor significativas.

En conjunto, la caliza de Peña Redonda representa la evolución de una plataforma carbonatada en la que se pasa gradualmente de un ambiente supramareal con desarrollo de dolomías (en la base), a sedimentos intermareales y por último a una acumulación mecánica en bancos submareales.

La caracterización paleontológica de la Caliza de Peña Redonda permite situarla cronológicamente en el Westfaliense A, en el tránsito del Bashkiriense al Vereyense (Leyva y Gervilla, 1983; Granados *et al.*, 1985).

A partir de este momento, la sedimentación durante el período Carbonífero en esta zona varía espacialmente en función de la actividad de la falla de La Peña y del despegue basal del Manto de Caso. La unidad que alcanza un mayor desarrollo en la zona de estudio es la del Aller-Nalón, flanqueada por la de Riosa-Olloniego al Noroeste y por el manto de Caso al Sureste (Ver Figura 11).

### Unidad del Aller-Nalón

#### Subhullero

Este tramo conocido también como Primer Tramo Productivo, incluye los paquetes Levinco, Llanón y Tendeyón definidos por García-Loygorri *et al.* (1971).

Introducción

Sobre la caliza de Peña Redonda existe una serie muy monótona con pizarras arcillosas y calcáreas, areniscas, micropudingas, calizas, cuarcitas, carbón, etc, distribuidas en ciclos repetidos buen número de veces en los 2.000 m de espesor que llega a presentar.

La base de ésta presenta términos de carbón y pizarra esporádicos, adquiriendo espesores considerables las calizas que en algunos casos se recogen en la cartografía (Figura 12).

Posteriormente desaparecen las calizas y pizarras calcáreas, adquiriendo más importancia las areniscas que llegan a formar gruesos bancos de verdaderas micropudingas que alcanzan escala cartográfica. Las pizarras de techo pasan a ser más continentales, con niveles de plantas flotadas. En el tramo final vuelven a aparecer las calizas, aunque en menor extensión y espesor que en el tramo basal.

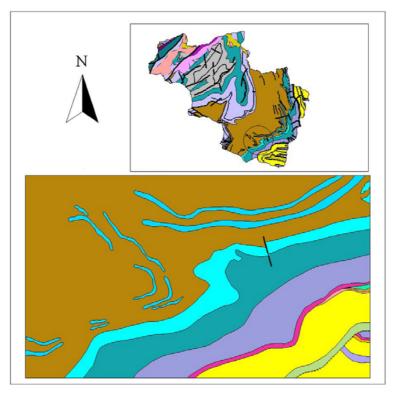


Figura 12.- Detalle del mapa geológico de la zona de estudio, donde se observan algunas capas de caliza dentro del Primer Tramo Productivo, que llegan a ser cartografiables a escala 1:25.000.

En general, predomina el ambiente marino siendo escasos los episodios continentales. La edad de este tramo abarca desde el Westfaliense A hasta el Westfaliense C (Chateauneuf, 1973; Laveine, 1977).

#### Caleras-San Antonio

Este tramo que en otras zonas incluye los paquetes Caleras, Generalas y San Antonio (García-Loygorri *et al.*, 1971) se conoce como Segundo Tramo Productivo. Está formado por seis episodios marinos que alternan con otros seis continentales, alcanzando una potencia media de 950 m

Hacia el techo, se producen variaciones en las distintas litologías:

Las pizarras de techo, suelen tener plantas flotadas en los primeros ciclotemas y en el último presenta fósiles marinos, o bien pasa a un nivel calizo.

Las areniscas, cambian la tendencia cuarcítica que muestran en los estratos de muro, en beneficio de las de tipo calcáreo en los estratos superiores, llegando a formar gruesos bancos de micropudingas calcáreas al final de los tramos marinos.

Tímida aparición de pasadas de carbón con techo marino y sólo algunos centímetros de espesor.

El Paquete Caleras, con un espesor medio de 300 m, es el inferior de este segundo tramo constituyendo el techo del Grupo Lena. Se caracteriza por la presencia de niveles carbonatados (Sucia, Nueva y Torala) y 5 ó 6 pasadas de carbón, de las cuales sólo 2 son explotables.

El Paquete Generalas, de una potencia de 250 a 320 m, representa la base del Grupo Sama. Es un conjunto de sedimentos marinos, constituidos por pizarras y calizas principalmente

El Paquete San Antonio presenta gran influencia marina y sólo 2 capas de carbón. Hay que destacar la aparición de la "segunda pudinga" en su zona intermedia, así como la Arenisca de la Voz, que en realidad es una micropudinga de 50 m de espesor.

Cronológicamente, en este segundo tramo se sitúa el tránsito entre el Westfaliense C y el Westfaliense D (Chateauneuf, 1973).

### Paquete María Luisa

El paquete María Luisa junto con el Sotón, forman el Tercer Tramo Productivo (García-Loygorri *et al.*, 1971) que, con una potencia de 750 m es el más explotado dentro de la cuenca carbonífera.

El Paquete María Luisa, cuyo espesor es de 300 m aproximadamente, supone el inicio de una etapa de mayor predominio relativo de los tramos continentales. Sobre la Arenisca de la Voz existe una serie continental con varias capas de carbón, a la que sigue un nivel marino de 40 m que termina en un potente tramo continental, quizá el mayor de toda la cuenca (85 a 120 m),

Introducción

con 7 a 10 capas de carbón. Nuevas alternancias de tramos marinos y continentales definen el carácter cíclico de la sedimentación en este paquete, en el cual se sitúa el límite Westfaliense D-Estefaniense (García-Loygorri *et al.*, 1974).

### Paquetes Entrerregueras, Sorriego, Modesta y Oscura

El último Tramo Productivo incluye los paquetes Entrerregueras, Sorriego, Modesta y Oscura (García-Loygorri *et al.*, 1971). Alcanza 1.125 m de espesor medio y en él tiene lugar la aparición de las primeras "gonfolitas" (conglomerados de cantos calcáreos, con matriz arenosa, que en fractura fresca, presentan un aspecto de mosaico). Cabe destacar la existencia de dos niveles formados por estratos casi exclusivamente marinos, uno de ellos en la base de 130 m de potencia y otro en el techo, de más de 140 m, lo cual no se producía desde el paquete San Antonio, en el Segundo Tramo Productivo.

El Paquete Entrerregueras, situado sobre el paquete Sotón, presenta unos 340 m de espesor. La parte inicial está constituida por 150 m de sedimentos marinos en cuya base se encuentra una delgada capa calcárea que constituye su punto de partida: la Caliza de Entrerregueras. Esta serie termina con areniscas que constituyen un tramo continental de 55 m que posee varias capas de carbón explotables. Un tercer nivel marino concluye con la presencia de bancos de un conglomerado calcáreo irregularmente dispuesto. Son las gonfolitas, de las que se presentan hasta cuatro niveles separados.

El Paquete Sorriego, de unos 325 m de espesor, presenta características semejantes a las del paquete anterior, con un solo ciclo en el que existen varias capas de carbón en la parte alta del mismo, así como varios niveles de gonfolitas irregularmente distribuidas.

Los Paquetes Modesta y Oscura, al ser los más modernos sólo se encuentran en el núcleo de los sinclinales de Sama y del Entrego.

Considerado en su conjunto, se opera en este tramo una inversión significativa respecto a los restantes paquetes de la Cuenca Carbonífera Central: por primera vez, los sedimentos continentales predominan sobre los marinos, que sólo representan el 46 por 100 de su espesor.

Este último conjunto productivo presenta una edad comprendida entre el Westfaliense D y el Estefaniense A (Laveine, 1977; Chateauneuf, 1973).

#### Unidad de Riosa-Olloniego

#### **Paquete Canales**

Presenta un espesor medio de 960 m. Los 330 m basales tienen un origen preferentemente marino, con algún nivel delgado de caliza. Por encima

afloran cinco capas de carbón y otros carboneros, generalmente con potentes suelos de vegetación. Sigue un importante tramo marino que contiene cinco niveles diferentes, interrumpidos por episodios continentales, con escasos pasos de carbón.

Posteriormente se deposita el tramo continental más potente de todo el paquete, con 60 m de espesor. Predominantemente arenoso, sus niveles más groseros contienen abundantes nódulos e hilos discontinuos de carbón. Se intercalan varias capas de carbón. Sobre este conjunto descansa otro episodio marino de 130 m cuyo último nivel sobrepasa los 90 m y culmina en una arenisca, que adquiere carácter de micropudinga hacia el Norte. Sobre esta serie se deposita una alternancia de tramos marinos y continentales.

La fauna cuya presencia se ha constatado a lo largo del paquete, junto con diversos datos paleobotánicos han permitido situar el paquete Canales dentro del Westfaliense C (Martínez Díaz, 1969; Caride y García-Loygorri, 1968; etc).

# **Paquete Pudingas**

Inmediatamente encima del paquete Canales se encuentra la formación de las pudingas, también denominado Conglomerado de Mieres (Pello, 1968; Corrales *et al.*, 1971), con una potencia media de 700 m, llegando a un valor máximo de 860 m en las proximidades del río Caudal.

El paquete se inicia con un primer nivel de conglomerado silíceo, de muy poco espesor, con cantos muy gruesos de cuarcita. Sigue un conjunto de 5 ó 6 capas de carbón explotable y algún nivel marino y a continuación la gran masa de conglomerados.

La gran acumulación de sedimentos groseros indica un aporte fluvial rápido; por otro lado, la redondez de los cantos hace suponer un largo recorrido en el transporte.

El potente paquete que forma la pudinga presenta un carácter transgresivo. Únicamente para la última fase aparece, en la zona más septentrional, una etapa regresiva.

La procedencia de los aportes es occidental, pareciendo indicar un cordón litoral. La presencia de este importante litosoma, por su potencia y extensión, así como el hecho de que sólo incluye cantos rodados cuarcíticos, hace pensar en un rejuvenecimiento de la topografía preexistente en áreas distintas a la cuenca hullera.

La fauna y flora que se ha encontrado en esta serie la sitúa dentro del Westfaliense D (Feys *et al.*, 1974).

Introducción

#### Paquete Esperanza

Su espesor medio es de 280 m en las proximidades del río Caudal. En su base puede reconocerse un tramo marino, único en el paquete. Hacia su parte media existe un nivel de pudinga. Contiene tres capas de carbón, más una serie de carboneros sin interés económico. Unos 30 m por encima del primer conglomerado se incluye un nivel con fauna lacustre, indicativo de la continentalidad del tramo, completando el paquete un nuevo nivel de pudinga.

### Materiales pertenecientes al Manto de Caso

#### Formación Beleño

Definida por Ginkel (1965), se trata de una serie de aproximadamente 650 m de espesor, que en la base presenta un tramo lutítico con finos episodios carbonatados. Por encima aparece una sucesión de areniscas con intercalaciones lutíticas y limolíticas, teniendo lugar hacia el techo la intercalación de areniscas canaliformes y bandas de calizas bioclásticas junto con bioconstrucciones algales. En general, todo el conjunto se puede considerar una secuencia transgresiva desarrollada en una plataforma terrígena submareal.

La edad aportada por la macrofauna de braquiópodos indican probablemente el Kashiriense Superior (Martínez Chacón, 1979).

#### Formación Escalada

Se trata de una sucesión carbonatada de 300 m de espesor a la que Ginkel (1965) denominó Caliza de La Escalada. Está integrada por una caliza de tonos claros con alguna intercalación pizarrosa y arenosa en la parte inferior. Los bancos calcáreos presentan rápidos acuñamientos interpretados como canales mareales con acrección lateral.

Esta formación, que en el área de estudio aflora en el extremo sur correspondiente al Manto de Caso, tiene una posición estratigráfica equivalente a la Caliza de Peña Redonda en la Cuenca Carbonífera Central, sin embargo su edad es más moderna, Kashiriense superior, según las dataciones realizadas por Leyva *et al.* (1965). Hacia el Este presenta edades cada vez más modernas.

### Formación Fito

Se trata de una serie de lutitas y limolitas que alternan con capas de calizas y areniscas junto con alguna capa de carbón; fue denominada Formación Fito por Brouwer y Van Ginkel (1964). Esta sucesión, que en el

Manto de Caso alcanza una potencia de 2.000 m, se ha interpretado como una serie generada por la progradación de deltas dentro de un plataforma subsidente.

En base a los datos de micro y macrofauna se ha asignado para esta formación una edad Podolskiense-Myachkoviense (Trell *et al.,* 1986).

# Materiales discordantes sobre el Carbonífero

#### Formación San Tirso

Está integrada por una serie de pizarras arcillosas y arenosas con intercalaciones de gonfolitas, margas y areniscas cineríticas junto con un banco de caliza y tramos volcánicos interestratificados. Las muestras estudiadas estos tramos volcánicos permiten clasificarlos como tobas cristalinas líticas, resultado de emisiones piroclásticas que tienen lugar en la cuenca donde se está produciendo la sedimentación.

La edad de esta formación aún no está claramente establecida, atribuyéndose al tránsito Estefaniense-Pérmico o incluso al Permotrias.

### Materiales del Trías

En el área de estudio aparecen sobre una discordancia angular, materiales atribuidos al Buntsandstein. Se trata de unos niveles detrítico-arcillosos de tonos rojos cuyo contacto basal es una ligera discordancia angular. La serie comienza con un conglomerado basal de cantos de naturaleza cuarcítica entre 5 y 10 cm, y matriz arenosa ferruginosa. Por encima aparece un conjunto de arcillas arenosas de tonalidades rojas a verdes, con intercalaciones de areniscas feldespáticas y cuarcíticas.

### Cretácico Inferior

Se encuentra integrado por 70-90 m de arcillas abigarradas de tonos grises, con restos de lignito junto con arenas y areniscas poco cementadas de diferentes tonalidades. Las areniscas son de grano medio a grueso, con una matriz arcillosa muy escasa. Presentan intercalaciones de conglomerados de carácter lenticular. No se ha encontrado fauna que permita la datación de este tramo.

### Cretácico Superior

Concordante con la litología anteriormente descrita, aparece una serie con un espesor que oscila entre 160-175 m, constituida por calizas que alternan con arenas, arcillas y margas. En base a la microfauna existente se ha podido reconocer el Cenomanense, Turoniense y Coniaciense.

Introducción

#### 1.3.6.3. Estructura

La unidad geológica de la Cuenca Carbonífera Central, donde se ubica la zona de estudio, constituye el núcleo plástico de la Rodilla Astúrica, cuya posición arqueada ya fue puesta de manifiesto en el siglo pasado (Schulz, 1858; Adaro y Junquera, 1916; Adaro, 1926). La naturaleza de sus materiales, así como su particular posición durante la orogenia Hercínica, determinaron un desarrollo estructural peculiar, con superposición de fases de plegamiento que dan buenos ejemplos de interferencia de pliegues en condiciones flexurales (Julivert y Marcos, 1973; Aller, 1986).

Una primera fase de plegamiento origina un tren de pliegues que se conocen desde antiguo por el hecho de involucrar a materiales con interés desde el punto de vista minero (Adaro, 1926). Presentan ejes N-S con longitud de onda en torno a los 3 ó 4 km, que han sido interpretados como pliegues de propagación de falla (Aller, 1986). Su vergencia varía desde la zona occidental, donde son fuertemente vergentes al este, a la oriental donde se llegan a verticalizar. El último pliegue del sistema es vergente hacia el este, lo que se relaciona con la proximidad del cabalgamiento basal de la Cuenca Carbonífera Central. El ángulo entre flancos varía entre valores bajos para los occidentales y elevados para los orientales.

Posteriormente, tiene lugar una etapa de acortamiento cuya dirección coincide aproximadamente con la de los ejes del plegamiento longitudinal, por lo que los pliegues así originados se han denominado transversales (Julivert y Marcos, 1973) y se caracterizan por trazas curvas posiblemente controladas por la existencia de rampas laterales (Aller y Gallastegui, 1994). Únicamente en el sector suroeste de la Cuenca Carbonífera Central llegan a constituir un tren de pliegues bien desarrollados. La deformación debida a ellos aumenta hacia el Sur.

A pesar de su carácter de unidad alóctona, en el interior de la Cuenca no existen cabalgamientos, y la única fractura con una cierta importancia es la Falla de la Peña, que se sitúa en la zona occidental con un trazado aproximado N-S. Por sus características, parece tener un significado de falla inversa relacionada con la deformación longitudinal.

La deformación posterior de edad alpina que afectó al basamento varisco a lo largo de toda la Cordillera Cantábrica (Alonso *et al.*, 1996), generó también reactivaciones en algunas de las estructuras de la Cuenca Carbonífera Central. El cabalgamiento de Laviana (cabalgamiento basal de la CCC), presenta signos de reactivación en la zona de Infiesto-Sueve (al norte de la zona de estudio), a pesar de ser bastante oblicuo al rumbo general de las estructuras alpinas (Pello, 1967; Pulgar *et al.*, 1999).

# 2. METODOLOGÍA DE TRABAJO

#### 2.1. Introducción

La metodología que se ha seguido en este trabajo para la consecución de los objetivos planteados presenta el esquema habitual desarrollado en investigaciones de este tipo. Se lleva a cabo una primera etapa de recopilación de información y de elección de las herramientas y técnicas de análisis. Posteriormente se analizan los datos y se generan y contrastan las hipótesis de trabajo. El paso siguiente es la obtención de resultados, los cuales han de ser verificados y validados antes de extraer las conclusiones, que sería el último apartado de la investigación.

Para analizar y minimizar la peligrosidad espacial es necesario, en primer lugar, conocer el proceso o procesos que generan esa situación y, en segundo término, saber cuales son las características del medio físico sobre el que actúan esos fenómenos.

Los procesos geológicos que generan el riesgo actual en la Cuenca Carbonífera Central están ligados, fundamentalmente, a la dinámica fluvial y de laderas. Una retrospectiva histórica de los daños provocados por desastres naturales en esta área evidencia que en su mayor parte están asociados a los movimientos en masa que tienen lugar en las vertientes (Torres Alonso, 1971 y 1972; Rodrigo Gestoso, 1987; Rodrigo Gestoso y Torres Alonso, 1988; Torres Alonso y Rodrigo Gestoso, 1988; Carballal, 1993; Farias y Jiménez Sánchez, 1995; Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995; Lima de Montes, 1999; López Fernández *et al.*, 2002). Las consultas en archivos de prensa (Domínguez Cuesta *et al.*, 1996 y 1998) o bien las encuestas a los habitantes de la zona, ponen de manifiesto que las pérdidas directas de bienes o vidas humanas están fundamentalmente ligadas a este tipo de eventos.

Así pues, dado que la peligrosidad que se pretende analizar en este caso es la que se encuentra ligada a procesos geomorfológicos externos, será prioritario realizar un mapa que los recoja. A lo largo del capítulo 2 se detallará la metodología seguida para elaborar el mapa geomorfológico, que

servirá como base para poder establecer áreas de mayor o menor susceptibilidad a las inestabilidades de ladera. El hecho de poder contar con la información geomorfológica del área va a ser fundamental también para la caracterización regional del relieve de la zona.

Por otro lado, para conocer el medio físico será fundamental saber cuales son las características del relieve, la geología y la vegetación, en esta área. Así pues, habrá que establecer una metodología cuyo objetivo sea generar una base de datos con varias capas que recojan información relevante para el análisis de la peligrosidad. Partiendo de esta base en los siguientes apartados se describirá detalladamente la metodología desarrollada.

# 2.2. Recopilación de la información de prensa

Una de las dificultades que plantea el estudio de los procesos de inestabilidad de ladera es su ubicación espacial y temporal. Ello ha constituido uno de los objetivos fundamentales de proyectos europeos incluidos en el Programa Medioambiental de las Comunidades Europeas, como EPOCH (*The temporal occurrence and forecasting of landsliding in the European Community*), desarrollado entre 1991 y 1993 y TESLEC (*The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change, 1994 - 1996*), finalizado en junio de 1996.

El proyecto NEWTECH (*New Technologies for Landslide Hazard Assessment and Management in Europe*) representó la continuidad de los dos anteriores durante el bienio 1996-98. Su objetivo principal fue la búsqueda de métodos de predicción y gestión de riesgos ligados a la dinámica de laderas en áreas identificadas como vulnerables ante la producción de deslizamientos en relación con factores climáticos.

La utilidad de los registros históricos en la localización temporal de los procesos geomorfológicos recientes y antiguos, así como en la predicción de su ocurrencia en el futuro ha sido puesta de manifiesto durante la realización del proyecto EPOCH por Brunsden e Ibsen (1993) y, posteriormente, por Brunsden et al. (1995) y Chandler y Brunsden (1995). Estos registros abarcan diversos archivos, como los de prensa, fotografías y mapas topográficos que han sido detalladamente estudiados en el Reino Unido por dichos autores.

En Asturias, los datos relativos a la dinámica de los procesos geomorfológicos, especialmente a su impacto, se encuentran recogidos generalmente en informes de carácter puntual en distintos organismos públicos. Sin embargo, una de las fuentes que recoge sistemáticamente información referente a algunos procesos activos es la prensa regional. Es

frecuente que cuando se producen inestabilidades de ladera que afectan a infraestructuras y bienes humanos, quede reflejado en los periódicos en forma de noticias, siendo así almacenadas en las hemerotecas. La prospección en estos archivos resulta laboriosa, pero puede ser efectuada de una manera sencilla con respecto a otros que no presentan un registro tan sistemático desde el punto de vista temporal.

De acuerdo con estos planteamientos, dentro del marco del proyecto europeo TESLEC se desarrolló una búsqueda con el objetivo de evaluar la utilidad del registro de datos suministrado por la prensa en el estudio de las inestabilidades de ladera en Asturias. Ello supuso la continuación de la línea de investigación iniciada en el proyecto EPOCH y a la vez el desarrollo de una metodología para evaluar la fiabilidad y validez de los registros de prensa en Asturias.

El orden de trabajo que se ha seguido ha supuesto la recopilación inicial de las noticias de prensa relativas a inestabilidades de ladera. Para ello se revisaron un total de 5824 periódicos de *La Nueva España*, el periódico regional de mayor tirada de Asturias, en el período de tiempo comprendido entre enero de 1980 y diciembre de 1995. En total, se hallaron 213 noticias relacionadas con procesos de inestabilidad en las laderas asturianas (Figura 13).

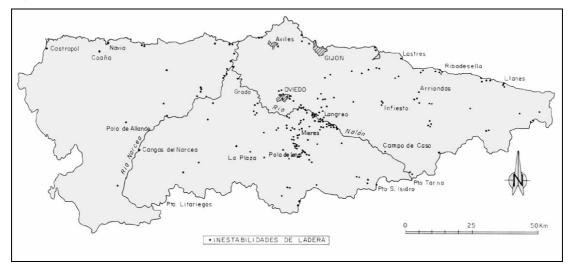


Figura 13.- Distribución de las inestabilidades de ladera recogidas en los archivos de prensa a lo largo del territorio asturiano.

A pesar de que la laboriosidad de la tarea de recopilación y revisión de los periódicos es elevada y que la frecuencia de hallazgos es baja: 213 noticias de interés recogidas (Figura 14) en el total de 5824 periódicos revisados (3,66%), se puede considerar fructífero el tiempo invertido, dada la escasez de registros sistemáticos de eventos de inestabilidad.

Capítulo 2



Figura 14.- Ejemplos de registros de prensa relacionados con inestabilidades de ladera en el periódico *La Nueva España* de Asturias.

Tras leer las noticias, se sintetizaron en un total de 213 fichas que recogen los datos en diversos campos de información (Figura 15), principalmente mediante códigos numéricos, aunque también existen otros campos de referencias que son transcripciones literales del texto de la noticia.

Por otro lado, dado que gran parte de las inestabilidades han tenido lugar en la Cuenca Carbonífera Central (Figura 13) y que parte de los trabajos de campo desarrollados para la elaboración de esta tesis doctoral fueron coetáneos con la recopilación de las noticias de prensa, fue posible constatar y reconocer *in situ* la existencia de las inestabilidades que se recogían en forma de noticia en *La Nueva España*, evaluando su veracidad.

Esta visión dual de los procesos, analizando de los fenómenos naturales por una parte, aquello que realmente preocupa y afecta a la población y, por otra, la información que se puede extraer desde el punto de vista meramente científico, ha resultado muy interesante y ha tenido una influencia decisiva en el enfoque final de este trabajo, en el que se busca tratar de minimizar los efectos dañinos que las pequeñas inestabilidades provocan en la Cuenca Carbonífera Central.

Metodológicamente, el análisis de los datos de prensa presenta diversas limitaciones. Entre ellas se puede destacar que tan sólo una pequeña parte de

las inestabilidades de ladera que se producen es registrada en la prensa, únicamente aquéllas que afectan a personas, infraestructuras o bienes humanos en general y que, por ello, constituyen una "noticia". Por otro lado, el registro es llevado a cabo fundamentalmente en áreas en cuyas proximidades existe un corresponsal de prensa que, como es lógico, no realiza una toma de los datos para su posterior tratamiento científico, por lo que la información debe ser seleccionada y reinterpretada posteriormente para su incorporación a la ficha (Figura 15).

Generalmente, la prensa recoge aquellos casos de inestabilidades que o bien han supuesto ya la materialización de un riesgo, con los consiguientes daños de carácter diverso (pérdidas económicas, de vidas humanas, etc.) o bien avisan sobre la peligrosidad que afecta a una determinada zona; en este último caso, la noticia pone en situación de alerta a los habitantes sobre las posibles consecuencias que un desenlace tendría sobre sus vidas y sus bienes, a la vez que sirve como denuncia política, la mayoría de las veces.



Figura 15.- Ficha diseñada para almacenar la información extraída de los archivos de prensa.

Las fichas se han almacenado en una base de datos informatizada (*Microsoft Access*) lo cual ha permitido realizar estadísticas de la información contenida en los distintos campos. El contraste de la fiabilidad de la información ha sido llevado a cabo al menos en 20 casos (casi el 10%), mediante el reconocimiento directo en el campo, entrevistas con testigos presenciales o documentos existentes en organismos oficiales.

# 2.3. Recopilación de datos climáticos

En el área de estudio existen cinco estaciones meteorológicas pertenecientes a la red del Instituto Nacional de Meteorología (INM), ubicadas en Pola de Laviana, Blimea, Sama de Langreo y Lada (Lada "Grupo Escolar" y Lada "Q. C. F."). A pesar de ello, para este trabajo se ha preferido considerar los datos de ciertos parámetros de precipitación de la estación meteorológica de Oviedo-El Cristo, perteneciente también al INM. La razón fundamental ha sido el hecho de que dicha estación cuenta con series completas de datos (no así las de la zona de estudio), así como su ubicación en el interior de Asturias, en un área muy similar climatológicamente (Capel Molina, 1981; Felicísimo, 1980, 1990 y 1992) a la zona donde se encuentran la mayoría de las inestabilidades recogidas en la prensa.

La relación entre la ocurrencia de inestabilidades y algunos de los parámetros de precipitación sintetizados en las fichas se puede ver en distintos gráficos que se han elaborando cruzando ambas informaciones y que se detallan más adelante en el capítulo de Resultados. Hay que señalar que aunque las lluvias actúen en numerosas ocasiones como desencadenantes del movimiento en masa (Marquínez *et al.*, 2003), son otros los factores condicionantes que influyen en el proceso, como se verá a lo largo de este trabajo.

# 2.4. Cartografía geomorfológica

El conocimiento de la geomorfología regional previo a la realización de este trabajo ha sido decisivo en su planteamiento (Suárez Rodríguez, 1989, 1990; Marquínez *et al.*, 1990; Jiménez Sánchez, 1994; Menéndez Duarte, 1994). Así, para la elaboración del mapa geomorfológico de toda el área (278,3 km²) se ha elegido la escala 1:25.000 que permite obtener una visión a nivel regional del patrón de evolución del paisaje.

Como se verá en el capítulo de Resultados, el reconocimiento preliminar llevado a cabo en el campo para la realización de la cartografía geomorfológica ha puesto de manifiesto que los procesos se desarrollan a dos escalas netamente diferentes. Por una parte existen una serie de movimientos en masa, cuya superficie planimétrica media supera los 2 Hm², que son antiguos y la mayoría de ellos están totalmente estabilizados. Por otro lado, a escala métrica o decamétrica se observan una serie de procesos de inestabilidad, conocidos en Asturias como "argayos", que se producen actualmente con relativa frecuencia. El hecho de tener una amplia representación a escala temporal humana otorga gran importancia a estos

últimos, a pesar de que no tengan capacidad para generar grandes desastres, aunque sí múltiples y recurrentes daños y pérdidas económicas. Por otra parte, en términos geomorfológicos y de evolución del paisaje, son, actualmente, los mecanismos más activos en la Cuenca Carbonífera Central.

Por esa razón, con el objeto de caracterizar los procesos a todos los niveles, en este trabajo se ha empleado el procedimiento de "zoom" (IGME, 1986; King, 1987; González et al., 1992) para poder llevar a cabo el estudio de una zona relativamente amplia (280 km²) a escala 1:25.000. Dentro de ella, con un grado de detalle mayor (escala 1:5.000), se analiza una subcuenca del río Nalón de 16,2 km², la del río Santa Bárbara, afluente del río Nalón por su margen derecha (Figura 16). Esta subcuenca se puede considerar representativa de la zona total de estudio en la mayoría de las variables (población, vegetación, variabilidad topográfica, etc.) por lo que se tomó como cuenca piloto para desarrollar el estudio a escala 1:5.000.

Posteriormente y con la idea de validar los resultados obtenidos en la Cuenca de Santa Bárbara, se ha estudiado también en detalle la Cuenca de La Hueria, de 14,2 Km² (Figura 16). La elaboración de los mapas finales supone una serie de etapas sucesivas que se describen a continuación.

# 2.4.1. Bases para la Cartografía

# 2.4.1.1. Topografía

Como base topográfica se han utilizado tanto mapas tanto a escala 1:25.000 como 1:5.000. La topografía empleada para el tramo perteneciente a la cuenca del río Nalón corresponde en su mayor parte a la publicada por el Instituto Geográfico Nacional a escala 1:25.000, en los años 1979, 1982 y 1989; concretamente se han utilizado las Hojas 29-III (Oviedo Este), 29-IV (Pola de Siero), 53-I (Mieres), 53-II (Sama), 53-IV (Pola de Laviana), 54-I (Arenas) y 54-III (Rioseco). Además, se han empleado las composiciones y reducciones a escala 1:25.000, de topografías 1:5.000 y 1:10.000 efectuadas por el IRYDA, correspondientes a la parte sur que, dentro de la división del I.G.N., entraría en las Hojas 78-II y 79-I, sin publicar en el momento de realizar este trabajo. La mayor parte del territorio se encuadra dentro de la Hoja 53 del mapa topográfico a escala 1:50.000 (Figura 16).

Capítulo 2

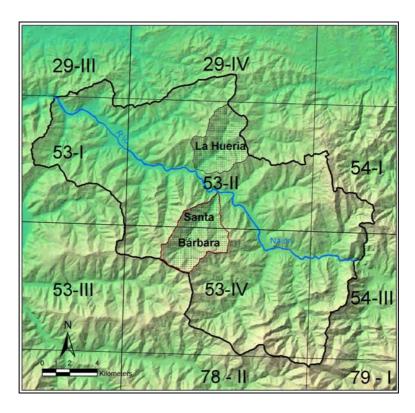


Figura 16.- Situación de la Zona de Estudio en el marco de las hojas 1:25.000. Ubicación de las subcuencas de Santa Bárbara y de La Hueria.

Se ha trabajado en el estudio de toda la zona a escala 1:25.000 y en áreas más pequeñas dentro de ésta (Cuenca del río Santa Bárbara y Cuenca de La Hueria) a escala 1:5.000. Para el estudio del territorio correspondiente a la cuenca del río Santa Bárbara se utilizaron inicialmente las topografías 1:5.000, publicadas en los años 69-70 y 1979 por la Diputación Provincial de Oviedo y por el M.O.P.U. respectivamente. Los numerosos cambios del relieve producidos por las labores mineras (tanto por el depósito de escombreras como por las extracciones a cielo abierto) o por la construcción de nuevas infraestructuras, pusieron de manifiesto la necesidad de contar con datos más modernos. Por ello, se recurrió a la topografía digital publicada en el año 2000 por el Principado de Asturias (Dirección General de Ordenación del Territorio y Urbanismo en la Consejería de Infraestructuras y Política Territorial), a escala 1:5.000.

Para el tramo de la cuenca del Nalón se ha digitalizado la información topográfica relativa a los puntos acotados y a las curvas de nivel maestras de la topografía 1:25.000 citada anteriormente, con una equidistancia de 50 m. Posteriormente, esta información fue transferida a un Sistema de Información Geográfica, mediante digitalización manual con el *software* AutoCAD, en una mesa digitalizadora. La información se geo-referencia tomando al menos 4 puntos de referencia o *tics* e introduciendo en el sistema el valor de sus

coordenadas reales en el sistema UTM (*Universal Transversal Mercator*) en el huso 30. Las curvas de nivel y los puntos acotados se almacenan en un archivo que tendrá extensión .dwg de AutoCAD, que posteriormente se transforma al formato de intercambio universal, .dxf, el cual se puede ya importar desde ArcInfo y transformar en cobertura.

Una vez que se dispone de la topografía de toda la zona de estudio, se puede analizar y extraer ya algunas ideas generales sobre la disposición del relieve, como la existencia de grandes deslizamientos que modifican la trayectoria de los ríos, la presencia de zonas de topografía "anómala" en el contexto de una pendiente homogénea, etc.

La información del Principado se presenta en archivos generados con el *software* Microstation (*.dgn*) independientes para cada hoja 1:5000. Se han importado y transformado a coberturas de ArcInfo las curvas de nivel y los puntos acotados. Posteriormente se realizó un control de calidad enfocado a detectar y subsanar los errores, tales como cota equivocada, líneas discontinuas, etc. A partir de esta información se elaboró el Modelo Digital de Elevaciones y otros modelos digitales derivados de él, como se verá en los apartados 2.6.3. y 2.6.4.

# 2.4.1.2. Fotografía aérea

La fotointerpretación, como técnica para el reconocimiento preliminar de un área, constituye un procedimiento muy habitual en geología. Un análisis fotogeológico previo del territorio permite abordar las tareas de campo con una visión global de sus características morfológicas.

Los fotogramas utilizados en este caso corresponden al vuelo realizado en 1994 por el Instituto Cartográfico de Cataluña a escala 1:18.000, en Blanco/Negro. En algunos casos se hace necesario contrastar la información actual con datos anteriores, para lo que se han utilizado fotogramas también en Blanco/Negro realizados en los vuelos de 1957 por el ejército americano y 1985, por el Ejército del Aire español, a escalas 1:33.000 y 1:18.000, respectivamente. El hecho de contar con información previa de este tipo permite detectar cambios, principalmente de carácter antrópico, que pueden haber influido en la evolución geomorfológica de la zona a corto plazo (incendios, talas, modificaciones en la llanura aluvial, depósito de escombreras, rozas de minería, etc.), ya que su desarrollo podría haber afectado, en alguna medida, al desencadenamiento de algunos procesos del tipo de los que se están estudiando, como pequeños flujos.

Para la parte final de este trabajo se ha podido contar con las ortofotos digitales en color del "Ortofotomapa de Asturias a escala 1:25.000", publicado por la Consejería de Infraestructuras y Política Territorial del Principado de

Asturias en el año 2000, como resultado del Vuelo Fotogramétrico realizado en los años 1995 – 96.

# 2.4.2. Criterios de Cartografía

#### 2.4.2.1. Introducción

La cartografía geomorfológica puede ser realizada con fines muy diversos y por tanto desde puntos de vista muy dispares, como se pone en evidencia en diferentes trabajos, tanto de carácter general como regional (Simonov, 1957; Tricart et al., 1963; Klimaszewski, 1968; Joly y Tricart, 1970; Panizza, 1972; Klimaszewski, 1988; Martín-Serrano, 1996; ITGE, 1996b v 1996c; Salazar y Martín-Serrano, 1998). El diseño del mapa final variará en función del objetivo último al que estén destinados. Así, en algunos mapas se representan junto con los rasgos geomorfológicos otro tipo de información, como es la base topográfica, la red de drenaje, la información relativa a las morfologías de valles y laderas, etc. En otros se representa, junto con las formas de edad cuaternaria, los materiales del sustrato geológico (Fischer, 1986). De este modo en la cartografía no aparecerá ningún espacio en blanco, igual que ocurre en otras modalidades cartográficas que aportan datos concernientes al relieve. Todas estas anotaciones resultan interesantes a la hora de interpretar geomorfológicamente un área determinada, pero a veces resultan mapas demasiado recargados que dificultan su lectura y asimilación.

En cuanto al diseño de la leyenda, existen diversas modalidades en función del tipo de representación de cada grupo de procesos y formas de erosión y depósito. Los mapas publicados por el ITGE a escala 1:100.000 que se incluyen en las memorias del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), son mapas unicolor en los que la diferenciación entre tipos genéticos se realiza en base a distintas tramas. En otros casos, dicha distinción se lleva a cabo mediante colores, tal y como sucede en las leyendas francesa (Joly y Tricart, 1970) e italiana (Panizza, 1972).

También se pueden encontrar leyendas en las que se combinan tramas y colores, como es el caso de la leyenda desarrollada por el Grupo de Investigación Geomorfológica Alpina de la Universidad de Amsterdam. En ella, los colores representan los procesos involucrados en la génesis y las tramas reflejan la naturaleza de los materiales (Graaff *et al.*, 1987). Además se incluyen contornos morfométricos y otros relativos al drenaje.

Los criterios genéticos también se han utilizado para diseñar leyendas geomorfológicas. Así, se pueden encontrar mapas en los que la información queda reflejada siguiendo el criterio genético de la cronología (Joly y Tricart, 1970; Panizza, 1972), o bien el de las características litológicas y sedimentológicas del depósito generado (cantidad de matriz, grado de cementación, etc.) (Graaff *et al.*, 1987).

# 2.4.2.2. Método de cartografía

El sustrato rocoso de la Cuenca Carbonífera Central habitualmente aparece recubierto por un conjunto continuo constituido por formaciones superficiales de espesor variable, de diversa tipología y génesis. En ocasiones se trata únicamente de lo que se podría considerar un manto de alteración. Otras veces se trata de depósitos maduros y elaborados, en los que se individualiza una fracción matriz y otra fracción clastos, con distinto grado de redondeamiento, pudiendo alcanzar varios metros de espesor.

Se hace necesario pues, adoptar un criterio para separar un extremo de otro, tomando una potencia mínima de formación superficial y así poder establecer un límite entre aquellas que puedan ser cartografiables y las que no lo sean. Aquí se ha considerado una potencia mínima en torno a los 50 cm como umbral entre ambos.

La cartografía geomorfológica de este trabajo se ha llevado a cabo siguiendo la metodología habitual para la elaboración de mapas de procesos geomorfológicos externos. Primeramente se realizó un reconocimiento general de la zona de campo que serviría para establecer una serie de criterios generales, como el que se acaba de explicar relativo al espesor de la formación superficial a cartografíar. La revisión de las fotografías aéreas permite proponer algunas hipótesis y programar distintas visitas al campo para inspeccionar y delimitar sobre el terreno las diferentes formas y depósitos.

Una vez en el campo, la metodología que se sigue supone inicialmente la localización sobre la fotografía aérea del recubrimiento cuaternario o la forma erosiva correspondiente. La profusa vegetación existente en toda el área de estudio dificulta a veces la cartografía de los distintos rasgos geomorfológicos. Por ello, la delimitación de los depósitos requiere, en ocasiones, acudir a aquellos lugares tales como taludes de pistas o carreteras, cortes de extracción de canteras, etc., donde es posible examinar los afloramientos de las formaciones superficiales, permitiendo de este modo establecer sus límites así como describir su naturaleza e interpretar su origen genético. Cuando el afloramiento es lo suficientemente representativo se realiza una descripción detallada acompañada de un esquema y una foto.

# 2.4.2.3. Terminología y leyenda

La elaboración de la leyenda para el mapa geomorfológico se ha realizado siguiendo algunos de los criterios empleados en las leyendas francesa (Joly y Tricart, 1970) e italiana (Panizza, 1972) y continuando en la línea de otros trabajos geomorfológicos previos desarrollados en la Cordillera Cantábrica (Suárez, 1989; Marquínez *et al.*, 1990; Suárez, 1990; Jiménez Sánchez, 1994; Menéndez, 1994). Básicamente se ha considerado el criterio genético para la definición de la leyenda, agrupándose las formas de erosión o depósito de acuerdo con el proceso que las ha originado (Tabla III).

En cuanto a la simbología utilizada para los depósitos, se ha elegido un tipo mixto que incluye tanto colores como tramas, siguiendo el criterio de Graaff *et al.* (1987); los colores hacen referencia a la naturaleza del proceso que ha intervenido en la génesis (origen fluvial, dinámica de laderas, etc.). Las tramas se han asignado para evidenciar las características de los materiales que forman el depósito.

 Tabla III

 Formas de depósito y erosión consideradas en este trabajo.

FORMAS DE GRAVEDAD	Coluviones
	Canchales
	Derrubios de ladera
	Avalanchas de roca
	Flujos
	Argayos
	Evidencias de reptación superficial
	Evidencias de arroyada
	Canales de caída de rocas
	Cicatrices de movimientos en masa
FORMAS FLUVIALES	Llanuras aluviales
	Terrazas aluviales
FORMAS TORRENCIALES	Cuencas torrenciales
	Abanicos torrenciales
FORMAS KÁRSTICAS	Dolinas
FORMAS ANTRÓPICAS	Extracciones/minas a cielo abierto
	Escombreras/rellenos
	·

### Formas de gravedad

Este grupo es el que alcanza una mayor representación cartográfica y el que recoge un mayor número de elementos correspondientes tanto a formas erosivas como de depósito. El origen de todo el conjunto está relacionado con procesos originados por la fuerza de la gravedad.

En la bibliografía se puede encontrar un repertorio relativamente amplio y diverso de clasificaciones utilizadas para designar las formas de ladera en función de los parámetros considerados, ya sea la geología del sustrato sobre el que tiene lugar el movimiento (Ladd, 1935), la naturaleza del material involucrado (Zaruba y Mencl, 1969; Varnes, 1978) o el porcentaje del contenido en agua o hielo (Sharpe, 1938; Ward, 1945). La terminología desarrollada en el presente trabajo para designar los distintos procesos de ladera, adopta términos de diferentes clasificaciones. Esta elección se ha realizado de modo que el término designado sea el que más se ajuste al tipo de fenómeno que intenta definir, reflejándolo con la mayor claridad posible. Seguidamente se describen algunos de los que pueden resultar más confusos.

Los **derrubios de ladera** (Campy y Macaire 1989) se pueden considerar canchales inactivos sobre los que tiene lugar la acción del hielo (procesos de gelifluxión), de la arroyada y procesos edáficos. Este epígrafe se puede considerar equivalente al de "gravedad asistida por arroyada" utilizado por Joly y Tricart (1970) en la leyenda para el mapa geomorfológico de Francia a escala 1:50.000.

Se asigna el término de **flujos** (Varnes, 1978; Corominas y Alonso, 1984; Corominas, 1989; Dikau *et al.*, 1996) a los movimientos en masa en los que el aspecto de los depósitos es indicativo de procesos de deformación interna dentro de la masa movilizada. La conservación, en muchos casos, de superficies de rotura cóncavas permite suponer una componente inicial de deslizamiento en su génesis.

Otras formas generadas por procesos de flujo de carácter lento son las correspondientes a la **reptación superficial** (Sharpe, 1938; Brunsden, 1979), como las terracitas, los lóbulos u otras irregularidades topográficas (Jiménez Sánchez, 1994, 1997 y 2002).

Otra modalidad de movimientos en masa considerada en la leyenda son los "argayos", término habitualmente utilizado por los habitantes de Asturias y otras zonas de la parte norte de España, para referirse a los movimientos en masa. Con él se designan, en este trabajo, a los flujos de pequeñas dimensiones (orden métrico a decamético), que se desarrollan en el momento actual o en tiempos muy recientes (del orden de decenas de años), muy frecuentes en la Cuenca Carbonífera Central.

Las "avalanchas rocosas", constituyen un tipo de depósito diferenciado siguiendo la terminología de Carson y Kirkby (1972); según Varnes (1978) estos depósitos se englobarían dentro de los movimientos complejos, como rock-fall avalanche. Estos movimientos serían equivalentes a las rock avalanches descritas por Selby (1982). El término avalancha no se refiere a un tipo concreto de material o de mecanismo de rotura o transporte, sino más bien a la cinemática del movimiento del material suelto involucrado (Angeli et al., 1996).

Otras formas de depósito que se recogen bajo este epígrafe son los **coluviones** (Dietrich *et al.,* 1984; Mills, 1987; Reneau *et al.,* 1989; Jiménez Sánchez, 1994, 1997 y 2002; Domínguez Cuesta, 1998; Lang, 2003) y los canchales. La gravedad actúa doblemente en la génesis de estos depósitos: se forman como consecuencia de la acción de la gravedad y, a su vez, en ocasiones muestran evidencias de removilización posterior por la actuación de procesos gravitatorios ulteriores sobre ellos. Así, son típicas las evidencias del proceso de reptación superficial que frecuentemente se detectan sobre los depósitos de coluvión, a veces con carácter puntual y otras extendiéndose a lo largo de un área de varias decenas o centenas de metros.

Sobre los derrubios de ladera a veces se desarrollan canales o cárcavas originadas por procesos de arroyada. Estos mismos procesos producen la aparición de canales erosivos sobre el sustrato rocoso, que se recogen junto con los anteriores como **evidencias de arroyada**.

Por último existen una serie de **canales de caída de rocas** en los que puede tener lugar un funcionamiento mixto. Además de participar los mecanismos propios asociados a la gravedad, se apunta una actuación temporal como áreas de canalización de agua y esporádicamente también de nieve, dada su altitud.

#### **Formas Fluviales**

Bajo este epígrafe se recogen únicamente formas fluviales de depósito, como son las llanuras y las terrazas aluviales.

La red hidrográfica se describe con ayuda de una serie de perfiles transversales y longitudinales a los valles. Se ha recogido en una cartografía individual para facilitar su lectura.

#### **Formas Torrenciales**

Los elementos considerados en este apartado se corresponden a formas de depósito y de erosión.

Las cuencas torrenciales se recogen como formas erosivas y se asocian a las cabeceras de algunos valles. Ocasionalmente, a la salida de dichos valles se conservan los depósitos del material erosionado y transportado a lo largo de todo el valle. Por su morfología se denominan abanicos torrenciales.

#### Formas Kársticas

Las formas kársticas desarrolladas en la zona de estudio se corresponden con dolinas. Presentan escaso desarrollo ya que las litologías calcáreas no alcanzan grandes extensiones.

### Formas Antrópicas

Algunas de las formas tanto erosivas como de depósito que caracterizan el relieve actual han sido generadas por la actividad humana. Entre ellas se recogen las formas extractivas producidas por las canteras de áridos calcáreos o por la minería de carbón a cielo abierto.

Las áreas en las que se ha generado un depósito antrópico corresponden a escombreras procedentes de los desechos del carbón o bien a rellenos en explotaciones ya abandonadas y sometidas a un proceso de restauración.

# 2.4.3. Restitución e incorporación a un SIG

Tras la recopilación de la información sobre la fotografía aérea en el campo se realizó una restitución de ésta sobre un soporte topográfico a la escala 1:25.000. Este mismo proceso se ha seguido en la subcuenca del río Santa Bárbara a escala 1:5.000.

El paso posterior en el proceso de tratamiento de la información es la introducción en el Sistema de Información Geográfica, previa digitalización sobre tablero mediante el *software* AutoCAD, siguiendo los pasos de georeferenciación, etc., del mismo modo que se ha descrito para la capa de la topografía.

El conjunto de mapas almacenados en formato vectorial consta de una información que consiste en una serie de puntos y líneas georeferenciados mediante sus coordenadas correspondientes UTM en el huso 30. Además, en el Sistema de Información Geográfica se introduce una información alfanumérica descriptiva que se recoge en tablas de atributos relacionadas con los elementos gráficos correspondientes. Parte de esta información es generada directamente por el SIG, como los datos de superficie de polígonos o longitud de líneas, etc.; además se puede almacenar otra información como atributos que hacen referencia a diferentes características de los puntos, polígonos o líneas. Esto permitirá la extracción de datos y la realización de cálculos y análisis estadísticos, sobre las características de uno u otro tipo de depósito caracterizado por un código asignado en un determinado campo de las tablas de información alfanumérica. De este modo, además de facilitarse la edición del mapa geomorfológico final se podrán obtener datos cuantitativos y realizar cruces con otras capas de información complementarias, como pueda ser la topografía o la vegetación, entre otras, e interpretar la posible relación de las intersecciones.

#### 2.5. Datación de movimientos en masa

La interpretación geomorfológica del área de estudio, así como el estudio de la peligrosidad ligada a las inestabilidades de ladera, suponen una aproximación temporal al momento en que se han producido las inestabilidades. Para ello se pueden efectuar tanto dataciones relativas como absolutas. Estas últimas son más difíciles de establecer puesto que no siempre se tiene la fortuna de hallar material susceptible de ser datado.

De modo sistemático se ha realizado un esfuerzo por extraer en los diferentes cortes de las formaciones superficiales muestras susceptibles de ser datadas, como pueda ser el caso de fragmentos de troncos. Tan sólo en un depósito se ha podido hallar material válido para efectuar la datación.

El material carbonoso que se extrajo fue enviado, previa preconcentración manual, para su datación a los laboratorios de Beta Analytic, en U.S.A. Este laboratorio aplica inicialmente un pre-tratamiento para aislar el ¹⁴C y eliminar los componentes carbonosos secundarios, mediante la técnica ácido-álcali-ácido. La datación se realiza mediante la técnica radiométrica que analiza el benceno (92% de C) que se ha sintetizado a partir del Carbono. Utilizando un espectrómetro de alta sensibilidad se mide el ¹⁴C contenido y, posteriormente, se realiza una calibración de la edad para transformar los años BP en años de calendario.

Además de las dataciones absolutas, las relaciones espaciales entre los distintos depósitos permiten establecer una cronología relativa (Lomoschitz *et al.*, 1992; Cendrero *et al.*, 1994; Rodríguez, 1996; Jiménez Sánchez, 1997; Lang *et al.*, 1999; Jiménez Sánchez *et al.*, 1999).

#### 2.6. Uso del SIG

#### 2.6.1. Introducción

Para el desarrollo de gran parte del presente trabajo (tanto almacenamiento de datos como análisis y representación cartográfica) se ha utilizado una herramienta denominada Sistema de Información Geográfica, S.I.G.

Aunque han sido definidos de modos muy diversos según diferentes autores, los Sistemas de Información Geográfica, (también llamados G.I.S., del

inglés *Geographical Information Systems*) pueden definirse como: "Un conjunto de herramientas para reunir, computerizar, almacenar, recuperar, transformar y cartografiar datos espaciales sobre el mundo real para un conjunto particular de objetivos" (Burrough, 1988).

De modo genérico podemos decir que un SIG es una base de datos georeferenciada. Es decir, una base de datos que va más allá del puro almacenamiento de datos de un modo más o menos ordenado, haciendo referencia a unidades gráficas que representan características o propiedades del terreno, sucesos, etc., cuyo significado espacial es relevante para nuestro análisis.

Bosque Sendra (1997), realiza un esquema histórico del origen y evolución de los Sistemas de Información Geográfica. Sitúa su inicio en Canadá, en el año 1964, cuando comenzó a funcionar el *Canadian Geographical Information System (CGIS)*. Desde aquella primera etapa hasta nuestros días, han sido muy numerosos los problemas tanto técnicos como conceptuales cuya resolución ha ayudado al avance y al alcance del alto nivel de rendimiento que hoy en día ofrece un SIG. Obviamente, los grandes avances tecnológicos han ayudado al desarrollo de sistemas informáticos mucho más rápidos y eficaces, lo cual ha repercutido en el perfeccionamiento del SIG. Además, la aparición de nuevas fuentes de datos digitales (como es el caso de la teledetección) han hecho de los Sistemas de Información Geográfica herramientas de trabajo casi imprescindibles.

El modelo de datos utilizado por los SIG los divide en dos grandes grupos: SIG vectoriales y SIG matriciales o de tipo *raster*. El modelo vectorial representa los objetos espaciales codificando, de modo explícito, sus fronteras (el límite o perímetro que separa el objeto de su entorno). Las líneas que actúan de fronteras son representadas mediante las coordenadas de los puntos o vértices que delimitan los segmentos rectos (Bosque Sendra, 1997).

En cambio, los SIG matriciales representan el valor de la variable sobre la que se está trabajando mediante una rejilla de espaciado y forma regular (pueden ser *pixels* de forma cuadrada, rectangular, triangular o hexagonal), de tal modo que los límites entre los objetos espaciales quedan representados de forma implícita en función de la variable que caracteriza dicho objeto. En cada celda de la rejilla se almacenará el valor que el mapa analógico adopta.

La elección de un modelo u otro dependerá de varios factores: previsión de los análisis que se van a realizar, prestación del equipo informático, disponibilidad de *Hardware* y *Software*, etc. En este trabajo se han utilizado ambos tipo de modelos. Para la elaboración del Modelo Digital del Terreno (MDT) y los modelos derivados se ha utilizado el tipo *raster*. La gestión de las otras capas de información como la geología, geomorfología y vegetación, se ha llevado a cabo con un modelo vectorial de datos.

Actualmente se tiende al establecimiento de lo que se denomina *modelo de datos orientado a objetos*. Se tiende a que el elemento gráfico haga referencia al "comportamiento" y al "contexto" del elemento real que representa (Jarque, 2000).

# 2.6.2. El SIG en este trabajo

El programa (*software*) utilizado ha sido ArcInfo, Sistema de Información Geográfica desarrollado por el *Enviromental System Research Institute, Inc.* (ESRI). Se caracteriza por dos elementos diferenciados:

- •Sistema **ARC**: maneja las coordenadas y la topología de los elementos gráficos.
- •Sistema de base de datos relacional **INFO**: almacena y gestiona información alfanumérica asociada a los elementos gráficos.

Inicialmente se utilizó la versión 7.1 sobre una estación de trabajo bajo sistema operativo UNIX. Posteriormente y en toda la última etapa se ha trabajado con la versión 7.2.1 que funciona en un PC bajo el sistema operativo Windows NT.

Una cuestión importante cuando se está trabajando con información digital en un Sistema de Información Geográfica es la de documentar muy bien el origen, detalle, proyección, etc. de los datos así como los pasos seguidos para generar cualquier mapa que se pueda extraer del cruce de dos o más previos, a los que se les puede otorgar distintos pesos. Esto es lo que en lenguaje del SIG se conoce como *metadatos*. Actualmente la Organización Internacional de Estándares se encuentra desarrollando la estandarización de la información geográfica, después de haber lanzado ya el borrador ISO, 19115 (15046-15) (Bernabé *et al.*, 2001). En un trabajo de investigación como éste resulta obvia la necesidad de ir documentando todo el proceso, citando el origen de los datos, las características del proceso de digitalización y la metodología de análisis, con lo que, aunque se retomara esta investigación después de unos años, se podrían reproducir los resultados y continuar con la investigación a partir de la documentación que se ha generado.

Se puede decir que el uso del SIG ha sido fundamental en este trabajo de investigación, ya que ha permitido procesar gran cantidad de información manejando todas las capas de un modo rápido y eficaz, permitiendo además actualizar constantemente los datos y realizar salidas gráficas a cualquier escala. Además, la posibilidad de generar un Modelo Digital de Elevaciones y otros modelos derivados a partir de la topografía digital resulta de gran ayuda

para el estudio geomorfológico regional y para la zonificación de susceptibilidad del terreno.

# 2.6.3. El Modelo Digital del Terreno

En los últimos años el estudio del relieve se ha visto notablemente favorecido por el uso cada vez más extendido de los Sistemas de Información Geográfica (SIG). Las mejoras técnicas en cuanto a la capacidad resolutiva de los equipos han ampliando notablemente la capacidad de trabajo con mayor volumen de datos en menor espacio de tiempo. Por otro lado, el avance en el conocimiento del comportamiento de la naturaleza y la capacidad de traducir este comportamiento en abstracciones matemáticas o algoritmos, han hecho de los SIG una herramienta clave para el análisis geológico, geomórfológico o de riesgos geológicos, entre otros muchos.

En el ámbito de la Geología son muy numerosos y diversos los trabajos que utilizan los Modelos Digitales del Terreno (MDT) como base para el enfoque y el desarrollo de su estudio. Desde la investigación de tasas de erosión (Roessner *et al.*, 1997), pasando por estudios estructurales de grandes zonas (Pike *et al.*, 1989; Sánchez, 2000) al análisis de formas del relieve, como los llevados a cabo por Reichenbach *et al.* (1992) y Carrara *et al.* (1995).

"Un Modelo Digital del Terreno representa generalmente la topografía del terreno, es decir, las alturas en cada punto (*pixel*) de un territorio" (Bosque, 1997). Felicísimo (1994) define un MDT como "una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de una variable cuantitativa y continua".

Los MDT obtenidos mediante la modelización matemática con un algoritmo determinado permiten realizar una abstracción del terreno, una aproximación simplificada de la realidad y, por tanto, la van a reflejar parcialmente (Laín *et al.*, 1998). Esto, que en principio se podría considerar como una limitación a la hora de llevar a cabo un análisis, por carecer de la totalidad de los datos, tiene también algunas ventajas. El carácter interactivo de los Modelos Digitales del Terreno permite al usuario poder elegir el rasgo que desea resaltar sobre los demás.

Un tipo particular de Modelo Digital del Terreno son los Modelos Digitales de Elevaciones, que constituyen la base a partir de la cual se pueden generar diversos MDT derivados, como el Modelo Digital de Pendientes (MDP), el de Orientaciones (MDO), Curvatura (MDC), etc.

Un Modelo Digital de Elevaciones se puede representar de diversas maneras, tanto en estructura *raster* como vectorial. Entre ellas están las

matrices regulares de elevaciones (modelo *raster*), las redes irregulares de triángulos (modelo TIN vectorial, *triangulated irregular network*), las matrices jerárquicas escalables (*quadtree* en modelo *raster*) o los contornos, entre otras (Felicísimo, 1994). Las dos primeras son las más ampliamente utilizadas. La estructura TIN toma como base los puntos irregularmente distribuidos de un modelo vectorial que contienen la información del valor de la altitud (z). El MDE se configura mediante la unión de una red de triángulos adyacentes que describen la superficie del terreno con diferente grado de detalle. La matriz regular es una capa *raster* que representa una variable continua a partir de la que se pueden desarrollar una serie de procedimientos aritméticos con el fin de obtener nueva información a partir del MDE original (Barredo *et al.*, 1996). En este modelo el valor de la altitud se le asigna a cada *pixel* o unidad básica de superficie que "teselan" el terreno con una distribución regular (Felicísimo, 1994).

Importantes organismos han elegido el modelo de datos *raster*. Como ejemplos están el United States Geological Survey (USGS) con la elaboración de un MDE de elevada calidad, o el Instituto Geográfico Nacional español (IGN), cuya elaboración del MDT25, comenzado en el año 92, ha seguido esta metodología (Rodríguez *et al.*, 1997). Igualmente en este trabajo se ha optado por una estructura matricial de los datos.

# 2.6.4. El MDT en este trabajo

En este trabajo se han elaborado dos Modelos Digitales del Terreno con características y finalidades muy diferentes. Inicialmente se elaboró un MDT a partir de la topografía a escala 1:25.000 cuyas características y origen se han detallado en el apartado 2.4.1.1. Para la realización de este modelo se digitalizaron previamente los puntos acotados y las curvas de nivel maestras, con una distancia altitudinal de 50 m. Además, se utilizan otras formas representativas del terreno, tales como líneas de ruptura de pendiente, cauces, divisorias, líneas de cumbre, etc. Una vez digitalizados se introdujeron en el SIG (ArcInfo) y ya en el sistema se sometieron a un proceso de control de calidad para detectar posibles errores.

Como se ha visto, la peligrosidad y el riesgo actual en la Cuenca Carbonífera Central están determinados por la ocurrencia de pequeños *argayos* cuyo tamaño en pocos casos llega a alcanzar representatividad en la cartografía a escala 1:25.000 (Domínguez Cuesta *et al.*, 1998). Con la idea de caracterizar esas pequeñas inestabilidades se planteó estudiar en detalle (1:5.000) la cuenca de Santa Bárbara (Figura 16). Para ello se procedió a la elaboración de un MDT a escala 1:5.000, digitalizando inicialmente las curvas

de nivel maestras procedentes de la cartografía 1:5.000, publicadas por la Diputación Provincial de Oviedo y por el MOPU (realizadas en los años 1969-70 y 1979 respectivamente). Posteriormente se pudo disponer de una cartografía a escala 1:5.000 de toda Asturias que publicó la Consejería de Infraestructuras y Política Territorial del Principado de Asturias (Dirección General de Ordenación del Territorio y Urbanismo), en el año 2000. Esta topografía se distribuye en ficheros .dgn (de Microstation) para cada hoja 5000. La información sobre lo que representa cada tipo de línea, punto o polígono viene dada por una serie de campos del archivo .dgn, como son el igds-layer, igds-level, igds-color, etc. Para la elaboración del Modelo Digital de Elevaciones a escala 1:5.000 (MDE5), se extrajeron las líneas correspondientes a curvas de nivel junto con puntos acotados de los ficheros .dgn y posteriormente se transformaron a coberturas de ArcInfo.

Aunque finalmente se haya podido contar con un MDT de toda la zona a una escala más detallada, 1:5.000 (MDT5), el modelo planteado inicialmente a escala 1:25.000 (MDT25) presenta algunas ventajas que hacen que no quedara totalmente invalidado. Entre estas ventajas está el hecho de ser un modelo mucho más "ágil" a la hora de representarlo y manipularlo, ya que su menor detalle hace que sea más económico en recursos de *hardware*.

# **2.6.4.1. Errores y MDE**

Una vez que se han generado las coberturas es necesario someterlas a un control de calidad para detectar posibles errores. La presencia de puntos o curvas de nivel sin cota o con cotas erróneas suelen ser los más comunes. También es frecuente la presencia de curvas de nivel discontinuas o bien curvas que se cruzan con otras, lo que no debe ocurrir nunca. En el caso de la red hidrográfica, es fundamental que las líneas tengan definido el sentido real de avance del agua. Todos estos errores han de ser detectados y subsanados, antes de realizar el modelo.

El modelo se ha generado mediante la utilización del comando *Topogrid* del módulo GRID de ArcInfo. Una vez elaborado se ha visualizado y analizado pormenorizadamente para detectar posibles errores de tipo atributivo (Felicísimo, 1994) que hubieran podido pasar desapercibidos en el proceso anterior. Entre ellos está la existencia de zonas planas aterrazadas entre dos escarpes, originadas por la ausencia de datos entre dos curvas de nivel suficientemente separadas. La existencia de huecos y bultos anómalos se puede deber a errores en los puntos de cota o a ausencia del dato de altitud. Puede haber también áreas más o menos amplias con un aspecto más regular y homogéneo que el resto del modelo. Esto es debido a que el proceso de interpolación se caracteriza por un radio que refleja la distancia de búsqueda y

Capítulo 2

si la densidad de puntos es muy baja, interpolará con poca información y se generarán esas superficies de aspecto "suavizado".

En el caso de detectarse alguna anomalía en el modelo, habrá que buscar el origen de la misma en las curvas de nivel, los puntos acotados, las líneas de ruptura, etc., subsanarlo y posteriormente volver a interpolar para generar un nuevo modelo. Cuando se dispone de toda la información en un aceptable estado se puede ya crear el Modelo de Elevaciones definitivo (Figura 17).

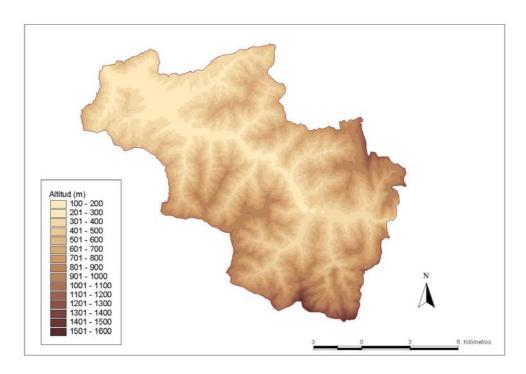


Figura 17.- Modelo Digital de Elevaciones (MDE5) de la zona de estudio.

A partir del modelo se pueden establecer ya algunos resultados como es la distribución de las elevaciones en la zona de estudio, con valores medios de 52 m de altitud.

# 2.6.4.2. Modelos derivados del MDE

A partir del MDE5, mediante diversos algoritmos matemáticos, se han desarrollado nuevos modelos digitales del terreno cuya precisión está directamente relacionada con el modelo de elevaciones.

### Modelo Digital de Pendientes (MDP)

La pendiente es, junto con la geología y la vegetación, una de las variables fundamentales a la hora de establecer zonificaciones de peligrosidad asociada a las inestabilidades de ladera.

Como es conocido, la pendiente se puede definir como "la variación de la altura entre dos puntos del territorio con relación a la distancia que los separa" (Bosque Sendra, 1997). Se puede expresar en tantos por ciento o en grados. El porcentaje representa la relación entre la altura y el desplazamiento en la horizontal. El empleo de la escala en grados es más conveniente, ya que de ese modo la gama de valores se limita entre 0 y 90 grados (Chacón *et al.*, 1993).

El procedimiento para calcular la pendiente de un punto supone la obtención de un plano tangente a la superficie en dicho punto. Dicho plano estará caracterizado por dos parámetros fundamentales que son el gradiente y la orientación, es decir el ángulo máximo respecto a un plano horizontal y la dirección de la línea de máxima pendiente. Se realiza basándose en el máximo ratio de cambio en el valor de la cota para cada celda respecto a las colindantes. Para generar el dato de pendiente de una celda se consideran 9 celdas, ya que cada una de las que se procesa es evaluada y relacionada con las 8 que tiene a su alrededor.

La utilización de un SIG permite conocer la distribución areal de la variable pendiente, tanto desde un punto de vista absoluto como relativo. El cálculo se lleva a cabo en el módulo GRID de ArcInfo mediante el comando *Slope*, en grados (°). Este comando utiliza el siguiente algoritmo para realizar la operación (Burrough, 1986):

$$rise_run = SQRT(SQR(dz/dx) + SQR(dz/dy))$$
  
 $degree_slope = ATAN(rise_run) * 57.29578$ 

donde las 'deltas' se calculan usando una ventana de 3 x 3 y las letras 'a – i' representan los valores de z en dicha ventana:

$$(dz/dx) = ((a + 2d + g) - (c + 2f + i)) / (8 * x_mesh_spacing)$$
  
 $(dz/dy) = ((a + 2b + c) - (g + 2h + i)) / (8 * y_mesh_spacing)$ 

Lo interesante de este modelo radica, más que en el dato puntual de pendiente de una zona determinada, en los cambios de pendiente. Basándose en el MDP se pueden definir áreas con pendientes homogéneas o puntos de ruptura de la pendiente, cuyo significado geomorfológico puede estar, en algunos casos, directamente relacionado con el origen de los deslizamientos. La zonificación del relieve basada en la variable pendiente siempre va a estar muy ligada a los procesos geomorfológicos.

Capítulo 2

Para el objetivo que aquí nos ocupa, es decir, el establecimiento de las condiciones en las que se producen los *argayos* actuales y/o recientes, habrá que definir una serie de rangos de la pendiente actual del terreno. Dado que a la escala a la que trabajamos un *argayo* no modificará sustancialmente la pendiente, o al menos ésta mantendrá su tendencia, daremos por hecho que el dato que nos aporta el Modelo Digital de Pendientes (MDP) del punto donde se produce el *argayo* no variará sustancialmente con su presencia o ausencia.

Los intervalos que se definen tradicionalmente para representar un MDP son muy variables. Algunos autores adoptan intervalos similares en toda la extensión de la variable (Felicísimo, 1994) y otros proponen intervalos desiguales (Demek, 1972; Pedraza, 1996; Sánchez, 2000). Trabajos previos en la Cordillera Cantábrica han considerado la pendiente con intervalos cada 10º (entre 0 y 90º), para la realización del mapa de pendientes (Jiménez Sánchez, 1994; Menéndez, 1994).

En la imagen (Figura 18) se muestra el MDP de toda la zona de estudio en la que se han representado en colores ocres las zonas con baja pendiente y en tonos marrones oscuros las de elevada pendiente, que en esta zona llegan hasta 72°. En este caso, para una mejor visualización de la varible pendiente, se han elaborado unos rangos de 7° (a excepción del primero que incluye las pendientes entre 0° y 8°). En el intervalo entre 17° y 32° se ha subdividido a su vez en clases de 3°, ya que en este lapso es donde se acumulan la mayoría de las pendientes de la zona (Figura 19): el 60% de la superficie total.

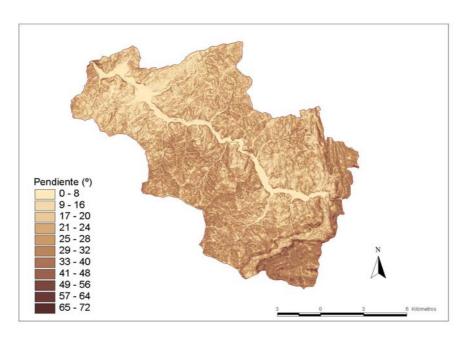


Figura 18.- Modelo Digital de Pendientes (MDP5) de la zona de estudio.

Además de influir directamente en el desencadenamiento de inestabilidades, la distribución de las pendientes ejerce también su influencia sobre otras variables que a su vez influyen en la aparición o no de deslizamientos. Tal es el caso de la distribución de la vegetación, la capacidad de retención o evacuación de las aguas de escorrentía, etc. El valor medio de las pendientes para toda la zona de estudio es de 22°.

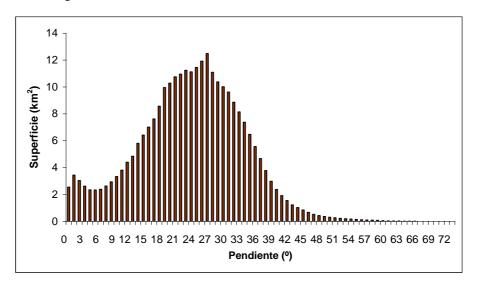


Figura 19.- Distribución de las pendientes en la zona de estudio.

Una vez que se dispone del MDP ya se puede cruzar con otras capas de información como es la cobertura de puntos que representan los *argayos* de la cuenca de Santa Bárbara. De esta manera podremos obtener el dato de pendiente que les corresponde a cada uno de ellos y tratarlos estadísticamente (apartado 2.7.4).

## Modelo Digital de Orientaciones (MDO)

Este modelo se realiza basándose en la identificación de la dirección en la que se produce el máximo *ratio* de cambio en el valor de la altitud para cada celda respecto a las 8 colindantes. Se puede decir que la orientación es la dirección de la pendiente. Al igual que en el caso de la pendiente, para generar el dato de orientación de una celda se consideran 9 celdas, ya que cada una de las que se procesa es evaluada y relacionada con las 8 que tiene a su alrededor.

El cálculo se lleva a cabo en el módulo GRID de ArcInfo mediante el comando *Aspect*, en grados (°), que identifica la dirección del máximo cambio en el valor de la z, para cada celda. La iluminación se sitúa en la parte noroeste del mapa. Para no confundir las orientaciones Norte con valores de 0° con zonas planas, es decir de pendiente 0°, el algoritmo que realiza el cálculo de la orientación les asigna un valor de –1.

El modelo de orientaciones se utiliza con frecuencia en Geomorfología y su representación se basa en la exageración virtual del relieve mediante una iluminación artificial cuyo foco se puede ubicar donde se quiera (Weibel y Heller, 1991). Con ello se consigue exagerar todas la zonas que tienen una misma orientación, sin tener en cuenta la magnitud real de la pendiente, con lo que se le asignará igual importancia a todas las áreas con una misma orientación, independientemente de su expresión en el relieve. Esto resulta interesante a la hora de destacar determinados accidentes orográficos, como puedan ser escarpes de distinto origen (fallas, resaltes litológicos, cicatrices de deslizamientos, etc.).

Los valores de orientación se expresan en grados positivos (°), y pueden variar desde 0° a 360°. Las orientaciones Norte vendrán dadas por valores entre 315° y 360° y entre 0° y 45°. Las Sur se corresponden con valores entre 135° y 225°. Orientaciones Este y Oeste se sitúan en los valores 45° a 135° y 225° a 315°, respectivamente (Figura 20). El valor promedio de orientación de la zona de estudio es de 182°.

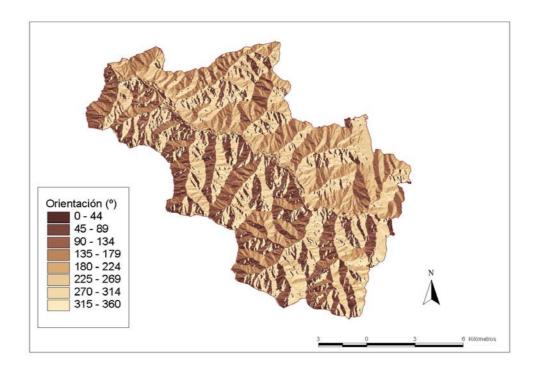


Figura 20.- Modelo Digital de Orientaciones (MDO5) de la zona de estudio.

## Modelo Digital de Curvatura (MDC)

La curvatura en un punto se puede definir como la tasa de cambio de la pendiente y dependerá de las derivadas de segundo grado de la altitud (Felicísimo, 1994). El cálculo se lleva a cabo en el módulo GRID de ArcInfo

mediante el comando *Curvature*, que identifica los cambios de pendiente en el entorno de cada punto (Moore *et al.*, 1991).

El modelo de curvatura complementa de alguna manera al de pendientes, ya que en aquel se visualizaban de igual modo los fondos de los valles que las crestas (Figura 18), mientras que en el MDC se diferencian muy bien. Las zonas convexas (valores positivos de curvatura), que corresponderían con las crestas, se representan con colores claros y las zonas cóncavas (curvatura negativa), con colores oscuros (Figura 21). Las áreas planas toman valor 0 en el modelo de curvatura.

El análisis de la curvatura resulta fundamental en modelos hidrológicos, de erosión, etc. En el caso de la peligrosidad asociada a las inestabilidades de ladera resulta muy interesante el análisis de la curvatura, por cuanto representa las áreas que potencialmente pueden sufrir movimientos (áreas ligeramente cóncavas o planas).

La curvatura puede tomar valores positivos, que caracterizan a las zonas convexas, o negativos, si se trata de zonas cóncavas. Aunque depende del tipo de relieve de que se trate, habitualmente la curvatura varía entre -4 y 4. Estos límites se excederán en aquellos casos en los que el relieve sea muy abrupto. El valor promedio que toma la curvatura en la zona de estudio es de -0,02.

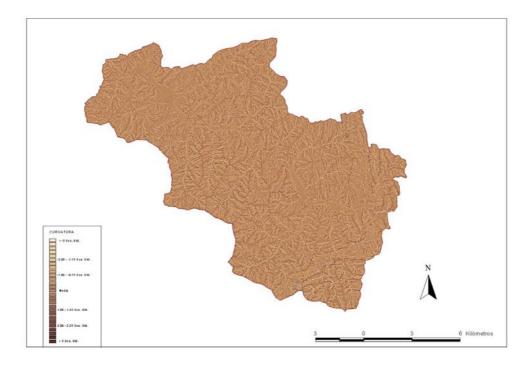


Figura 21.- Modelo Digital de Curvatura (MDC5) de la zona de estudio.

## 2.7. Análisis de la susceptibilidad

#### 2.7.1. Introducción

En el apartado 1.1 se ha definido la peligrosidad como aquel elemento integrador del riesgo que hace referencia a las características físicas del proceso y a la probabilidad de que un determinado proceso natural se dé en un área concreta. La propensión del terreno a deslizarse viene dada por la susceptibilidad.

Para llevar a cabo un análisis de la susceptibilidad ante las inestabilidades de ladera, se asume el principio del actualismo (Hutton, 1795), es decir, que las condiciones que las produjeron en el pasado son las mismas que pueden provocar su aparición en el momento actual o en el futuro.

Existen numerosos factores que influyen, en mayor o menor grado, en el desencadenamiento de la inestabilidad (Terzaghi, 1950; Varnes, 1978; Crozier, 1986; Brunsden, 1993; Cendrero y Dramis, 1996; Cruden and Varnes, 1996; Pasuto *et al.*, 1996; Domínguez Cuesta *et al.*, 1998; Zêzere, 1999; Jiménez Sánchez, 1997 y 1998; Jiménez Sánchez *et al.*, 1999; Shmidt y Beyer, 2003). Aunque es imposible controlar todos los que participan y en qué medida, se puede intentar realizar una aproximación mediante una simplificación de la realidad, sintetizando aquellos factores cuya presencia o ausencia sea más significativa, con todas las limitaciones que ello supone.

Las hipótesis predictivas tratan de determinar espacialmente el lugar susceptible de sufrir una rotura, ya que en función de los parámetros considerados se puede realizar una previsión espacial con un elevado grado de certeza. Sin embargo, estos modelos raramente se pronuncian acerca del desarrollo en el tiempo de los movimientos en masa porque lo más complicado es establecer relaciones entre deslizamientos y períodos de retorno (Van Westen *et al.*, 1997) o, dicho de otro modo, podemos establecer con un elevado grado de certeza el dónde pero no el cuándo.

Ya se ha comentado que los *argayos* son los procesos que determinan las situaciones de peligrosidad actual en la zona de estudio. Si logramos determinar las condiciones en que éstos se producen, estaremos en disposición de predecir espacialmente su desencadenamiento, delimitar las áreas susceptibles y tomar medidas preventivas. En este proceso va a ser fundamental el análisis estadístico de las variables que caracterizan los puntos *argayados* en la cuenca de Santa Bárbara.

## 2.7.2. Antecedentes metodológicos

Metodológicamente para llevar a cabo un análisis de la susceptibilidad es necesario tomar una serie de decisiones previas, como la elección de escala de trabajo, variables, unidades, tratamiento y representación final, etc.

La escala de trabajo se definirá según la problemática que se esté considerado y será necesario tener en cuenta los objetivos concretos que se planteen en el trabajo (Irigaray y Chacón, 2003). Vendrá determinada por una serie de variables: área de estudio, tamaño de los movimientos, etc. En trabajos previos (IGME, 1986; King, 1987; González *et al.*, 1992) se ha desarrollado un esquema de tipo "zoom" con tratamiento del problema a varias escalas como el que se va a desarrollar aquí, pasando de la escala 1:25.000 para toda el área a la 1:5.000 para las subcuenca de Santa Bárbara y de La Hueria, donde se establecerá y se validará respectivamente el modelo que luego se extrapolará a toda lo zona de estudio.

En un trabajo de este tipo, en función de la escala que se adopte, se definen diferentes grados de magnitud en lo que se refiere a las unidades a considerar. Así, algunos autores trabajan con celdas de pequeño tamaño (celdas de tipo grid), o bien lo que llaman "unidades de ladera" (Carrara et al., 1991 y 1992; Carrara, 1995; Chung et al., 1995), que serán definidas en función del detalle que alcance el estudio y de la tipología, morfología, etc. del movimiento que se vaya a estudiar. Otro tipo de unidades pueden ser las clásicas unidades geomorfológicas o las que llaman de "condición única" (Chung et al., 1995), referidas a la categorización de una variable dentro de una misma capa, que son las utilizadas en este trabajo en las capas de geología, vegetación y geomorfología. En el resto de capas se han utilizado celdas de tipo grid. El tamaño de las unidades va a condicionar en gran medida los resultados, ya que cuanto mayores sean las celdas, la posibilidad de variabilidad dentro de ellas se incrementará y, por tanto, más inexactas serán las conclusiones que se puedan extraer (Chung y Fabbri, 1993; Van Westen et al., 1997).

Ya se ha visto que los factores que influyen en la desestabilización de una ladera pueden ser muchos. Al abordar un estudio como éste, que trata de establecer un modelo, la cantidad y tipología de las variables que se investiguen dependerán de los medios de los que se disponga, la accesibilidad en el campo, el grado de conservación de los movimientos, etc. En principio, se puede establecer un modelo tan sencillo como se quiera, considerando únicamente aquellos parámetros que estén a nuestro alcance. En la bibliografía se pueden encontrar estudios que van desde los modelos más sencillos, en los que además de tener en cuenta el inventario de los movimientos en masa, únicamente se cruzan una o dos capas de información (generalmente geología

y/o pendiente) (Blanc y Cleveland, 1968; Brabb et al., 1972; Lucini, 1973; Obermeier, 1979; Irigaray, 1990 y 1995), a otros que utilizan un elevado número de variables (Carrara et al., 1991; Van Westen, 1993; Rengers et al., 1998). Tanto unos como otros pueden resultar útiles y, obviamente, la utilidad del modelo no tiene por qué guardar relación directa con la complejidad y cantidad de variables que incorpore. Se trata de conseguir un cierto equilibrio entre el coste en la etapa de recogida de datos y la extracción de resultados favorables. En los modelos en los que las variables consideradas son muy numerosas se realizan análisis estadísticos que determinan el grado de influencia de cada una de ellas en el resultado final, el tipo de relaciones de dependencia, etc., que normalmente acaban por eliminar variables para optimizar el modelo final.

Los parámetros a considerar pueden ser referidos al clima (volumen de precipitaciones, lluvia acumulada, etc.), a la ladera (morfología, uso del suelo, litología, etc.), a la zona de rotura (medidas de la cicatriz, espesor de la formación superficial, etc.) o a la masa movilizada (ángulos, dimensiones, volúmenes, alcance, etc.). Los parámetros morfométricos (Skempton, 1953; Brunsden, 1973; Varnes, 1978; Baeza, 1994) se utilizan con la finalidad de caracterizar la tipología de los movimientos. Aunque son muy interesantes desde el punto de vista del riesgo por cuanto nos dan idea del alcance de la masa movida (*runout*), lo cual está directamente relacionado con los daños que se puedan ocasionar (Dai y Lee, 2002; Chen y Lee, 2003), no aportan gran cosa acerca del lugar ni del momento en los que se pueden desencadenar futuros movimientos.

En el apartado 2.2, donde se habla de la base de datos generada con los datos recogidos en la prensa, se menciona la relación casi constante entre las lluvias y el desencadenamiento de inestabilidades (a excepción de los generados por intervenciones humanas). Así pues, los parámetros climáticos pueden ser explotados con vistas a analizar el desencadenamiento de las inestabilidades en el tiempo (Terlien, 1998; Schmidt and Beyer, 2003). Aquí se persigue la localización espacial, determinando qué áreas son susceptibles de sufrir estos procesos, por lo que se puede decir que no son imprescindibles para este objetivo.

Los parámetros de los que se puede extraer más información, en el sentido que nos interesa en este trabajo, son los relativos a la ladera. La morfología de la ladera, que viene dada por sus valores de pendiente, orientación y altitud, entre otros, va a ser determinante en la producción de inestabilidades, ya que influye directamente en su respuesta hidrológica (Borga *et al.*, 1998). Los usos del suelo influyen en gran medida y, a su vez, están determinados por la litología y la presencia y naturaleza de la vegetación. En la Tabla IV se resumen las variables consideradas en este estudio de peligrosidad espacial. Las variables extraídas del MDT son de tipo

cuantitativo y el resto de tipo cualitativo y, por lo tanto, requerirán tratamientos diferentes.

Tabla IV

Variables consideradas para establecer el modelo de susceptibilidad

Extraídas del MDT	Otras variables
Altitud	Presencia de argayos
Orientación	Geología
Pendiente	Geomorfología
Curvatura	Vegetación

Ya se ha explicado (Apartado 2.6.4) cómo a partir de la topografía (curvas de nivel y puntos acotados) en formato digital, se puede generar el Modelo Digital de Elevaciones (MDE) y extraer otros modelos derivados, como el de Pendientes, Orientaciones, etc. Además, contamos ya con otra información digital que podemos introducir en el SIG, como es la vegetación, la geología y la geomorfología que, junto con la presencia de *argayos* será clave para establecer el modelo. Estas variables introducidas en el sistema (tanto cuantitativas como cualitativas) habrán de ser analizadas y categorizadas para poder analizar su comportamiento y aplicar posteriormente un tratamiento estadístico.

Una vez que se han seleccionado las unidades y transformado en cuantitativos los parámetros que se van a considerar, el siguiente paso será llevar a cabo el análisis de la susceptibilidad. En este tipo de trabajos se persigue conseguir una cartografía del territorio que lo zonifique en función de sus diferentes grados de susceptibilidad a los movimientos del terreno. Estos mapas se pueden establecer siguiendo diferentes metodologías (Corominas, 1987, 1992; Irigaray y Chacón, 2003): desde los mapas basados en la geomorfología como son los geomorfológicos o los mapas-inventario, a los basados en datos instrumentales, o en técnicas estadísticas de tratamiento de datos o mapas realizados según ponderaciones relativas de los distintos factores que influyen en la susceptibilidad. Cada uno de ellos presenta ciertas ventajas e inconvenientes, como se verá a continuación.

Los mapas inventario, que consisten en una cartografía directa de los movimientos de ladera, pueden ir desde los más sencillos en los que únicamente se identifican y localizan las inestabilidades sin precisar su tipología (Nilsen, 1971) a otros cada vez más complejos en los que se especifica su tipo, actividad, clasificación, densidad, etc. (Campbell, 1980; Brabb *et al.*,

Capítulo 2_____

1972). Los mapas geomorfológicos (sinópticos, media escala, gran escala, mapas de detalle) son otro tipo de zonación directa que se realizan en base a la información recogida en el campo o en archivos históricos, junto con la fotointerpretación (Brunsden et al., 1975; Kienholz, 1978). Requieren conocimientos de las técnicas de cartografía, de reconocimiento de los elementos del relieve y del paisaje y de interpretación de los procesos con los que están relacionados. Es necesario conocer previamente las características de los tipos de movimientos que se producen en la zona de estudio. En general, requieren un esfuerzo grande invertido en los trabajos de campo y fotointerpretación, ya que los diferentes grados de susceptibilidad se evalúan sobre el terreno en cada punto. Se sabe que distintos investigadores pueden hacer una diferente interpretación de la misma realidad (Van Westen, 1993; Carrara, 1995; Van Westen, 1999), debido a la propia experiencia del investigador, a la calidad de las cartografías y fotografías aéreas utilizadas, a la estación en la que se realiza la cartografía de campo, etc. Todo ello introduce un factor de incertidumbre que es difícil de ponderar. A pesar de que son caros en estos aspectos y no son reproductibles por cuanto conllevan un alto grado de subjetividad, no tienen que ser necesariamente menos fiables por ello, llegando a ser de gran utilidad una vez que el geomorfólogo que los realiza posee una gran experiencia. Aunque la metodología para realizar los mapas geomorfológicos ha experimentado un continuo desarrollo, cabe citar algunos ejemplos clásicos de mapas geomorfológicos como el de Francia (Joly y Tricart, 1970; Tricart, 1971) o el de Italia (Panizza, 1972) y otros más próximos como la cartografía geomorfológica propuesta en España en el Plan Nacional de Cartografía Temática Ambiental (Salazar y Martín-Serrano, 1998). También se pueden establecer mapas cronológicos, que caracterizan los deslizamientos desde el punto de vista de su edad absoluta o relativa (Lomoschitz y Corominas, 1992; Cendrero et al., 1993; Paniza et al., 1996; Rodríguez et al., 1996; Jiménez Sánchez, 1997; Pasuto et al., 1997; Jiménez Sánchez et al., 1999). Algunos autores van un poco más allá de la realización de un mapa geomorfógico, aunque sin llegar a desarrollar mapas de susceptibilidad sensu estricto, generando mapas de isopletas o de densidad de deslizamientos (Wright et al., 1974), mapas de unidades de ladera (Kienholz, 1984; Carrara et al., 1995, Pasuto and Soldati, 1999), mapas geoalerta (Troughton, 1974), mapas integradores sintéticos, o interpretativos (De Villota et al., 1996) o cartografía de la actividad de los deslizamientos (Canuti et al., 1979). Existen diversos ejemplos de mapas de susceptibilidad geomorfológicos (Brunsden, et al., 1975; Kienholz, 1978; Seijmonsbergen et al., 1989; Pachauri y Pant, 1992).

La instrumentación de laderas es otra técnica que aporta datos de gran precisión con los que se pueden establecer buenos modelos para caracterizar lo que está ocurriendo en una inestabilidad concreta (Graham, 1984;

Rodríguez Ortiz, 1987; Mulder y Van Asch, 1988; Gili y Corominas, 1992; Corominas *et al.*, 2000; Santacana, 2001). Estos modelos se basan en aproximaciones determinísticas a partir del establecimiento del factor de seguridad de una ladera concreta. Utilizan modelos numéricos ya establecidos, como el cálculo mediante el procedimiento de elementos finitos o el equilibrio límite. Son muy objetivos y fiables para estudios muy locales, en los que las condiciones del terreno son uniformes y se conoce muy bien la tipología de la inestabilidad pero, por ello, requieren un alto grado de simplificación (Terlien *et al.*, 1995). La toma instrumental de datos resulta muy costosa y, generalmente, muy dilatada en el tiempo y, por tanto, aunque se han llevado a cabo intentos en grandes áreas (Van Westen, 1993; Luzi y Pergalani, 1996; Terlien, 1996) son poco viables para establecer zonificaciones a escala regional, como es el caso de este trabajo.

Las aproximaciones Cuantitativas Estadísticas son métodos indirectos que se pueden utilizar cuando se dispone de un número suficiente de datos y presentan la ventaja de ser muy objetivas y, por tanto, reproducibles por diferentes científicos. Además, permiten regionalizar los resultados y extrapolarlos a otras zonas diferentes con características similares.

Dentro de ellos, se pueden llevar a cabo desde análisis univariante a bivariante o multivariante. Los métodos más utilizados son la Regresión Múltiple y el Análisis Discriminante (Jones *et al.*, 1961; Carrara, 1983a y b; Carrara *et al.*, 1991 y 1995; Baeza, 1994; Irigaray, 1995; Chung *et al.*, 1995; Yin y Yan, 1998; Dhakal *et al.*, 1999; Santacana, 2001; Remondo, 2001; Dai y Lee, 2002), ambos pertenecen a las técnicas estadísticas multivariantes.

El análisis Discriminante permite diferenciar entre poblaciones distintas que están caracterizadas por las mismas variables dentro de una misma muestra. El objetivo de esta técnica es hallar la Función Discriminante que definirá las diversas poblaciones. Es un método muy potente que permite manejar grandes cantidades de datos, extrayendo y dando un peso determinado a aquellas variables que mejor caracterizan el problema. Las técnicas de Regresión Múltiple consideran una población única y varios grupos de variables y buscan las relaciones explicativas entre las diferentes variables. Se trata de establecer la influencia de un grupo de variables independientes sobre una o más variables dependientes. Un tipo especial de análisis de Regresión es la Regresión Logística, en la que el resultado esperable del análisis únicamente puede tomar valor 1 ó 0. En esta técnica se persigue modelizar cómo influye en la aparición de un suceso dicotómico, la presencia o no de determinados factores y el valor de los mismos. Por ello, ésta técnica sería adecuada para llevar a cabo el análisis en este trabajo, en el que se trata de caracterizar la aparición de los argayos.

En ambos métodos los resultados son funciones basadas en la combinación de los factores de mayor significación estadística para definir las condiciones de inestabilidad, basadas en la presencia/ausencia de inestabilidades.

Los métodos estadísticos univariantes utilizan, en algunos casos, el análisis condicional, evaluando la relación probabilística que existe entre diversos factores influyentes en las condiciones de inestabilidad y la ocurrencia de deslizamientos. Obtienen una probabilidad condicionada de cada factor a la presencia o ausencia de deslizamientos. Para integrar esta información se utilizan las Funciones de Favorabilidad -funciones que transforman la información espacial del terreno en valores numéricos 0 ó 1 de aptitud o favorabilidad del terreno a deslizarse en función de la probabilidad condicionada (Chung y Fabbri, 1993)-. Las Funciones de Favorabilidad se pueden utilizar según la teoría de probabilidades, la de conjuntos difusos y la teoría evidencial (Chung y Fabbri, 1993; Remondo, 2001). Como resultado se obtiene un mapa de polígonos que son las unidades de condición única.

Los métodos estadísticos bivariantes se basan en el análisis cruzado de distintas capas de información. Generalmente, lo que se hace es ir cruzando cada mapa que contiene la distribución de un determinado factor y el inventario de movimientos de ladera. Así, se pueden extraer como resultado la relación entre la distribución de los deslizamientos y cada clase del factor considerado, pudiendo establecerse clases ponderadas en cuya creación puede intervenir también la experiencia y el criterio del investigador. También se pueden combinar varios mapas de factores en uno único de unidades homogéneas que posteriormente será comparado con el de distribución de inestabilidades (Irigaray y Chacón, 2003).

Entre los distintos procedimientos que se enmarcan dentro de este metodo cabe destacar en primer lugar el método de la matriz (DeGraff y Romesburg, 1980; Irigaray, 1995; Fernández et al., 1997; Irigaray et al., 1999; Fernández, 2001; El Hamdouni, 2001) que, aunque no predice la susceptibilidad absoluta a los deslizamientos, sí permite evaluar la inestabilidad potencial relativa. En segundo lugar está el método del valor de información -information value- (Yin y Yan, 1988; Kobashi y Suzuki, 1991; Irigaray, 1995), en el que el grado de susceptibilidad viene dado por el valor de información total en cada punto. Por último, cabe mencionar el método de la indexación (CEOTMA, 1984; Rogers y Sitar, 1994; Irigaray, 1995), en el que la susceptibilidad se establece en 5 niveles relativos en función de la importancia relativa de cada factor y de cada clase dentro de un factor.

Finalmente, están los modelos basados en la **Aproximación Cualitativa Heurística** (método subjetivo que establece una zonificación basada en la opinión del experto), que categorizan los factores según la influencia que se

espera que tengan en la generación de inestabilidades (Brabb et al., 1972). En ellos se establece una susceptibilidad relativa, basada en la combinación de distintos factores que constituyen distintas capas de información o mapas temáticos combinados para establecer el mapa de susceptibilidad final. Son costosos en el proceso de adquisición de datos y presentan un elevado grado de subjetividad a la hora de ponderar los factores, pero se pueden automatizar varias partes del proceso de recogida y análisis de los datos mediante el uso de un Sistema de Información Geográfica (Brabb et al., 1972; Carrara, 1984; Chacón et al., 1992; Irigaray, 1995). Entran dentro de los métodos indirectos ya que se establecen nuevas zonificaciones extrapolando los resultados a otras zonas sin deslizamientos. El inconveniente es la ponderación de los distintos factores, ya que se ordenan y ponderan únicamente en base a las observaciones de campo, que a menudo resultan insuficientes para obtener datos sobre factores decisivos en el desencadenamiento de inestabilidades. Algunas comparativas entre los resultados obtenidos mediante metodologías heurísticas y las estadísticas ponen de manifiesto la menor validez predictiva de las primeras (Remondo, 2001). A pesar de todo, pueden ser útiles para trabajos regionales y adecuados para la construcción de sistemas expertos (Carrara et al., 1995). Dentro de estas técnicas se enmarcan los procedimientos que establecen la susceptibilidad en base al porcentaje de área de las zonas de ruptura (Brabb et al., 1972; Irigaray, 1990; Irigaray, 1995) o el de los intervalos de pendiente crítica (Irigaray, 1990, Chacón et al., 1992; Irigaray, 1995).

La integración de las distintas técnicas de análisis de susceptibilidad expuestas con los Sistemas de Información Geográfica ha supuesto un enorme avance en los estudios de este tipo (Chacón *et al.,* 1992; Carrara *et al.,* 1995; Irigaray, 1995). En este trabajo se aprovecharán las ventajas que el uso del SIG brinda.

En base a todo lo visto hasta aquí (escala, variables, unidades de trabajo, tipo de análisis, etc.) se pueden caracterizar las áreas susceptibles de sufrir deslizamientos y establecer zonificaciones de diversos tipos: mapas Binarios (con distinción entre zonas susceptibles y no susceptibles), Ordinarios (con varios niveles de peligrosidad) y otras zonificaciones, como las de riesgo continuo, que hacen referencia a la recurrencia del proceso y son los más difíciles de realizar. En este trabajo se establecen mapas ordinarios de "tipo semáforo", zonificando el terreno según su susceptibilidad en tres clases: baja, moderada y alta (Chacón *et al.*, 1992).

#### 2.7.3. Tratamiento de las variables cualitativas.

El análisis de la peligrosidad espacial en este trabajo se ha realizado mediante el tratamiento de todos los datos en el Sistema de Información Geográfica, ArcInfo. Para ello ha sido necesario introducir adecuadamente en el sistema toda la información recopilada tanto de variables cuantitativas como cualitativas, organizada en capas que podrán cruzarse entre ellas, dándoles mayor o menor peso, para establecer el modelo de susceptibilidad a los deslizamientos. En cuanto a las variables cualitativas, cuatro son fundamentalmente las que se van a utilizar en el modelo: la presencia de *argayos*, la litología, la vegetación y la geomorfología (Tabla IV). Seguidamente se describen en los distintos apartados el proceso que se ha seguido con cada una de ellas.

# 2.7.3.1. Introducción de la capa de pequeños movimientos en masa (*argayos*).

Para establecimiento del modelo de susceptibilidad se han recogido a lo largo de la cuenca del río Santa Bárbara, afluente del río Nalón por su margen izquierda (Figura 16), los datos de presencia de *argayos* reconocibles. Durante el trabajo de campo se ha recorrido minuciosamente toda la cuenca. En todos los casos se ha realizado una ficha en la que se almacenan una serie de datos de cada *argayo*: dimensiones, grado de conservación, tipo de material afectado, etc. (Figura 22).

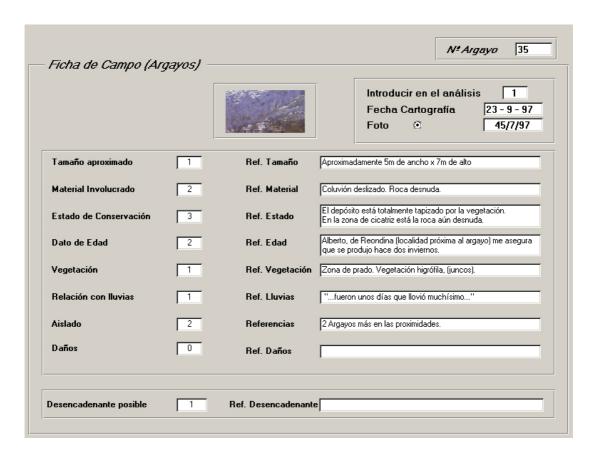


Figura 22.- Modelo de ficha en la que se recoge la información de los *argayos* hallados en la Cuenca de Santa Bárbara.

La ficha cuenta con unos campos de tipo numérico y otros de tipo texto. En los primeros se introduce la información en forma de códigos, lo que facilita su tratamiento estadístico posterior. En los campos de texto (Referencias) se ha procurado recoger todo tipo de información complementaria incluyendo lo que resulta del reconocimiento *in situ*, la trasmitida por los habitantes de la zona, etc., del mismo que en el caso explicado en el apartado 2.2 en relación con los archivos de prensa.

En total se han reconocido 67 argayos en la cuenca de Santa Bárbara, cuya posición se ha digitalizado y posteriormente se ha introducido en el Sistema de Información Geográfica, ArcInfo, generando una cobertura con información de tipo puntual (Figura 23). De este modo se obtiene una red de puntos georeferenciada que permitirá establecer relaciones con las variables espaciales, extraídas del Modelo Digital del Terreno (orientación, pendiente, altitud, etc.) u otras como vegetación, geomorfología o litología cartografiadas directamente en el campo. Al disponer de todas estas capas de información en el SIG, se podrán cruzar y así extraer la información de las condiciones concretas en las que han tenido lugar los argayos (pendiente, litología, etc.).

Capítulo 2

En general, el reconocimiento en el campo de los *argayos* pone de manifiesto que las áreas cuya cobertera vegetal consiste en zonas de prados, pastizales o helechales, son, fundamentalmente, las que sufren este tipo de procesos en la actualidad. Asimismo existen formaciones litológicas más favorables a sufrir *argayos* y otras en las que no se ha constatado la presencia de ninguno. En cuanto a la geomorfología, la existencia de recubrimientos cuaternarios parece guardar una relación estrecha con la presencia de *argayos*.

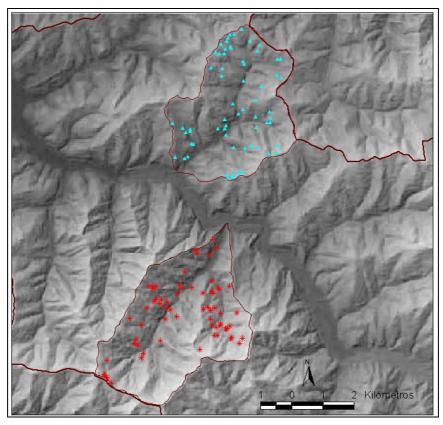


Figura 23.- Los puntos representan respectivamente los 67 *argayos* recogidos en la cuenca de Santa Bárbara (al sur) y los 64 de la cuenca de La Hueria (al norte).

Por otra parte, se han recogido datos de 64 *argayos* más producidos en la subcuenca de La Hueria (Figura 16 y Figura 23), en la margen derecha del río Nalón y en base a ellos se realizará posteriormente la validación del modelo.

## 2.7.3.2. La capa de geología del sustrato

La litología y la estructura del sustrato geológico constituye el "soporte" sobre el que tienen lugar los procesos externos. Debido a que su realización no es el objetivo de este trabajo, se ha hecho uso de la información existente elaborada por el IGME dentro del Plan Magna a escala 1:50.000. Dado que la escala de trabajo es más detallada, se han restituido las líneas de

contacto que separan las distintas litologías sobre la topografía correspondiente a escala 1:25.000.

La mayoría del territorio estudiado se ubica dentro de la Hoja 53 (Mieres), cuya realización fue llevada a cabo en 1973 (Caride *et al.*, 1973). Algunas de las Hojas colindantes, como la 54 (Rioseco) y la 79 (Puebla de Lillo), se realizaron con anterioridad (Julivert, 1970), aunque ambas han sido revisadas y publicadas nuevamente en los años 1989 y 1990 (Heredia y Rodríguez-Fernández, 1984; Álvarez Marrón *et al.*, 1988). En este período de tiempo ha evolucionado el conocimiento tanto de la litoestratigrafía como de la tectónica de la Zona Cantábrica, con lo cual han variado algunos de los criterios considerados para la distinción de las formaciones a cartografiar. Este hecho provoca, en ocasiones, la no correspondencia entre límites de hojas, de modo que, en algunos casos, se ha hecho necesaria la utilización de la fotografía aérea o del reconocimiento directo en el campo, para dar una continuidad a la información del mapa con la mayor exactitud posible.

La geología se ha introducido en el SIG como un bloque dividida en varios niveles de información:

- •<u>Dirección y buzamiento de las capas</u>, información con topología de puntos en los que, en diferentes campos, se recogen ambas informaciones que, posteriormente, se representan sobre el mapa geológico.
- •Contactos litológicos, capa con topología de líneas, cada una de ellas codificada de acuerdo con el tipo de contacto entre las diferentes litologías cercanas (Tabla V).
- •<u>Litología</u>, capa con topología de polígonos codificados según su formación litológica (Tabla VI).

Los contactos entre las distintas formaciones (normal, discordante, etc.), una vez pasados sobre la base topográfica correspondiente, se digitalizan y se transfieren al Sistema de Información Geográfica, colocando el atributo debido a cada arco (Tabla V).

Tabla V

Codificación de los contactos litológicos en el SIG.

Tipo de Contacto	Código ArcInfo
Contacto Normal	10
Contacto Discordante	11
Falla	20
Falla Deducida	21
Cabalgamiento	30

Capítulo 2

En la Cuenca Carbonífera Central la litología es bastante homogénea, con series monótonas de alternancias de lutitas, areniscas, calizas y carbón (ver apartado 1.3.6). A pesar de esta homogeneidad, existen algunos cambios litológicos que implican también diferencias en la presencia/ausencia de las inestabilidades y en su tipología. La existencia de inestabilidades actuales o de edad reciente (*argayos*) está muy ligada a las formaciones lutíticas de edad carbonífera, mientras que existen formaciones sobre las que nunca se han registrado inestabilidades superficiales de este tipo, como se verá en el apartado de Resultados. Este criterio servirá para establecer clases diferentes en función de la capa de geología que serán ponderadas teniendo en cuenta sus respectivas presencias de *argayos*.

 Tabla VI

 Codificación de la litología en el SIG (Fuente: INDUROT).

Tipo de Litología	Código ArcInfo			
Formación Láncara	105			
Formación Oville	110			
Formación Barrios	111			
Miembro Ligüeira	112			
Formación Sueve	201			
Formación Ermita	208			
Formación Vegamián	291			
Formación Alba	210			
Formación Barcaliente	211			
Paquete Fresnedo	254			
Caliza de Peña Redonda	234			
Unidad del A	Aller - Nalón			
Subhullero	235			
Caleras-San Antonio	236			
Paquete María Luisa	238			
Entrerregueras y Sorriego	239			
Pudingas	230			
Unidad de Rio	sa - Olloniego			
Paquete Canales	237			
Paquete Pudingas	240			
Paquete Esperanza	241			
Materiales pertenecier	ntes al Manto de Caso			
Formación Beleño	251			
Formación Escalada	252			
Formación Fito	253			
Materiales discordantes sobre el Carbonífero				
Formación San Tirso	401			
Materiales del Trias	420			
Cretácico Inferior	462			
Cretácico Superior	470			

## 2.7.3.3. La capa de geomorfología

En el apartado 2.4 se ha detallado el proceso de cartografía e incorporación al SIG de la información geomorfológica, que conduce a la creación del mapa geomorfológico. En este mapa se recogen tanto las formas erosivas como las de depósito. Las primeras están representadas por elementos lineales (Tabla VII) que, aunque no son muy numerosos, son fundamentales para la interpretación de la evolución del relieve (ver capítulo de Resultados).

Tabla VII

Codificación de las formas erosivas en el SIG.

Tipo de Forma erosiva	Código ArcInfo
Cicatrices de movimiento en masa	1
Canales de caída de rocas	2
Canales de arroyada	3
Cuencas torrenciales	5
Extracciones/Minas a cielo abierto	6

Desde el punto de vista de la susceptibilidad los elementos del mapa que más interesan son los recintos que recogen la información de los depósitos cuaternarios, codificados según el criterio del INDUROT (Tabla VIII). En el campo se ha comprobado que aquellas zonas donde existe una formación superficial son las que resultan más susceptibles a deslizarse, como se verá en detalle en el apartado de Resultados. Por tanto, se podrá realizar una zonificación del terreno en base a esta variable, ponderándola con la aparición o ausencia de *argayos*.

Tabla VIII

Codificación de las formaciones superficiales en el SIG (Fuente: INDUROT).

Tipo de Formación Superficial	Código ArcInfo
Coluviones	507
Canchales	501
Derrubios de ladera	504
Avalanchas de roca	511
Flujos	517
Llanuras aluviales	701
Terrazas aluviales	705
Abanicos torrenciales	611
Escombreras/rellenos	999

### 2.7.3.4. La capa de infraestructuras

La dispersión se ha señalado como una característica de la población en la Cuenca Carbonífera Central (apartado 1.3.5), lo cual conlleva la proliferación de todo tipo de infraestructuras, distribuidas igualmente de un modo disperso.

Aunque este trabajo se encamina a determinar la peligrosidad espacial del terreno en base a los movimientos de ladera, los elementos bajo riesgo constituyen la otra parte del análisis y por lo tanto será necesario considerarlos si se pretende valorar, aunque sea de modo cualitativo, dicho riesgo.

Para todo el tramo de estudio de la cuenca del río Nalón se han recogido de modo sistemático todas las infraestructuras viales como carreteras, pistas asfaltadas, etc. Posteriormente se han digitalizado e introducido en el sistema diferenciándolas mediante el código correspondiente (Tabla IX). Las poblaciones y los núcleos dispersos constituyen otra capa de información en la base de datos.

Tabla IX

Codificación de las infraestructuras en el SIG

Tipo de Infraestructura	Código ArcInfo
Autovía	10
Carretera Nacional	1
Carretera Comarcal	2
Carretera Local	3
Pista asfaltada u hormigonada	4
Pista sin asfaltar	5
Edificación	20

# 2.7.3.5. La capa de vegetación

El comportamiento geomorfológico de una determinada zona está muy ligado a la cubierta vegetal, ya que ésta constituye un elemento fundamental en la resistencia que ofrece una ladera frente a determinados procesos naturales que implican su erosión. Su influencia en la estabilidad de las laderas se puede contemplar desde dos puntos de vista: el hidrológico y el mecánico. Es de sobra conocida la utilización de la vegetación como estabilizadora de taludes, como freno de la erosión, etc. (Beaty, 1956; Rice et al., 1969; Selby, 1982; Gray and Leiser, 1982; Greenway, 1987; Merifield; 1992; Zhang et al., 1993; Franks, 1999; Dai and Lee, 2002; Zhou et al., 2002). Por otro lado, la influencia de la vegetación no vendrá dada únicamente por las características que presente su sistema radicular, sino que también dependerá

de la relación entre la infiltración y la transpiración que se dé en el terreno como consecuencia de esa vegetación (TRAGSA, 1998). Otro efecto que incide en la mayor o menor estabilidad de las laderas viene dado como resultado del incremento de peso ligado a la presencia de la vegetación (Ocakoglu *et al.*, 2002), o bien el descenso repentino cuando la biomasa es eliminada mediante talas o quemas.

Por todo ello resulta evidente la necesidad de incluir una capa en la base de datos que contenga esta información. En este sentido, se ha llevado a cabo una simplificación de los mapas de vegetación elaborados dentro del Plan de Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias (CTAPA) correspondientes a las Hojas 29-III, Oviedo-Este (Álvarez y Bueno, 1996), 29-IV, Pola de Siero (Valderrábano, 1997), 53-I, Mieres (Martínez, 1995), 53-II, Sama (Álvarez-Uría, 1995), 53-IV, Pola de Laviana (Martínez y Bueno, 1996), 54-I, Arenas (Álvarez y Valderrábano, 1995), 54-III (Rioseco), 78-II, Cabañaquinta (Álvarez y Valderrábano, 1994) y 79-I, Felechosa (Álvarez, 1994). La leyenda considerada en estos mapas contiene numerosas subdivisiones que, para el objetivo de este trabajo, no aportan información relevante. En la Tabla X se detallan las clases de vegetación que aparecen en el tramo de cuenca del río Nalón estudiado.

 Tabla X

 Codificación de la Vegetación que aparece en la zona de estudio (Fuente: INDUROT).

Vegetación	Código ArcInfo
Hayedo	100
Bosque Mixto	103
Bosque Oligótrofo	104
Rebollar	105
Abedular	109
Bosque Joven	118
Fms. Arbustivas	125
Fms. Brezo Blanco	132
Brezales Tojales	135
Aulagar	141
Zarzales	151
Prados	154
Pastos	155
Lastonares	158
Veg. Casmofítica	231
Frutales	250
Hayedos	310
Bosque Mixto	320
Bosque Oligótrofo	346
Bosque Ribereño	361
Acebedas	404

Fms. Arbustivas	415
Saucedas	438
Brezales Tojales	487

La distribución de los movimientos en masa actuales de tipo *argayo* a lo largo del tramo de la Cuenca del Nalón estudiada, se encuentra ligada mayoritariamente a las áreas cuya vegetación es de tipo herbáceo. Este hecho permitirá, como en el caso de las variables anteriores, realizar clasificaciones del terreno y observar las relaciones de presencia/ausencia de *argayos* en dichas clases, como se verá en el apartado de resultados.

#### 2.7.4. Variables cuantitativas. Análisis Estadísticos

El análisis estadístico de los datos es básico si se pretende elaborar modelos o establecer la influencia que ejercen cada una de las variables sobre la existencia o ausencia de deslizamientos. El procedimiento que se seguirá aquí con las variables cuantitativas no difiere del tratamiento que se da habitualmente a este tipo de variables. Se analizará el comportamiento de cada una de ellas mediante diversos gráficos y pruebas esto es, si se ajustan a la de una variable normal, si son independientes entre ellas, etc. El objetivo fundamental del análisis de los datos es obtener una síntesis de la variable estudiada que permita expresar sus características generales y su estructura básica de manera más económica y clara que la lectura de todos sus valores concretos. En este sentido, se pueden aplicar criterios de estadística clásica que, en general, parte de dos postulados:

- 1. Los datos recogidos forman una muestra representativa de una población mucho mayor que no se está en condiciones de representar en su totalidad.
- 2. La distribución de frecuencias de la variable sigue la ley normal o de Gauss.

Ambos aspectos son discutibles cuando se trata de poblaciones "geográficas". Además, mediante el uso de la estadística clásica se pierde información que puede ser determinante y que queda enmascarada al trabajar únicamente con medidas descriptivas de centralización o dispersión.

Existen otras vías para caracterizar las variables, como es el Análisis Exploratorio de Datos (EDA). El EDA es un planteamiento de análisis desarrollado por el matemático J. W. Tukey (1977, 1980), que se basa en una filosofía básicamente gráfica de exploración de datos estadísticos. Por ello muchas veces se la confunde con la estadística gráfica, aunque EDA va un poco más allá y se caracteriza por el empleo de procedimientos analíticos

gráficos o semi-gráficos. Una variante del EDA es el ESDA, que hace referencia a muestras de datos espaciales (*Exploratory Spatial Data Analysis*). Dos son sus ideas básicas:

- 1. La desconfianza ante las medidas estadísticas que resumen una variable, ya que siempre ocultan algo de ellas, resultando en alguna medida, engañosas.
- 2. Apertura de ideas y aptitudes. No se plantea el análisis de datos para contrastar una hipótesis previamente formulada. Su objetivo es hacer aparecer la estructura de los datos, separándola del "ruido" que puedan presentar esos mismos datos y que enmascara el comportamiento real de la variable.

Lo interesante, a nuestros efectos, es la potencia que añade la representación visual de los gráficos a las herramientas estadísticas. Los gráficos proporcionan una gran ayuda para la comprensión del significado de los resultados estadísticos.

## 2.7.4.1. El gráfico Tallo-Hojas

Entre las representaciones gráficas que adopta el EDA como modo sencillo, visual y muy útil para describir una variable, está el gráfico "Tallo-Hojas" (*Stem-and-Leaf Diagram*). Este diagrama une en un mismo esquema las características de un histograma y las de una tabla de valores.

Se representa la información de los distintos valores de cada variable, subdividiéndola en componentes. Se considera el valor numérico que toma la variable en cada punto estudiado y este valor se descompone en unidades, decenas, centenas, etc. y, en su caso, en décimas, centésimas, y así sucesivamente. Siempre, el más significativo es el que está a la izquierda, y por ello se utiliza para formar el **Tallo**. Los segundos componentes, conformarán las **Hojas** y los terceros se pueden despreciar. Además, existe una tercera columna, llamada **Profundidad**, que contiene el número de casos que cumplen las condiciones de esa fila (Figura 24). El Diagrama Tallo-Hojas de la variable no agrupa los valores en intervalos predefinidos, así, todas las Hojas están representadas y tienen un valor único.

Capítulo 2

Tallo	Hojas	Profundidad
0	0 0 1	3
0*	2 2 3	3
0**	5 5 🤇	2
0***	6 6 7 7	4
0****	889999	6
1	0001111)	7
1*	223333	6
1**	4	1
1***	666778)	6
1****	8 8 9	3
2	1 1 2)	3
2*	2	1
2**	5	1

Figura 24. Ejemplo de representación de un diagrama Tallo-Hojas.

En el capítulo de Resultados se muestran y se describen estos diagramas para todas las variables cuantitativas consideradas.

#### 2.7.4.2. El Resumen Numérico de variables

Otro modo de representar las características internas de una variable (su tendencia central, la forma y variabilidad de su distribución de frecuencias, etc.) que aporta el EDA es el "Resumen Numérico" de la variable. Se basa en la Mediana (individuo de la población que, dispuesta ésta en orden, deja por encima y por debajo respectivamente, las dos mitades de dicha población) que se caracteriza por ser una variable de tendencia muy resistente y aconsejable, por cuanto representa, con un elevado grado de fiabilidad, lo que ocurre dentro de la variable.

El Resumen Numérico ordena los casos que forman la población, dividiéndola en dos partes iguales. A su vez, estas dos mitades se pueden dividir en dos nuevas partes, a partir de sus respectivas Medianas y así sucesivamente Se van estableciendo las diferencias entre las distintas medidas a ambos lados de la Mediana y se representan en una tabla como la de la Figura 25, con la Mediana en la posición sombreada.

ESTADÍSTICO	PROFUNDIDAD	Вајо	ALTO	DIFERENCIA	MEDIA
Mediana					
Cuartil				RIC	
Extremo					

Figura 25. Esquema de representación del Resumen Numérico de una variable.

La **Profundidad** refleja la distancia entre los valores extremos y el valor central. En las columnas **Bajo** y **Alto** se representan respectivamente los valores de los cuartiles y los valores más extremos de la variable (máximo y mínimo). La **Diferencia**, como su propio nombre indica, muestra la diferencia entre los dos estadísticos con la misma profundidad. Si esta diferencia se mide entre el valor del cuartil superior (25% casos con valores mayores) y el del cuartil inferior (25% casos con valores inferiores) se tiene **el Recorrido Intercuartílico** (RIC). El RIC representa una alternativa a la medida de dispersión clásica en estadística (Desviación Típica). Este parámetro estadístico indica que el 50% de la distribución se encuentran entre ambos cuartiles, situación similar a la que sucede cuando se dice que en una distribución normal el 68.27% de los casos se encuentran entre la media o Mediana ± 1 unidad de Desviación Estándar.

En el campo **Media**, se representa el valor promedio de los estadísticos de esa fila; no debe confundirse con la Media de la estadística clásica. Su variabilidad proporciona una idea de la distribución de frecuencias y, por tanto, de si la pendiente se aproxima a un comportamiento de tipo gaussiano.

Con los valores de la Mediana y el RIC es posible detectar casos extremos (bien atípicos o bien atribuibles a un error de medida). El criterio utilizado para catalogar los datos como extremo es:

#### *Mediana+3RIC < Extremos < Mediana-3RIC*

Esto se podría representar en otro de los gráficos ideados por Tukey: "Box and Whisker Plot" conocido como Boxplot o La Caja, en el que el dato más importante es el Número de Casos, que refleja aquellos casos anómalos y que convendría sacar del análisis.

El Resumen Numérico aplicado al caso de la Pendiente y al resto de variables cuantitativas se explicará en detalle en el capítulo de Resultados.

## 2.7.4.3. Diagrama de Frecuencias

Una vez que se conoce cómo se comportan internamente las variables se puede visualizar su diagrama de frecuencias y comprobar su distribución. Para ello se establecen una serie de clases que se representan en abscisas frente a la frecuencia de aparición de eventos en cada una de las clases que se representa en ordenadas.

## 2.7.4.4. Supuesto de Normalidad

Finalmente se llevará a cabo un test de normalidad para comprobar el comportamiento de las variables cuantitativas que se van a considerar para establecer el modelo. Para ello, utilizaremos una representación gráfica que compara cada valor observado, con su valor "esperado". Este valor esperado se extrae a partir de una variable normal aleatoria, con Media y Desviación Estándar iguales a las de la variable que se está estudiando. Si la muestra ha sido extraída de una población normal, cabrá suponer que ambos puntos, el valor observado y el esperado, se encuentren en una línea recta.

La medida de la fuerza de la relación que existe entre las dos variables, se da por el Coeficiente de Correlación lineal de Pearson, **R** (también: **r**). Este estadístico refleja el grado de relación lineal que existe entre dos variables. El resultado numérico fluctúa entre los rango de +1 a -1. Su fórmula viene dada por la expresión:

$$R = \frac{\sum_{i} \left( \left( X_{i} - \overline{X} \right) \left( Y_{i} - \overline{Y} \right) \right)}{\sqrt{\sum_{i} \left( X_{i} - \overline{X} \right)^{2}} \sqrt{\sum_{i} \left( Y_{i} - \overline{Y} \right)^{2}}}$$

El valor de R = 1 indica que entre las dos variables existe una relación lineal muy fuerte y positiva. Mientras que, cuando R más se aproxima a 0, más débil es la relación lineal. El valor de 0 se interpreta como la no existencia de una relación lineal entre las dos variables. Una correlación de –1 significa que existe una relación lineal inversa perfecta (negativa) entre las dos variables, es decir, que las puntuaciones bajas en X se asocian con los valores altos en Y y viceversa.

#### 2.7.4.5. Relación entre las variables cuantitativas

Para establecer el modelo es necesario determinar el grado de relación que existe entre las diferentes variables, lo que se lleva a cabo mediante las pruebas de Correlación CHI Cuadrado y la Correlación Lineal de Pearson, respectivamente. Si las variables estuviesen relacionadas variando sistemáticamente los valores de una con los de cualquier otra, no se deberían considerar juntas para establecer la modelización, ya que introducirían información redundante.

# Prueba de Correlación CHI Cuadrado (Ji²)

Para comprobar el grado de dependencia entre las variables realizaremos la prueba de correlación CHI Cuadrado. Esta prueba estadística es un test preciso que permite comprobar si existe una diferencia significativa entre la tabla real y los valores aleatorios. Para ello se calculan las diferencias (elevadas al cuadrado y divididas por el total esperado), entre los valores de cada casilla de las dos tablas, sumándose posteriormente todas ellas. El resultado se compara con los valores de la Ji cuadrado teóricos que vienen dados por tablas estadísticas ya definidas.

#### Coeficiente de Correlación Lineal de Pearson

El coeficiente de correlación lineal de Pearson, además de utilizarse para comprobar la distribución normal de las variables, como se ha visto en el apartado 2.7.4.4, permite medir la fuerza de la relación entre dos variables. Tanto esta prueba como la anterior se aplican a todas la variables cuantitativas y los gráficos se muestran en el apartado de Resultados.

#### 2.7.4.6. Funciones de Densidad

Para llevar a cabo un análisis detallado de la distribución de los *argayos* frente a la distribución de la población general se llevarán a cabo Funciones de Densidad. Estas funciones miden la intensidad de ocurrencia; así, si la función de densidad es muy alta para un determinado valor de una variable, la probabilidad de ocurrencia en el entorno de ese valor será muy alta. En este caso, las estimaciones de las densidades se hacen a través de la función kernel de Epanechnikov cuya eficiencia es superior a otros kernels habitualmente utilizados como el rectangular, el normal o el gaussiano (Silverman, 1986), con tamaño de ventana elegida por Amice. Como resultado se obtienen unos gráficos en los que se representa la estimación de densidad de la muestra de *argayos* frente a la estimación de la densidad de la población para las distintas variables. El resultado se muestra en un gráfico como el de la Figura 26.

Capítulo 2

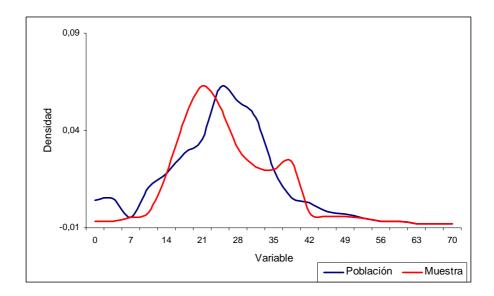


Figura 26.- Ejemplo de gráfico comparativo de las funciones de densidad de la muestra y de la población. Los valores que toma la variable en las zonas donde ambas curvas se separan son los más significativos.

En el caso de que las diferencias en el eje de ordenadas entre las dos curvas sean grandes (siempre que la muestra sea representativa de la población) significará que estaremos midiendo los valores de un punto donde la densidad de *argayos* sea significativamente mayor o menor a la esperable.

## 2.7.5. Establecimiento del modelo de susceptibilidad

Una vez que se han explicado ya todas las variables, tanto cuantitativas como cualitativas y que se ha caracterizado el terreno basándose en cada una de ellas, se está en condiciones ya de aplicar el aparato estadístico elegido para definir zonas más o menos favorables a desarrollar *argayos*. Seguidamente se explica la metodología que se aplica basada en las técnicas estadísticas de Regresión Logística.

La Regresión Logística que se va a utilizar en este trabajo para obtener el modelo predictivo de inestabilidades de ladera, ya ha sido contemplada con anterioridad para modelizar la susceptibilidad ante los deslizamientos del terreno (Atkinson y Massari, 1998; Dai y Lee, 2002). Es una técnica multivariante que considera varios parámetros físicos, que pueden afectar a la probabilidad. Acepta tanto valores escalares como binarios para las variables independientes lo cual es interesante para poder utilizar aquellas variables que no son continuas o que son cualitativas. La ventaja de utilizar la Regresión Logística frente a otras técnicas de análisis multivariante (incluida la Regresión Múltiple y el Análisis Discriminante) es que la variable dependiente puede

tomar únicamente dos valores (variable dicotómica: que el evento ocurra o que no ocurra) y que los valores predichos pueden ser interpretados en términos de probabilidad, al estar limitados al intervalo entre 0 y 1. Además, este tipo de análisis no requiere que las variables independientes sean continuas y normales, como ocurre en el caso del Análisis Discriminante.

En este caso la variable dependiente es una variable binaria que representa la presencia o ausencia actual de *argayos*. Hay que tener en cuenta que el hecho de que en un punto no se haya registrado un *argayo*, no significa que no lo pueda haber. El modelo de Regresión Logística pretende describir la probabilidad de ocurrencia de *argayos* a escala regional y es muy adecuado para la medida de inestabilidad de laderas cuando los datos observados consisten en puntos o celdas con un valor de 0 (ausencia de inestabilidad) ó 1 (presencia de inestabilidad), como es el caso. Este método permite calcular en un entorno SIG la distribución espacial de los valores de probabilidad o susceptibilidad.

El objetivo de la técnica de Regresión Logística es extraer coeficientes para cada variable a partir de los datos tomados a lo largo del área de estudio. Estos coeficientes sirven como "pesos" en un algoritmo que puede ser introducido en el SIG para producir un mapa que represente la probabilidad de ocurrencia de los *argayos*.

Cuantitativamente, la relación entre la ocurrencia de un evento y su dependencia de la variables independientes se puede expresar como:

$$\Pr = \frac{1}{\left(1 + e^{-z}\right)}$$

donde  $\mathbf{Pr}$  es la probabilidad de que ocurra un evento (en este caso es la probabilidad estimada de que ocurra un argayo),

Z es la combinación lineal:

$$Z = B_0 + B_1 X_1 + B_2 X_2 + ... + B_n X_n$$

 $\mathbf{B_i}$  (i = 0, 1, ..., n) es el coeficiente estimado para los datos de la muestra,  $\mathbf{n}$  es el número de variables independientes y  $\mathbf{X_i}$  (i = 0, 1, ..., n) es la variable independiente que, en el caso de las cualitativas tomará valores 0 ó 1. Para el caso de las cuantitativas tomarán los valores que vienen dados por la función de densidad (que refleja las diferencias de densidad entre la distribución de la variable en la población y en la muestra).

Como **Z** varía entre  $-\infty$  y  $+\infty$ , la probabilidad (**Pr**) variará entre 0 y 1.

En Regresión Logística debe seguirse una codificación para las variables categóricas, creando nuevas clases que correspondan de alguna manera a las categorías iniciales. El número requerido de nuevas variables para representar una variable categórica es uno menos que el número de categorías. Los coeficientes del modelo de Regresión Logística se estiman utilizando el método de la máxima verosimilitud. Es decir, se seleccionan aquellos coeficientes que hacen que los resultados observados sean los más probables. Como la relación entre las variables independientes y la probabilidad es nolineal en el modelo de Regresión Logística, es necesario un algoritmo iterativo para estimar los parámetros. El procedimiento para escoger el modelo se puede llevar a cabo de 3 formas diferentes:

- "Procedimiento hacia delante", en el que se comienza con una sola variable dependiente y se van añadiendo sucesivamente todas las demás seleccionadas, observando cómo varía la verosimilitud. Este procedimiento es el que se ha utilizado en este trabajo.
- "Procedimiento hacia atrás", en el que el modelo comienza con el total de variables dependientes y de él se van eliminando sucesivamente todas las demás seleccionadas, observando cómo varía la verosimilitud.
- "Procedimiento *stepwise*", modelo que combina los dos anteriores, en cada paso se van añadiendo o eliminando variables, observando cómo varía la verosimilitud.

El criterio para ir eliminando o conservando variables depende del porcentaje de la varianza que expliquen hasta un nivel definido *a priori*. La finalidad última es encontrar el modelo más reducido y simple posible que recoja las variables dependientes con efectos significativos para poder explicar la variable independiente.

Para llevar a cabo la elección de las variables y la muestra, es necesario tener en cuenta una serie de consideraciones previas. Respecto a las variables independientes, se debe evitar la *colinealidad*, es decir que exista una dependencia o correlación entre ellas. Para ello es necesario analizar el comportamiento entre las distintas variables y si se observa algo de este tipo será necesario eliminar alguna de ella. Esto se puede realizar mediante el procedimiento *stepwise* explicado anteriormente o bien empleando el índice de tolerancias entre variables, o bien mediante Regresión Lineal.

Para el análisis estadístico propuesto debe contarse con una muestra de los datos que represente ambas: presencia y ausencia de inestabilidades, para realizar el ajuste del modelo de Regresión Logística. El cómo sean tomados estos datos va a afectar a la naturaleza de la relación de Regresión y a la precisión de los resultados (Atkinson *and* Massari, 1998). En este estudio el

inventario de datos de *argayos* resulta imprescindible y es representativo de la presencia de inestabilidades en la Cuenca Carbonífera Central. Todas las localizaciones de los 67 *argayos* de Santa Bárbara, serán pues utilizados para extraer automáticamente de las distintas capas de información, los diferentes parámetros que caractericen la presencia de dichos *argayos*. Para eliminar sesgos en el proceso de muestreo se ha extraído una muestra de no-*argayos* es decir, de puntos donde no ha tenido lugar la ocurrencia de *argayos* por el momento. Estas localizaciones han sido obtenidas utilizando una malla de 100 metros, excluyendo aquellos puntos que están a 10 metros o menos de un *argayo* recogido en el campo, para minimizar el impacto del tamaño de los *argayos*. Así pues, cada punto, tendrá la información binaria de presencia/ausencia de *argayos* además de todos los valores del resto de variables independientes consideradas anteriormente.

Este conjunto de datos se ha extraído para introducirlo en el paquete de software estadístico SPSS (SPSS, 1997) que, junto con otras aplicaciones personalizadas desarrolladas en C++, va a servir para obtener los coeficientes del modelo de Regresión. Se va construyendo un modelo de Regresión Logística basado en los parámetros físicos considerados, que se introducen uno a uno en el modelo; paso a paso, se evalúan las distintas variables y se van incorporando una a una aquellas que contribuyen suficientemente a la ecuación de regresión. En este análisis se ha utilizado el test de cambio de verosimilitud para determinar qué variables deben ser tenidas en cuenta en el modelo. Ello implica estimar modelos sucesivos eliminando en cada uno de ellos una variable y observando los cambios que se producen en el algoritmo de probabilidad cada vez que es eliminada una variable. Si el nivel de significancia observada es mayor que la probabilidad manteniéndola en el modelo, la variable se retirará del modelo y el modelo estadístico será recalculado para ver si existen otras variables que se puedan retirar. Aquellas variables que no sean significativas serán eliminadas del modelo.

Como se verá en el capítulo de Resultados, lo que se obtiene finalmente, son unos coeficientes para la curva de Regresión. Hay que tener en cuenta, según lo señalado anteriormente, que algunas de estas variables pueden desaparecer del modelo final.

Se puede realizar un histograma de predicción de susceptibilidad al deslizamiento. Teóricamente, si tenemos un modelo que distingue satisfactoriamente los dos grupos basados en la clasificación con un valor de corte de 0.5, los casos en los que los *argayos* ocurran deberían estar a la derecha del 0.5, mientras que a la izquierda del 0.5 estarían los casos de no ocurrencia de *argayos*. Cuanto más se agrupen ambas clases al final de sus respectivos límites, mejor será el modelo. Posteriormente, para representar el mapa final se puede dividir el rango de susceptibilidad al deslizamiento en diversas categorías. En este caso, las clases de susceptibilidad establecidas son:

Capítulo 2

- •Extremadamente alta
- Muy alta
- Alta
- Moderada
- Baja
- •Muy baja
- Extremadamente baja

A su vez, estas clases pueden ser simplificadas para obtener un mapa de tipo semáforo con 3 niveles de susceptibilidad.

Si recurrimos al conocimiento que da la observación y la experiencia no sólo en la zona de estudio, sino también del comportamiento geomorfológico del terreno en general, se sabe que atendiendo al criterio de la pendiente algunas zonas pueden ser caracterizadas ya de antemano como no susceptibles, descartándose en ellas la posibilidad de aparición de inestabilidades. Concretamente aquellas áreas que presenten unas pendientes por debajo del umbral de 1º, nunca sufrirán procesos de inestabilidad de laderas del tipo que se están considerando en este trabajo, por más que cambien otros parámetros (vegetación, litología, etc.). Por tanto, se les puede asignar ya un valor 0 de peligrosidad.

# 2.7.6. Metodología de validación

Para corroborar la validez del modelo que se establezca según lo explicado hasta ahora basándose en los 67 *argayos* de la cuenca del Río Santa Bárbara, se requiere comprobar en qué condiciones se producen los nuevos *argayos*. Una vez que se ha realizado el mapa con las distintas clases de susceptibilidad, cabrá esperar que, si el modelo es correcto, los nuevos *argayos* se produzcan dentro de las categorías más altas.

La validación se puede llevar a cabo de dos modos: o bien esperar a ver dónde se producen los nuevos *argayos* en la cuenca de Santa Bárbara o bien, aplicar el modelo de Santa Bárbara a toda la zona de estudio y recurrir a otra cuenca de características similares. En ella se pueden buscar y analizar nuevos eventos de inestabilidad, diferentes a los que han sido utilizados para establecer el modelo. Se ha optado por esta segunda opción, encontrándose un total de 64 *argayos* en la cuenca de La Hueria, que vierte sus aguas al río Nalón por su margen derecha (Figura 16 y Figura 23).

Las condiciones bajo las que se encuentran estos nuevos 64 *argayos*, es decir, la validación del modelo, se explican detalladamente en el capítulo de Resultados.

# 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### 3.1. Introducción

En este apartado se presentan los resultados obtenidos tras el estudio geomorfológico desarrollado en el tramo de la cuenca del río Nalón englobado dentro de la Cuenca Carbonífera Central. La interpretación de la geomorfología, junto con el análisis comparativo de las variables extraídas del Modelo Digital del Terreno y de otras variables cartográficas (vegetación y geología), permite establecer un modelo con algunos de los parámetros que controlan el desencadenamiento actual de las inestabilidades del terreno que pueden provocar situaciones de riesgo.

Primeramente, en el apartado 3.2 se presenta el mapa geomorfológico describiéndose las formas y procesos tanto de origen fluvial como de gravedad observados dentro de la zona de estudio. A continuación se expone el análisis de la información hallada en la prensa en relación con la dinámica de las vertientes que complementa los datos geomorfológicos recogidos en el campo.

En el apartado 3.3 se detallan las características de los *argayos* actuales recogidos en la cuenca de Santa Bárbara que servirán como base para establecer el modelo de susceptibilidad ante este tipo de inestabilidades, que se muestra en el apartado 3.4. Posteriormente, este modelo se hará extensivo a toda la zona de trabajo y se validará con nuevos datos recogidos en la cuenca de La Hueria. Los resultados de la validación se presentan en el apartado 3.5.

## 3.2. Análisis geomorfológico

#### 3.2.1. Introducción

La caracterización de los procesos geomorfológicos del área de estudio mediante la realización y descripción del mapa de recubrimientos y formas de erosión de edad cuaternaria, se propuso como uno de los objetivos prioritarios en este trabajo. Ello ha resultado fundamental para extraer el patrón de evolución del paisaje y también para evaluar las condiciones de peligrosidad a las que está expuesto ese territorio.

La cartografía geomorfológica es ya un resultado en sí misma, ya que es un inventario a partir del que se pueden describir y cuantificar los procesos que han tenido lugar recientemente y en la actualidad, lo que constituye la base del análisis geomorfológico. Además representa una capa de información fundamental para el establecimiento del modelo de susceptibilidad porque, como se verá, la existencia de depósitos cuaternarios resulta un parámetro decisivo en el desencadenamiento de inestabilidades. En el caso de los movimientos de ladera, el mapa geomorfológico aporta información sobre su número, tipología, tamaño, grado de actividad, etc.

En el Mapa 1 (Anexo) se presenta el mapa geomorfológico a escala 1:25.000, elaborado siguiendo la metodología que se ha explicado detalladamente en el apartado 2. La observación del mapa permite extraer una serie de ideas generales sobre la zona de estudio:

- La presencia de formas de depósito es notablemente superior a las de erosión.
- Las formas erosivas aparecen ligadas a las áreas de cabecera de los valles, mientras que las de depósitos se asocian mayoritariamente a los fondos de valle.
- Resaltan fundamentalmente los depósitos ligados a la dinámica fluvial y de laderas.
- Los depósitos más ampliamente representados corresponden a coluviones.
- La presencia de derrubios de ladera, canchales y avalanchas de roca se restringe casi exclusivamente a la parte oriental de la zona de estudio.
- La mayoría de los movimientos en masa, caracterizados genéricamente como flujos (*flows*), se extienden de un modo aproximadamente homogéneo por toda el área. Tienen representación a dos escalas: movimientos de mayor tamaño, cuya superficie es cartografiable a escala

1:25.000 (llegan a alcanzar una superficie de 20 ha, 0,2 km²) y otros de pequeño tamaño (orden métrico a decamétrico) que incluyen a los *argayos*. También se han señalado como puntos a dicha escala las evidencias de reptación.

• Las labores de minería subterránea y a cielo abierto se evidencian tanto por los depósitos de tipo escombrera como por las cicatrices extractivas.

De entre las formas de depósito, las que alcanzan un mayor desarrollo son las asociadas a la dinámica fluvial (16%) y de laderas (70%) (Figura 27). Las formaciones superficiales asociadas a los procesos de ladera son las predominantes, ocupando casi 5.000 ha (49,7 Km²) que se distribuyen por la zona de estudio de modo uniforme, aunque con variaciones en su tipología.

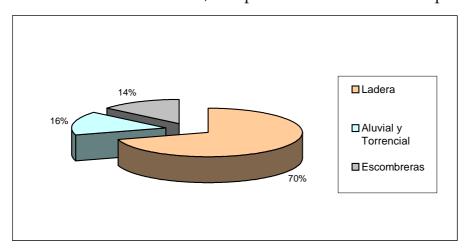


Figura 27.- Distribución de las formas de depósito cuaternarias en la zona de estudio.

Los procesos ligados a las vertientes varían en función del área que se considere dentro del mapa. Los coluviones ocupan gran parte de las vaguadas y otras áreas topográficamente deprimidas, constituyendo la forma de depósito con mayor representación (Mapa 1, Anexo). Se han recogido en el mapa geomorfológico un total de 1.320 recintos correspondientes a este tipo de depósitos, que ocupan un área total superior a los 28 Km² (2.832 ha).

Los movimientos en masa caracterizados como flujos aparecen representados en toda el área, al igual que los coluviones. Ocupan una superficie total de más de 11,5 Km² (1.159 ha) y presentan unas dimensiones muy variables que oscilan entre los 600 m² (0,06 ha) y más de 200.000 m² (20 ha). Más adelante, en el apartado 3.2.3, se describirán en detalle las características morfológicas y también se discutirán las condiciones en las que posiblemente se originaron los movimientos.

Los *argayos*, que serán objeto de especial atención en el análisis geomorfológico por constituir los movimientos que involucran el riesgo actual

en la zona de estudio, están representados en todo el territorio aunque aquí se han inventariado únicamente los de7 las subcuencas de Santa Bárbara y La Hueria.

Las evidencias de reptación superficial también siguen una distribución aproximadamente homogénea en toda el área considerada. En el apartado 3.2.3 se detallarán los tipos que se han diferenciado, así como los criterios empleados para esta distinción dentro de la subcuenca del río Villoria, que es donde se ha recogido esta información de un modo sistemático.

En el área oriental, donde las rocas del sustrato son, en general, más competentes, el proceso esencial es la caída de rocas, lo que da lugar a recubrimientos del tipo de canchales o derrubios de ladera. Se pueden observar una serie de depósitos que conforman una banda con disposición Norte-Sur arqueándose hacia otra Noreste-Suroeste, en el área más meridional. Esta franja se ajusta a la marcada por el sustrato del Manto de Caso y de las Escamas de Laviana y Rioseco, en los que cuarcitas y calizas están ampliamente representadas.

Las avalanchas rocosas, junto con los canchales y los derrubios, también se restringen al sector Este de la cuenca, por ser únicamente allí donde existen escarpes rocosos. En algunos casos se conservan total o parcialmente las superficies de cicatriz, fundamentalmente en las litologías calcáreas correspondientes a la Caliza de Montaña, Caliza de Peña Mayor, Cuarcita de Barrios, Caliza de Escalada, etc.

Las formas correspondientes a los abanicos torrenciales y las llanuras aluviales ocupan una superficie sensiblemente menor a las formas de ladera (inferior a los 12 Km², 1.122 ha). En este caso se restringen al fondo de los valles principales.

En las áreas próximas a la sierra de Peña Mayor, en el sector nororiental, existe una extensión importante (6 Km², 600 ha aproximadamente) en la que el sustrato es de naturaleza calcárea. Por esta razón se desarrollan algunas de las formas típicas de la morfología kárstica, como pequeñas dolinas. Aunque cuantitativamente no alcanzan una representación muy relevante (únicamente se han cartografiado 3 de estas dolinas), son reseñables desde el punto de vista geomorfológico al constituir un tipo de formas cuya génesis está ligada a procesos netamente diferentes a los que tienen lugar de modo generalizado en toda la zona de estudio. Estas formas apenas tienen representación a la escala 1:25.000 a la que se ha realizado la cartografía geomorfológica.

Por último, en el mapa geomorfológico se representan una serie de formas antrópicas, como son las cicatrices extractivas y las escombreras. Estas últimas, que consisten en grandes volúmenes de material de desecho originado por la minería del carbón, ponen de manifiesto la gran importancia que la actividad minera ha tenido en la región. El total de 180 escombreras cartografiadas llega a ocupar una superficie de casi 10 Km² (975,76 ha).

# 3.2.2. Morfología fluvial

Las características de los ríos asturianos han sido objeto de estudio bajo diversos puntos de vista. Desde trabajos generales ya clásicos (Llopis Lladó, 1954) a otros más modernos que analizan los sistemas fluviales a lo largo de todo el territorio asturiano (Fernández Martínez, 1981; Flor, 1992; Peón y Flor, 1993; Fernández Rodríguez et al., 1997; Menéndez Duarte et al., 1997; Fernández Iglesias et al., 1998). También se han llevado a cabo estudios de los ríos desde el punto de vista de su relación con la tectónica y el relieve (Marquínez, 1992; Farias y Marquínez, 1995) y de los riesgos de inundación (Rodrigo Gestoso, 1987; Marquínez et al., 2003). Por otra parte, existen algunos trabajos que tratan la geomorfología fluvial de la propia cuenca alta del río Nalón (Jiménez Sánchez, 1994; Jiménez Sánchez, 1999).

Los actuales rasgos geomorfológicos de la Cuenca Carbonífera deben su origen esencialmente a la actuación de procesos fluviales y gravitacionales. Los primeros han modelado valles, en cuyo fondo se conservan ocasionalmente depósitos como llanuras aluviales y abanicos torrenciales. En la actualidad, las vertientes de estos valles se encuentran retocadas por la actuación de distintos procesos de gravedad, responsables de la aparición de los depósitos que ocupan la mayor extensión de la zona de estudio.

Seguidamente se describe la morfología fluvial de la parte media de la cuenca del río Nalón cuya orografía actual se caracteriza por un desnivel máximo de 1.381 metros entre la Peña Mea (1.561 m) y el punto más bajo ubicado en Frieres a 180 metros de altitud, valores medios de pendiente en torno a los 23º y todo el abanico de valores de orientación.

Respecto a la dinámica fluvial, aunque no se tratará en este trabajo, se puede destacar que actualmente la dinámica del río Nalón en este tramo de cuenca está regulada por la existencia de 2 embalses para aprovechamiento hidro-eléctrico ubicados agua arriba de la zona de estudio, el de Tanes y el de Rioseco. Por otra parte, durante los años 90 se llevó a cabo una limpieza de las márgenes del río (ya se ha señalado la existencia de escombreras rellenando las llanuras aluviales) y una canalización del mismo, lo que ha modificado notablemente el régimen fluvial en algunos tramos.

## 3.2.2.1. La red hidrográfica

Desde un punto de vista geomorfológico, el paisaje actual de la Cordillera Cantábrica es el resultado de un relieve estructural creado por una flexura monoclinal de dirección E-W desarrollada durante la Orogenia Alpina (Alonso et al., 1996). La evolución geomorfológica posterior ha estado determinada por la acción glaciar, fluvial, kárstica y de gravedad sobre dicho relieve. En la cuenca alta del río Nalón, la principal alineación montañosa está localizada al sur y tiene una tendencia E-W, a lo largo de la antigua superficie estructural. La divisoria septentrional de la cuenca alta y media presenta una orientación NW-SE, que Álvarez-Marrón (1989) y Marquínez (1992) relacionan con la Falla de Ventaniella, de similar orientación. De acuerdo con estos mismos autores, el trazado del curso del río Nalón estaría condicionado por la disposición de esta falla, lo que coincide con las observaciones que se pueden realizar en la zona de estudio (Figura 28). Las relaciones entre tectónica, litología del sustrato y red fluvial definen 2 grupos de ríos: unos consecuentes de recorrido S-N y otros subsecuentes de tendencia E-W, NE-SW y NW-SE, similar a lo descrito en la cabecera del río Nalón (Jiménez Sánchez, 1994 y 1999).



Figura 28.- Disposición de los valles en la zona de estudio.

La descripción de la red hidrográfica se realiza mediante el análisis morfométrico de los elementos lineales y las relaciones que existen entre ellos, lo que permite establecer clasificaciones morfológicas. Los parámetros hidrográficos están muy condicionados por las características geológicas del sustrato, tanto litológicas como estructurales.

Para caracterizar cuantitativamente la red hidrográfica se ha llevado a cabo su jerarquización siguiendo el método de Strahler (1952a). Al tratarse del tramo medio de una cuenca fluvial, se han jerarquizado todos los cauces excepto el principal, cuyo orden dependería del tramo localizado aguas arriba de la zona de estudio, en la cabecera del río Nalón. Del conjunto de la red el que alcanza un orden más elevado, orden 5, es el río Villoria representado en color amarillo en la Figura 29.

Las dos grandes áreas definidas respecto a la litología del sustrato (apartado 1.3.6), tienen una expresión en la tipología de la red fluvial. En el extremo más oriental, donde dominan las formaciones calcáreas y cuarcíticas y el relieve se caracteriza por escarpes abruptos, los cursos de agua, de carácter discontinuo, discurren por largas torrenteras en las que los cauces de primer orden llegan a alcanzar longitudes de 2 km. Presentan fuertes pendientes (superior en algunos casos a 45°) y un funcionamiento de carácter mixto, teniendo lugar en ellos procesos de caída de rocas y transporte torrencial. El resto del área, cuyo sustrato corresponde a alternancias eminentemente silíceas, se caracteriza por la ausencia de contrastes en la litología y pendiente de las laderas. En este caso, los cauces de primer orden son de una longitud menor (600-700 m) que los del área anteriormente descrita.

La red hidrográfica presenta una densidad de drenaje de 1,6 km/km². Este parámetro fue establecido por Horton (1945) y viene dado por la relación entre el sumatorio de las longitudes de los cauces y el área de la cuenca ( $D_d = \Sigma L/A$ ).

La textura de la red de drenaje, de acuerdo con la idea concebida por Horton (1945), es un parámetro semicuantitativo relacionado con la densidad de drenaje. En este caso se puede afirmar que la red de drenaje (Figura 29) presenta una textura media (Horton, 1945; Strahler, 1957; Morisawa, 1985). Esta generalidad presenta algunas variaciones locales, como ocurre en la zona Este, donde la litología predominante es calcárea (Caliza de Peña Redonda y Formación Barcaliente) y en donde la textura de drenaje se puede calificar de grosera. De acuerdo con autores como Strahler (1979) y Morisawa (1985), que relacionan la textura de la red con las características climáticas, litológicas y de vegetación, entre otras, este resultado es coherente con un clima húmedo, una litología impermeable y la existencia de una cubierta vegetal extendida por la práctica totalidad del área de estudio

El patrón de drenaje viene determinado por factores como el control estructural y litológico (Thornbury, 1954; Howard, 1967). En el caso que nos ocupa, los ángulos que forman entre sí los segmentos de orden 1, 2, 3, 4 y 5 son, en general, ángulos rectos o muy próximos a los 90°, dando como resultado un patrón de drenaje de tipo "enrejado" (Howard, 1967). Buenos ejemplos de estas características son las desembocaduras de los arroyos

Mosquil y Salencia (orden 4) en el cauce principal del río Villoria (Mapa 3, Anexo), de orden 5. De igual modo, los cauces de orden 1 que vierten sus aguas a los de tercer orden y superiores, así como los de orden 2 que desembocan en otros de cuarto o superior, presentan un patrón enrejado que en algunos casos es muy notorio, como sucede con los afluentes de este tipo del río Villoria (orden 5) y Mosquil (orden 4).

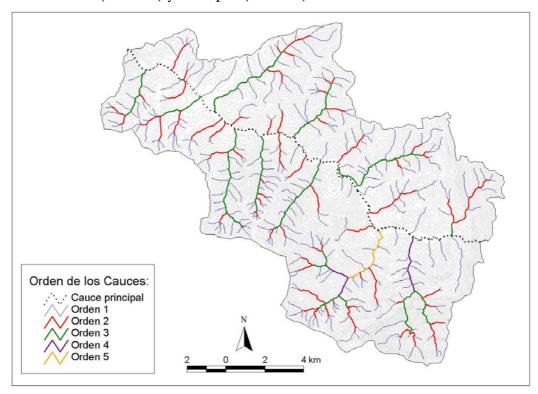


Figura 29.- Red de drenaje y orden de los cauces de la zona de estudio.

En la Tabla XI se detalla el número de cauces de cada orden que hay en la zona de estudio y su longitud acumulada. Con estos datos se pueden establecer algunos parámetros como la relación de bifurcación (R_b) que representa la media de las relaciones entre el número de cauces de cada orden y el inmediatamente inferior (Schumm, 1956), que en este caso toma el valor de 4,25. Este valor está dentro del rango 3-5 propuesto por Strahler (1979) y coincide con los obtenidos para otras cuencas de montaña de la Península Ibérica (López Bermúdez *et al.*, 1988; Jiménez Sánchez, 1994 y 1999). La relación de longitud es otro parámetro calculado de forma análoga al anterior, teniendo en cuenta las longitudes acumuladas de cada orden, y da como resultado un valor de 3,59.

Tabla XI

Relación del número de cauces y longitud acumulada de cada Orden.

Orden	Nº de cauces	Longitud acumulada (km)
1	305	254,1
2	66	76,0
3	14	53,2
4	3	6,6
5	1	4,3

Se han calculado otros parámetros geométricos de la cuenca, como son la pendiente media de la cuenca (22,92°), la longitud de la cuenca (27,55 km) y del cauce principal (Schumm, 1956) 30,32 km. El desnivel absoluto (o amplitud) es de 1381 m y la altitud media de 552 m. La razón (o relación) de relieve definida por Schumm (1956) viene dada por la relación entre la amplitud (km) y la longitud de la cuenca (km) y en este caso toma el valor de 0,05.

## 3.2.2.2. Las cuencas y depósitos torrenciales

En el área más occidental de la subcuenca del río Villoria se han definido 3 cuencas torrenciales, como se puede ver en el mapa geomorfológico (Mapa 1, Anexo). Presentan pendientes medias de 30°, llegando a alcanzar los 55° y sus aguas son drenadas por cauces rectos de primer orden. El sustrato geológico sobre el que se ubican está constituido por las alternancias calcáreodetríticas del Segundo Tramo Productivo (Paquetes Caleras, Generalas y San Antonio), aunque en el caso de la cuenca más meridional, cercana al Pico Burra Blanca, ocupa también la litología perteneciente al Tercer Tramo Productivo (Paquetes María Luisa y Sotón).

A pesar de que no se conserva el depósito de la actividad de estos torrentes, algunas de sus características morfológicas permiten clasificarlos de acuerdo con los trabajos de Fernández Menéndez *et al.*, (1992) y Marquínez *et al.*, (1993) dentro del grupo IV de los torrentes de la Cordillera Cantábrica. Esta clase se caracteriza por la pequeña superficie de la cuenca (promedio de 0,07 km²) y también por la escasa longitud de los canales, junto con un elevado índice de torrencialidad (30,4) y el predominio de procesos de transporte de tipo *debris-flow*.

En estas cuencas el agua discurre por canales cortos (entre 150 y 350 m) de escasa incisión en el terreno y desprovistos de vegetación. Algunos de ellos se recogen en el mapa geomorfológico como canales de arroyada. En dicho

mapa se puede observar que estos mecanismos de transporte se extienden por la cabecera de la mayoría de los valles del área norte y occidental, muy próximos a la divisoria hidrográfica.

En el mapa geomorfológico (Mapa 1, Anexo), se recogen un total de 47 depósitos en forma de abanico. Estos corresponden a cauces torrenciales que, a pesar de no presentar una cuenca tan definida como las anteriores, originan depósitos al desembocar en otros cauces de orden mayor, en zonas donde existe un descenso brusco en la pendiente, con lo que el torrente pierde energía y deposita el material que previamente ha erosionado y transportado a lo largo del canal (Figura 30). Como ejemplo están los depósitos de los afluentes de los ríos Montán y Villoria, que se conservan en las llanuras aluviales de éstos. Su morfología típica en abanico y características sedimentológicas (Domínguez Cuesta, 1996; Domínguez Cuesta *et al.*, 1998) evidencian un origen torrencial. En otros valles, el predominio de los fenómenos erosivos impide la conservación de los depósitos de este tipo, ya que el material depositado a la salida del valle es desmantelado y transportado por la corriente del nuevo cauce al que se incorporan.

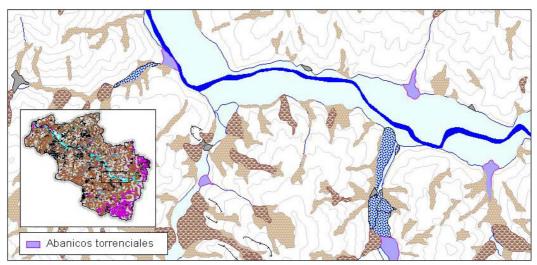


Figura 30.- Detalle de la cartografía geomorfológica. Depósitos de abanicos sobre las llanuras de los ríos Nalón y Villoria.

Los cauces que dan origen a estos depósitos son de distinta entidad. En general, se trata de cauces de orden 1 ó 2 (Sthraler, 1952a) por los que no circula agua de modo permanente, limitándose su funcionamiento a épocas de aguaceros.

La extensión de los abanicos oscila entre los 300 y los 80.000 m². En algunos casos obligan a modificar la trayectoria del río al que se incorporan, como es el caso del que desemboca por la margen izquierda en las

proximidades de la localidad de Villoria, que en su parte final deja un abanico de más de 800 m², con pendiente muy suave (inferior a 1°) (Foto 1).

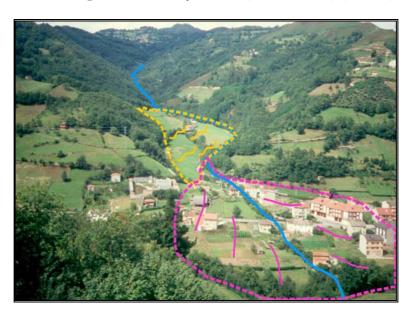


Foto 1.- Abanico aluvial sobre el que se asienta el pueblo de Tolivia. La trayectoria del valle está modificada por el depósito de un movimiento en masa que se ha producido en la parte izquierda de la imagen.

Las secciones reconocidas han permitido caracterizar estos depósitos, generalmente constituidos por un elevado porcentaje de cantos silíceos (en torno al 90%), subredondeados y muy heterométricos, apareciendo desde bloques de escala métrica a cantos milimétricos. En algunos casos se puede ver una cierta orientación e incluso una imbricación de los cantos. La matriz está compuesta por clastos milimétricos, junto con escaso limo y arena (Foto 2).



Foto 2.- Aspecto de un depósito de origen torrencial en el valle del Riasco del Monte Condado.

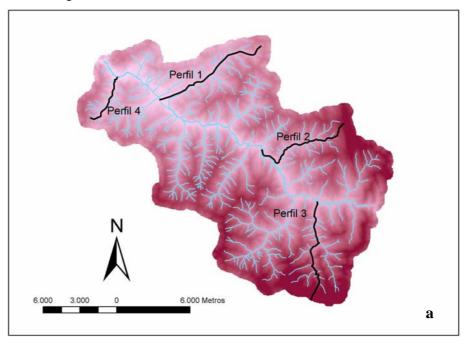
## 3.2.2.3. Los valles y los depósitos fluviales

#### Valles fluviales

Para el estudio de las características de los valles fluviales se han realizado una serie de perfiles transversales y longitudinales que evidencian sus rasgos morfológicos.

**Perfiles longitudinales.** Los perfiles longitudinales (Figura 31) del río Candín (perfil número 1), arroyo Tiraña (perfil 2), río Raigoso (perfil 3) y arroyo del Viso (perfil 4) presentan aspectos semejantes, entre los que destaca una pendiente uniforme sin cambios bruscos que evidencien la presencia de niveles de base locales. Los perfiles 1 y 4, superan un desnivel entre 520 - 300 m y 570 - 300 m, respectivamente. Sus pendientes medias están en torno a los 5º, alcanzando un máximo de 15º en las zonas de cabecera. En general, ambos muestran unas características muy similares, sin grandes cambios de pendiente, lo que pone en evidencia la naturaleza homogénea del sustrato sobre el que transcurren.

Las características del sustrato en el área de cabecera permiten diferenciar los dos perfiles más orientales. Así, el situado más al sur (perfil nº 3), que tiene su nacimiento en La Pandiella (1.300 m), en el cordal de la Peña Mea, presenta las mayores pendientes (llega a superar pendientes de 50°), que se van rebajando paulatinamente hasta intersectar con el río Nalón, a 300 m de altitud. El río Raigoso (perfil 2) supera un desnivel entre 1.100 y 300 m, con pendientes iniciales que superan los 45°, suavizándose posteriormente. Ambos presentan unas pendientes medias de 15°.



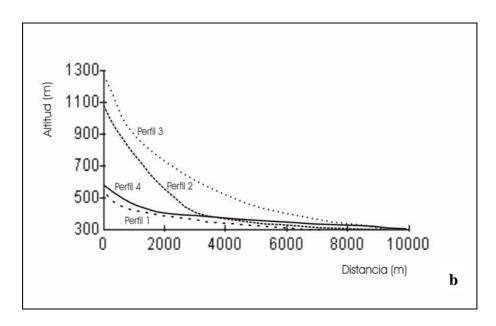


Figura 31.-a. Ubicación de los perfiles fluviales longitudinales. b. Morfología de los perfiles fluviales longitudinales (escala vertical exagerada).

Perfiles transversales. Los principales valles de la zona de estudio se caracterizan por perfiles fluviales típicos con sección en forma de "V". Esta generalidad presenta variaciones locales como han puesto de manifiesto los perfiles transversales elaborados. Estas modificaciones son debidas a distintas causas, tales como diferencias litológicas, la actuación de procesos de gravedad o bien fenómenos de reencajamiento de la red fluvial que modifican la morfología inicial en "V". Se han realizado un total de nueve cortes topográficos (Figura 32) transversales al río Nalón y a algunos de sus afluentes, cuya morfología se recoge en la Figura 33.

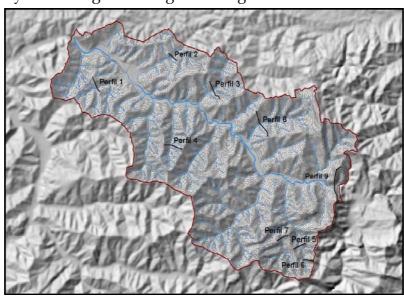


Figura 32.- Modelo digital del terreno de la zona de estudio con la ubicación de los perfiles transversales.

Como se puede observar en los perfiles transversales realizados, la morfología de las laderas varía claramente entre el sector oriental que presenta laderas con mayores pendientes (Figura 32 y Figura 33, perfiles 5, 6, 7 y 9) y el resto de la cuenca. Este hecho está determinado por la naturaleza del sustrato que, a su vez, influye en el tipo de procesos que se desarrollan y en los depósitos asociados. En la mayoría del área, donde el sustrato está formado por las alternancias de materiales carboníferos, las laderas presentan pendientes uniformes (10° a 20°), mientras que en la parte este y sur de la zona estudiada existen áreas con pendientes de 45° y superiores.

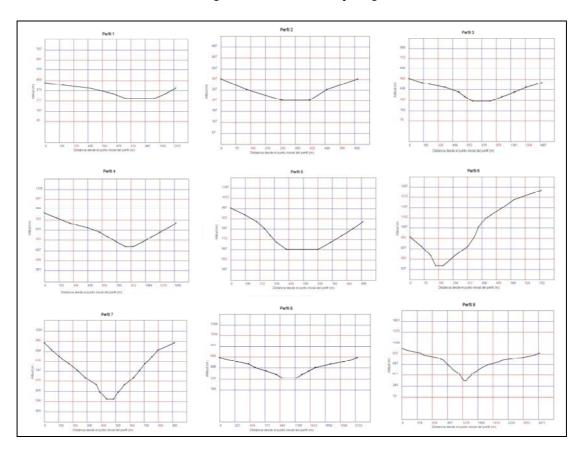


Figura 33.- Perfiles transversales a algunos de los valles de la zona de estudio (ver Figura 32 para ubicar los perfiles). En ordenadas se representa la altitud (m) y en abscisas la distancia (m) desde el punto inicial del perfil.

La existencia de fondos planos (Perfiles 1, 2, 3 y 5) es debida al desarrollo de depósitos de llanuras aluviales (Foto 3), que adquieren una mayor importancia en los valles principales (Nalón, Villoria, Candín).



Foto 3.- Llanura aluvial desarrollada en el valle del río Villoria.

Algunos de los perfiles (6 y 9) muestran rupturas de pendiente ligadas a contrastes de resistencia de las rocas. Además se pueden apreciar, en las partes más bajas de algunos perfiles, cambios de pendiente que no están justificados por cambios litológicos. En estos casos (perfiles 7 y 9) la explicación podría estar en un reencajamiento de la red fluvial, por descenso general en el nivel de base. Aunque esta hipótesis debería ser confirmada con estudios específicos, en relación a ella, Mary (1983 y 1992) señala la existencia de un reajuste isostático del margen continental ocurrida durante el Plioceno y principio del Pleistoceno basada en indicios detectados en otras áreas de la Cordillera Cantábrica.

Otros procesos que modifican los típicos perfiles transversales en "V", son los ligados a la dinámica de laderas, como se verá en el apartado 3.2.3.1. Así, los perfiles números 3 y 4 evidencian que la ladera de laa margen izquierda ha sido afectada por movimientos en masa que han modificado la pendiente. Es frecuente que estas inestabilidades generen laderas irregulares y fondos de valle rellenos por coluviones, lo que provoca deficiencias en el drenaje.

#### Depósitos fluviales

En relación con la dinámica fluvial se han originado una serie de depósitos representados por las terrazas y las llanuras aluviales. Estas últimas se extienden ininterrumpidamente por el cauce principal del río Nalón en su recorrido por la zona de estudio, como se puede apreciar en el mapa geomorfológico (**Mapa 1**, Anexo). El cauce actual del Nalón discurre sobre la

llanura con un ligero encajamiento del orden de 1 ó 2 m, llegando en algunos tramos a los 5 m y su llanura aluvial alcanza una anchura máxima del orden de 1.000 metros en las inmediaciones de La Felguera.

Otros afluentes del Nalón, como el arroyo del Viso, los ríos Candín, Santa Bárbara, Villoria, el Soto, etc., también presentan una llanura aluvial en parte de su recorrido (Figura 34). En conjunto, las llanuras aluviales de la zona de estudio ocupan un total de 9,90 km² y están formadas por cantos silíceos redondeados de tamaño decimétrico y con matriz arenosa. En ocasiones, se desarrollan llanuras aluviales como consecuencia del desencadenamiento de movimientos en masa, que actúan como niveles de base locales. Esto es lo que ha ocurrido en el valle del río Santa Bárbara, donde aparece una llanura aluvial aguas arriba de un depósito de flujo, como se verá más adelante (Figura 49).

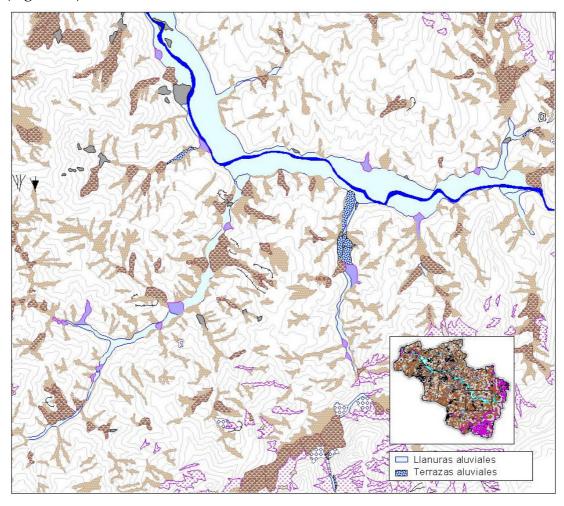


Figura 34.- Detalle de la cartografía geomorfológica. Ejemplos de llanuras y terrazas aluviales. La terraza ubicada en la parte inferior de la figura responde a un patrón diferente al resto.

Otros depósitos de origen aluvial reconocidos en la zona de estudio son las terrazas aluviales (Foto 4), cuya presencia se restringe a la zona oriental, en la proximidades de los ríos Nalón y Raigoso (Figura 34). En total se han recogido 8 formas correspondientes a terrazas que en conjunto ocupan una superficie de 219.800 m² (21,98 ha). Excepto una de las terrazas, todas ellas se encuentran a una cota aproximada de 350 m; la otra terraza se halla ubicada entre los 550 y 600 m de altitud, en un contexto diferente, aguas arriba de una zona de estrechamiento del valle debido a la presencia de litologías calcáreas muy competentes que forman una pequeña garganta. Todas ellas están ubicadas a unos 30 metros sobre el cauce actual del río. A pesar de estar escasamente representado, el sistema de terrazas que se conserva en la zona de estudio permite establecer paralelismos con otras descritas en la cuenca alta del río Nalón, donde se han hallado sistemas de terrazas a 30, 10 y 3-4 m de altura sobre el nivel del cauce actual de los ríos Nalón, Orlé y Caleao (Jiménez Sánchez, 1994 y 1999).

Por otro lado existen datos de distribución de conjuntos terrazas en otros ríos de la vertiente cantábrica (ríos Magdalena, Pas, Besaya, etc.) aproximadamente a las mismas alturas (González 1995; González *et al.*, 1996).





Foto 4.- a. Afloramiento de terraza aluvial en las cercanías de Pola de Laviana (Casas del Otero). b. Aspecto en detalle del afloramiento anterior.

# 3.2.3. Morfología y dinámica de las vertientes

El estudio de la dinámica de las vertientes en la cuenca media del río Nalón se ha realizado desde dos ópticas muy diferentes. Por una parte se ha recorrido la zona de campo elaborando una cartografía geomorfológica con el

fin de inventariar e interpretar todos los procesos ligados a la dinámica de laderas. Por otro lado, se han recopilado los datos registrados en los archivos de prensa de Asturias referentes a dichos procesos. Seguidamente se exponen los resultados obtenidos por ambas vías.

## 3.2.3.1. Análisis de la Cartografía Geomorfológica

La actuación de la gravedad en las vertientes da como resultado un conjunto de formas de erosión y depósito que constituyen los principales rasgos geomorfológicos en la zona de estudio.

Siguiendo un criterio litológico y de acuerdo a la clasificación de Varnes (1978), entre los procesos de gravedad que tienen lugar en el tramo medio de la cuenca del río Nalón, cabe diferenciar:

- Desprendimientos y otros movimientos de carácter complejo, en los escarpes rocosos.
- Movimientos en masa, esencialmente de tipo flujo, asociados al sustrato constituido por alternancias calcáreo-detríticas.

Ya se ha comentado que las formas originales correspondientes a la superficie de rotura, y a menudo también las de depósito, se encuentran muy modificadas e incluso, en ocasiones, totalmente obliteradas. Este hecho conduce a que a veces únicamente se pueda recurrir al reconocimiento de los afloramientos para poder caracterizar la tipología del movimiento.

#### Inestabilidades en escarpes rocosos

### Movimientos complejos

En la cartografía se recogen un total de 14 masas desplazadas bajo el epígrafe de movimientos complejos (Varnes, 1978). Este tipo de movimientos de ladera se podría incluir dentro de las avalanchas rocosas (Carson y Kirkby, 1972; Hsü, 1975).

Ocupan un área total próxima a las 47 ha (467.144 m²) y sus dimensiones son variables, con una superficie que oscila entre 9.147 m² y 70.262 m². La media planimétrica es superior a las 3 ha (33.367 m²) y sus formas tienden a ser equidimensionales.

Su presencia está ligada a los relieves más accidentados del área oriental de la zona de estudio, donde se produce la desestabilización del material de los escarpes desarrollados sobre las rocas calcáreas más resistentes, la Formación Barcaliente y la Caliza de Peña Redonda, fundamentalmente (Figura 35).

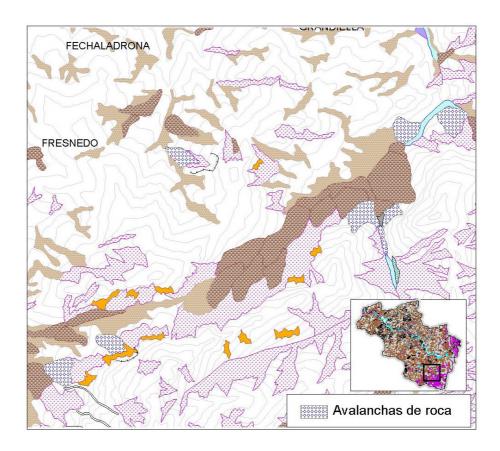


Figura 35.- Detalle de la cartografía geomorfológica. Depósitos originados por avalanchas de rocas en la parte suroriental de la zona de trabajo.

El aspecto que presentan los afloramientos de estos depósitos se caracteriza por la presencia de grandes bloques de tamaño métrico a decamétrico junto con otros de tamaño decimétrico, lo que le confiere un patrón heterométrico (Foto 5). En algunos casos, como se puede ver en la parte inferior izquierda de la Figura 35, el escarpe rocoso aún conserva la cicatriz de la superficie a partir de la que se produjo la inestabilidad.



Foto 5.- Depósito de avalancha rocosa totalmente colonizado por la vegetación. Se encuentra en las cercanías del Cerro Triguero, muy próximo a El Condado.

Las avalanchas aparecen siempre desarrolladas al pie de escarpes con pendientes superiores a 30-35°. Las orientaciones más favorables parecen ser la laderas norte u oeste, aunque también se puede encontrar algún ejemplo originado en laderas orientadas al este.

Si bien no se tienen datos sobre la ocurrencia temporal de estos movimientos complejos, la mayoría de los depósitos se encuentran ya muy colonizados por la vegetación, lo que hace pensar en un origen alejado en el tiempo. En cuanto a su actividad o posible desencadenamiento actual, se puede decir que no comportan un riesgo especialmente elevado, al hallarse los escarpes lejos de poblaciones o infraestructuras.

## Caída de rocas: canchales y canales de caída de rocas

En este caso se aplica la terminología utilizada por el ITGE (1996c), que denomina canchales a los mismos depósitos a los que Joly y Tricart (1970), en la leyenda francesa, llamaron "derrubios de gravedad".

Los canchales resultan de la liberación y caída libre de fragmentos de tamaño variable a partir de un escarpe al pie del cual se acumulan en

superficies con un ángulo próximo al de reposo del material. Este proceso está condicionado por una serie de parámetros como la litología, la existencia, grado de penetración y espaciado de las discontinuidades, la elevación, la pendiente y la orientación, la vegetación, la pérdida de la protección del suelo o el recubrimiento por erosión o por desmonte, etc. (Selby, 1980; Beniawski, 1989; Flageollet, 1996; Menéndez Duarte y Marquínez, 2002).

Las 17 formas de depósito correspondientes a canchales que se han cartografiado se sitúan preferentemente en el sector sureste, en las laderas con más inclinación, cuyo sustrato corresponde a las formaciones calcáreas Barcaliente y Caliza de Peña Redonda (Figura 36).

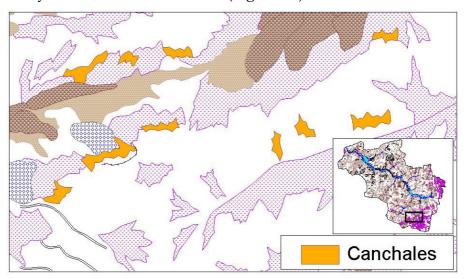


Figura 36.- Detalle de la cartografía geomorfológica. Depósitos de canchales originados por la caída de rocas en la parte sur del área de estudio.

Como se puede comprobar en el mapa geomorfológico (Mapa 1, Anexo 1), se trata de formas de pequeñas dimensiones (la superficie media de estos depósitos es aproximadamente de 1 ha) que ocupan una superficie total de 18,45 ha. Aparecen, fundamentalmente, en laderas con pendientes superiores a 30° y orientaciones noroeste, en estrechas bandas que orlan la parte inferior de los escarpes (Foto 6) y se caracterizan por la presencia de cantos y bloques de calizas centimétricos a decimétricos, muy angulosos y sin matriz.

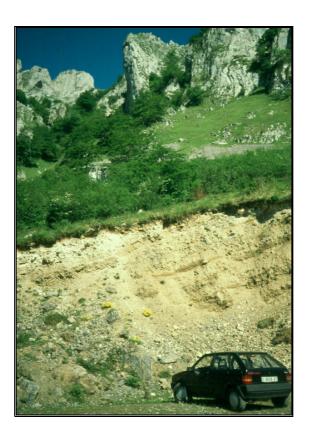


Foto 6.- En la parte superior de la imagen se observa un depósito de canchal al pie del escarpe calcáreo. En la parte inferior se puede ver la estratificación en el depósito ya inactivo (derrubios de ladera), explotado actualmente para áridos.

Aunque el volumen de material involucrado pueda ser grande, la desestabilización no tiene lugar en un único episodio como sucede con las avalanchas rocosas; en este caso la liberación de clastos aislados es un proceso continuado y dilatado en el tiempo, que puede producirse bien por caída libre de los fragmentos o bien a través de canales de funcionamiento mixto, en los que el agua juega un papel importante en el transporte y distribución de los clastos. Terzaghi (1962) y Whalley (1974) consideran también los procesos nivales como mecanismos de transporte en aquellas circunstancias en que determinadas condiciones topográficas y climáticas lo favorecen. Todos estos mecanismos pueden superponerse en el tiempo.

En el mapa geomorfológico se recogen 10 de estos canales, cuyo funcionamiento es mixto, ubicados en la parte más oriental de la cuenca, en la vertiente norte de Peña Mea y en la cara oeste de Peña Mayor. En la leyenda se recogen bajo el epígrafe de "canales de caída de rocas" (**Mapa 1**, Anexo). Estos canales, que se caracterizan por una pendiente superior a 30°, se encuentran desarrollados sobre el sustrato calcáreo de la Formación Barcaliente, en altitudes comprendidas entre 900 y 1.560 m. En épocas lluviosas funcionan como área de canalización de agua, por lo que el mecanismo de transporte por

agua será el más importante. Además, la caída de rocas es un proceso generalizado a lo largo de las paredes de estos canales, como ocurre en el resto de los escarpes colindantes.

#### Los derrubios de ladera

El conjunto de depósitos resultantes de la combinación de diversos procesos, como caída de rocas, procesos edáficos o reptación, se recogen en el mapa geomorfológico como "derrubios de ladera" (Campy y Macaire, 1989). La terminología elaborada por el ITGE (1996c) utiliza el término de "derrubios ordenados" para este tipo de depósitos cuando presentan una distribución en bandas.

En la zona de estudio, la distribución de los derrubios de litología calcárea sigue un patrón semejante al de los canchales (Foto 6), por lo que se pueden considerar como depósitos similares en los que actualmente la actividad es nula y por ello han sido colonizados por la vegetación (Menéndez Duarte, 1990 y 1994; Jiménez Sánchez, 1994 y 2002). Como consecuencia, en estos depósitos cobran importancia otro tipo de procesos, como los edáficos, que explican la presencia de algo de matriz (5-10 %) de naturaleza arcillosa junto con los cantos y bloques calcáreos centimétricos a decimétricos. Es frecuente su explotación para áridos, tal y como sucede en las cercanías de la ermita de Los Campos.

En ocasiones aparecen depósitos de derrubios calcáreos perfectamente ordenados en diferentes bandas según su granulometría (Foto 6). En algunas de ellas los clastos aparecen cementados por el carbonato liberado en el proceso de decalcificación de las calizas (Foto 7).



Foto 7.- Derrubios calcáreos soldados por cemento de decalcificación de las calizas en el valle del Riasco del Monte Condado, al norte de la localidad de El Condado.

Los derrubios alcanzan su mayor desarrollo al este de la zona de estudio, asociándose a los relieves calcáreos de Peña Mea y Peña Mayor, así como a las laderas silíceas originadas sobre el sustrato de la Cuarcita de Barrios (Figura 37). En la cartografía se recogen un total de 200 polígonos correspondientes a este tipo de depósitos, que ocupan una superficie total de 844 ha (8,4 km²), y ocupan áreas con pendientes del orden de 30° y superiores.

Asociados al sustrato silíceo de la Formación Barrios, en la zona más oriental, se han desarrollado importantes extensiones de este tipo de depósitos de ladera (casi 6 km², 600 ha, que representan el 71,42% de los 8,44 km² totales que ocupan los derrubios en la cartografía). Estas vertientes cuarcíticas se encuentran tapizadas por verdaderos mantos de derrubios que ocupan todo el rango de altitudes dentro de una misma ladera, desde las áreas de cresta hasta el fondo de los valles, dando un aspecto homogéneo a su pendiente.

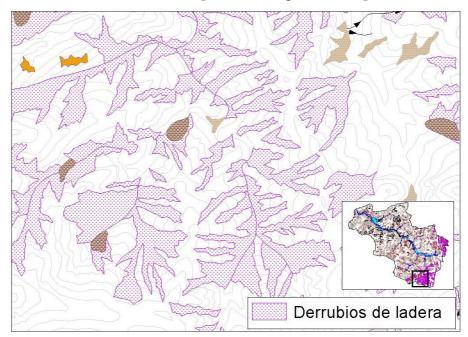


Figura 37.- Detalle de la cartografía geomorfológica. Derrubios de ladera silíceos asociados a los relieves cuarcíticos de Peña Mea, en la parte sur de la zona de estudio.

Se trata de depósitos constituidos por cantos angulosos cuarcíticos de tamaño centimétrico a decimétrico que, en ocasiones, aparecen con una organización vertical distribuyéndose en capas según su diferente granulometría. Se pueden observar buenos ejemplos de este tipo en el corte del arroyo Fuenbermeja, en el extremo sureste, o en las vertientes de Peña Chamoco, al noreste.

Es muy común que sobre los depósitos de este tipo se instalen canales con participación de procesos de arroyada (Figura 38) que producen fuertes incisiones que llegan a alcanzar varios metros de profundidad, dejando en ocasiones la roca del sustrato al descubierto. Se trata de canales rectos y desprovistos de vegetación, con una fuerte pendiente que les confiere una importante componente erosiva.

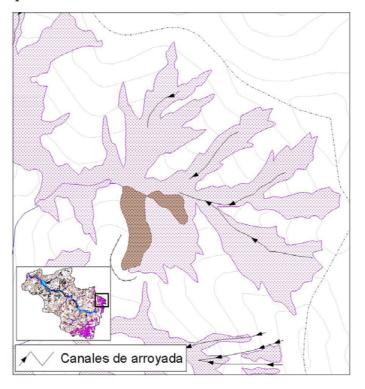


Figura 38.- Detalle de la cartografía geomorfológica. Ejemplos de canales de arroyada desarrollados sobre derrubios de ladera.

En otras zonas de la cornisa cantábrica se ha citado la presencia de depósitos estratificados de este tipo asociados a variaciones climáticas (Valcárcel Díaz y Pérez-Alberti, 1996; Pérez-Alberti y Valcárcel Díaz, 2000)

## Inestabilidades en sustratos mayoritariamente lutíticos

## Reptación superficial

La reptación o *creep* fue descrita por primera vez por Sharpe (1938) como un mecanismo de movimiento extremadamente lento cuya actividad resulta inapreciable en períodos de observación cortos. A pesar de ello existe toda una serie de evidencias directas, como la formación de irregularidades o de pequeños lóbulos en el terreno, las terracitas, etc., o indirectas que se reflejan en la vegetación o en determinadas estructuras artificiales (Foto 8).



Foto 8.- Tronco de árbol flexionado e inclinado por efecto de la reptación.

En la zona de estudio se han podido constatar un conjunto de evidencias del flujo de la parte más superficial del suelo o del recubrimiento cuaternario, en su caso. En la Figura 39 se muestran estas evidencias recogidas de modo sistemático en la subcuenca del río Villoria. Han podido ser reconocidos desde pequeños lóbulos y depresiones o cicatrices de escasa entidad a árboles con el tronco flexionado o inclinado, carreteras deterioradas, etc.

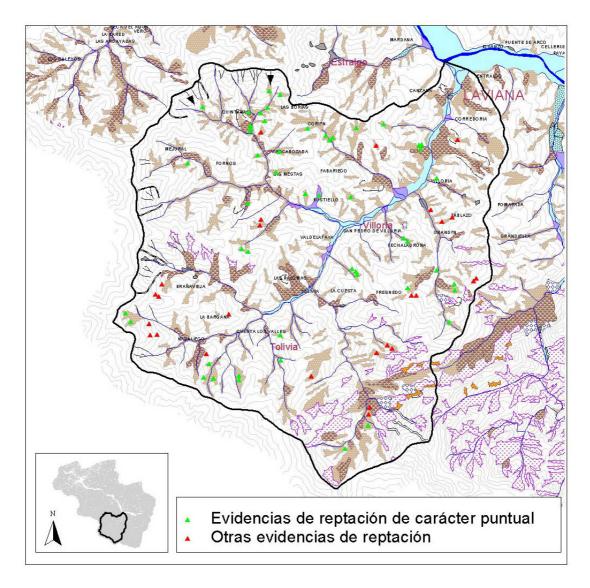


Figura 39.- Detalle de la cartografía geomorfológica. Evidencias de reptación superficial recogidas en la subcuenca del río Villoria.

Se han diferenciado dos tipos de evidencias de inestabilidad: por una parte, aquellos casos en que la inestabilidad detectada afecta a un área pequeña que se puede representar como un único punto en la cartografía. Se trata de 51 ejemplos que involucran en unas ocasiones a una formación superficial y en otras, al propio suelo. Las 26 evidencias restantes, que en la leyenda del mapa se presentan bajo el epígrafe de "otras evidencias de inestabilidad", se refieren a aquellas en las que se encuentra implicada una zona relativamente amplia de suelo o recubrimiento. Al carecer de una extensión lo suficientemente significativa a la escala 1:25.000 a la que se trabaja, se han representado mediante un punto colocado sobre la parte central de la superficie que ocupan. Ambos tipos aparecen, fundamentalmente, en las áreas donde el sustrato geológico está formado por las alternancias de

areniscas y pizarras (Domínguez Cuesta, 1996; Domínguez Cuesta *et al.*, 1998), pudiendo encontrarse en cualquier rango de altitudes, orientaciones y pendientes (Figura 40).

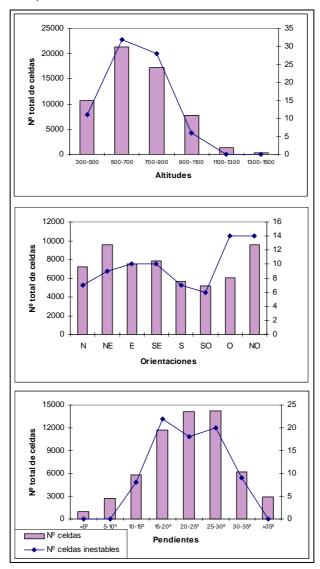


Figura 40.- Distribución de las evidencias de reptación superficial de la subcuenca del río Villoria frente a cada clase de altitud, orientación y pendiente (Domínguez Cuesta *et al.*, 1998).

# Depósitos asociados a la reptación: los coluviones

Asociados al proceso de reptación superficial se producen coluviones (Dietrich *et al.*, 1984; Mills, 1987; Reneau *et al.*, 1989; Menéndez Duarte, 1994; Jiménez Sánchez, 1994, 1997 y 2002; Domínguez Cuesta *et al.*, 1998; Lang, 2003), ampliamente representados en la zona de estudio.

En el mapa geomorfológico (**Mapa 1**, Anexo) se puede observar la distribución que presenta este tipo de depósitos en toda la extensión considerada de la cuenca del río Nalón. Se han cartografiado un total de 1320 unidades de depósitos de coluvión, que en total ocupan una superficie de 28,32 km² (2.832,60 ha), que constituyen más del 10% de la superficie de estudio.

Su presencia está claramente ligada a los fondos de las vaguadas Figura 41), las cuales actúan como áreas receptoras que favorecen la acumulación de las partículas transportadas desde las vertientes. Es frecuente que los depósitos de coluvión se extiendan tapizando también la parte baja de las laderas (Foto 9).

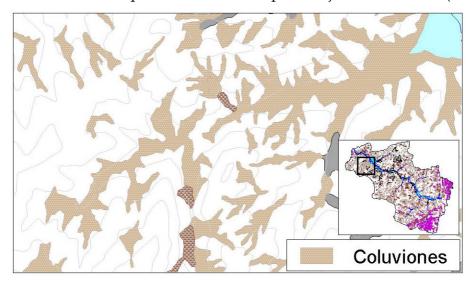


Figura 41.- Detalle de la cartografía geomorfológica. Ejemplos de distribución de coluviones en la zona de estudio, ligados fundamentalmente a las zonas de vaguada.





Foto 9.- a. Coluvión de varios metros de espesor rellenando la vaguada y extendiéndose por toda la parte baja de la ladera, en las inmediaciones del Puerto de La Colladona. b. Típico fondo de las vaguadas de la Cuenca Carbonífera Central.

El análisis comparativo entre el mapa geomorfológico y el MDT muestra repartos similares entre el total de la variable pendiente y la pendiente de los coluviones (Figura 42). Más de la mitad de los coluviones se concentra en áreas con pendientes que oscilan entre los 16° y los 24° que, en su mayoría, corresponden a zonas de vaguada. El resto se distribuye en forma de campana, desde los 0° a los 45°. Únicamente en el rango inicial de pendientes de 0° a 4° existe un máximo local que no se corresponde con un máximo de presencia de coluviones. Esto se debe a que ese rango de pendientes se restringe básicamente a la llanura aluvial del río Nalón y a algunas zonas de collado en la parte alta de los valles, donde no se generan coluviones.

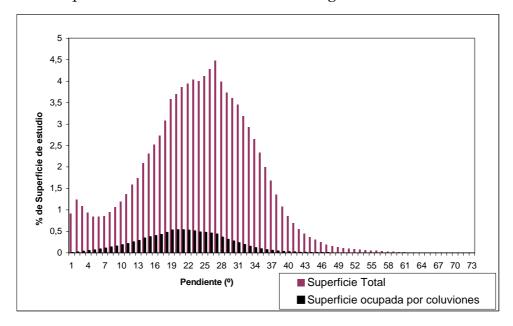


Figura 42.- Distribución de los distintos valores de pendiente a lo largo de toda la zona de estudio y de los depósitos de coluvión respecto a la variable pendiente.

Respecto a otras variables como la orientación o la altitud (Figura 43 y Figura 44), los coluviones muestran distribuciones con tendencias similares, apareciendo en todos los rangos de valores de estas variables.

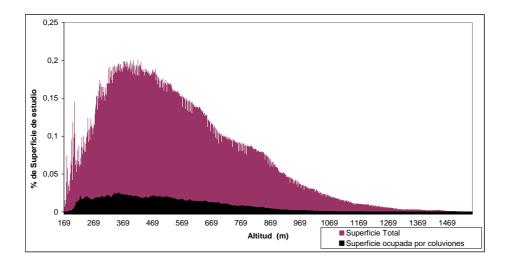


Figura 43.- Distribución de los distintos valores de altitud a lo largo de toda la zona de estudio y de los depósitos de coluvión respecto a la variable altitud.

En el caso de la altitud, la mitad de la superficie de la zona de estudio se encuentra en el intervalo de 220 a 540 m. Del mismo modo  $14~\rm km^2$  ocupados por coluviones (del total de  $28,32~\rm km^2$ ) se distribuyen en este lapso de altitudes.

La distribución de la orientación de los coluviones también sigue un patrón similar al de las orientaciones de toda la zona de estudio (Figura 44).

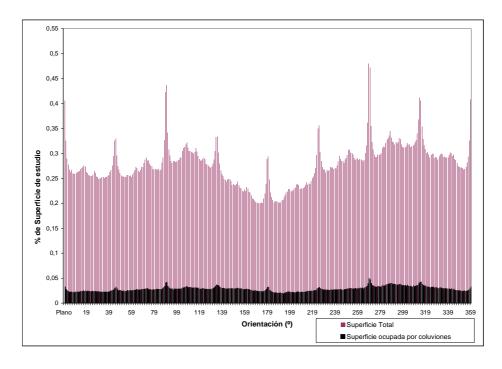


Figura 44.- Distribución de los distintos valores de orientación a lo largo de toda la zona de estudio y de los depósitos de coluvión respecto a la variable orientación.

Al observar la disposición general de las superficies de cada orientación y de los valores de orientación bajo los que se encuentran los coluviones, se hace notoria la existencia de 8 máximos en ambas distribuciones. Estos máximos corresponden a los valores de orientación de los 4 puntos cardinales (Norte, 0°; Sur, 180°; Este, 90°; y Oeste, 270°) y sus correspondientes intermedios (Noreste, 45°; Sureste, 135°; Noroeste, 315° y Suroeste, 225°). Aunque no se ha realizado un análisis cuantitativo en relación con la orientación de los valles, en el mapa de la Figura 28 se puede observar que su trazado coincide aproximadamente con los 4 puntos cardinales y los 4 intermedios. La litología es homogénea en buena parte de la zona, por lo que cobra importancia el factor tectónico y su relación con la red fluvial (ver apartado 3.2.2.1) para explicar la configuración de los valles en esta parte de la cuenca del río Nalón y, por tanto, los máximos observados en la distribución de coluviones.

El análisis de la curvatura, al igual que ocurre con el resto de variables, pone de manifiesto que el rango de valores bajo los que se encuentran los coluviones, mantiene el patrón de distribución de la variable en toda la cuenca (Figura 45). Del total de 28,32 km² de superficie ocupada por coluviones, más de la mitad (14,70 km²) se encuentra bajo valores 0 de curvatura, donde se distribuye a su vez el 55% de la superficie total de estudio.

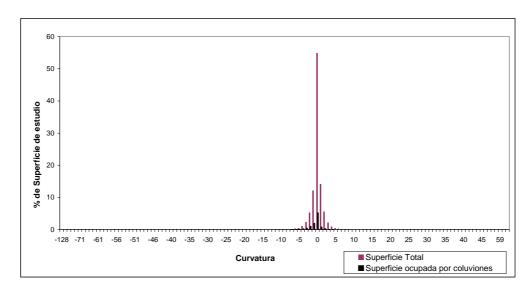


Figura 45.- Distribución de los distintos valores de curvatura a lo largo de toda la zona de estudio y de los depósitos de coluvión respecto a la variable curvatura.

En toda el área en la que se ha trabajado se pueden observar diversos cortes que ponen de manifiesto los variados aspectos que muestran los coluviones. Las secciones reconocidas muestran una textura flotante, con un porcentaje de clastos de naturaleza silícea que varía entre el 1 y el 50%. En

muy raras ocasiones se encuentran coluviones con cantos calcáreos, ni tan siquiera en las proximidades de formaciones de esta litología.

La granulometría de la matriz es variable, apareciendo tamaños limo, arcilla y arena en proporciones variables e incluso pequeños cantos de orden milimétrico que en algunos casos llegan a ser la fracción más numerosa, imprimiendo un carácter microconglomerático al depósito. Frecuentemente aparecen estructuras de ordenamiento interno, distribuyéndose los clastos con su dimensión planar paralela a la pendiente de la ladera; es común la presencia de bandas con clastos equigranulares y con tamaño diferente a los de otras bandas (Foto 10 y Foto 11). Algunos autores han sugerido la asociación de este tipo de estructuras con el carácter episódico de la génesis de los coluviones (Dietrich y Dorn, 1984; Mills, 1987; Reneau *et al.*, 1989).



Foto 10.- Depósito de coluvión ubicado en las proximidades de Entralgo. Cantos dispuestos en bandas groseras en proporciones variadas (10-40%) y embebidos en una matriz arenoso-arcillosa.



Foto 11.- Depósito de coluvión ubicado entre Brañavieja y La Curva del Abelló. Escasa proporción (1-2%) de cantos de arenisca de tamaño decimétrico orientados dentro de una matriz básicamente arcillosa.

## **Flujos**

La mayor parte de las inestabilidades de ladera recogidas en este trabajo se engloba dentro del término de "flujo" (Varnes, 1978). De acuerdo con este autor los movimientos en masa tipo flujo pueden involucrar tanto a formaciones superficiales como al propio sustrato rocoso. El material movido se comporta como una masa viscosa en la que aparecen superficies de rotura sobre las que tiene lugar un movimiento intergranular relativo de las diferentes partículas (Hansen, 1984).

En la zona de estudio, los flujos se extienden de un modo aproximadamente homogéneo y tienen representación a dos escalas netamente diferentes:

- ➤ movimientos de mayor tamaño (orden hectométrico) cartografiables a escala 1:25.000 que, en total, llegan a alcanzar casi 12 km² de superficie (11.595.459 m²).
- ➤ otros de menor entidad (orden métrico a decamétrico), de ocurrencia actual que, a dicha escala, se representan como puntos. Son los argayos.

En ocasiones, la toponimia delata la existencia de estos movimientos del terreno, como ocurre, por ejemplo, al oeste de la localidad de Sotrondio donde existe un antiguo movimiento en cuya cabecera se encuentra situado un pueblo llamado La Rotura (Foto 12). En el mismo concejo de San Martín del

Rey Aurelio, un poco más al sur, existe una localidad llamada Las *Argayadas*, en cuyas proximidades se pueden cartografiar más de 10 flujos diferentes (**Mapa 1**, Anexo). Existen además otros nombres de pueblos o lugares que hacen referencia al relieve, al paisaje, etc.: El Frayoso, El Escobio, La Faya, La Fayona, La Hueria, La Roza, El Hedredo, La Llana, La Traba, La Pandiella, La Colladona, entre otros.



Foto 12.- Movimiento en masa ubicado entre las localidades de El Entrego y Sotrondio. En su cabecera se encuentra una localidad llamada La Rotura.

Tanto en el caso de los *argayos* como en el de los flujos grandes, los depósitos muestran evidencias de deformación interna de la masa deslizada, lo que pone de manifiesto que las partículas han viajado individualmente dentro de la masa deslizada, de modo semejante a un fluido viscoso, lo que impide la conservación de la estructura original del material. El área de acumulación suele ser de formas lobuladas y elongadas y se caracteriza por presentar una superficie irregular en la que, a veces, se conservan indicios del solapamiento de distintos lóbulos de material proveniente del área de cabecera.

Los *argayos* son los causantes de la mayoría de los daños que se registran actualmente en la zona de estudio. A pesar de sus pequeñas dimensiones tienen la capacidad de generar multitud de pérdidas económicas y de vidas humanas. Un buen ejemplo lo constituye el *argayo* que se desencadenó en la localidad de Collado Escobal, en el concejo de San Martín del Rey Aurelio, en Diciembre de 1993. Tras varios días de aguacero, coincidiendo con el día en que se registró el dato de precipitación máxima en 24 horas, 48 l/m² (Domínguez Cuesta *et al.*, 1999) se produjo el flujo de buena

parte de un depósito de coluvión que se encontraba en la parte media de una ladera (Foto 13). Aunque el volumen de material movilizado no fue demasiado grande (aproximadamente 180 m³), fue lo suficiente para alcanzar y arrasar una vivienda que se encontraba por debajo provocando la muerte de 3 personas de una misma familia.

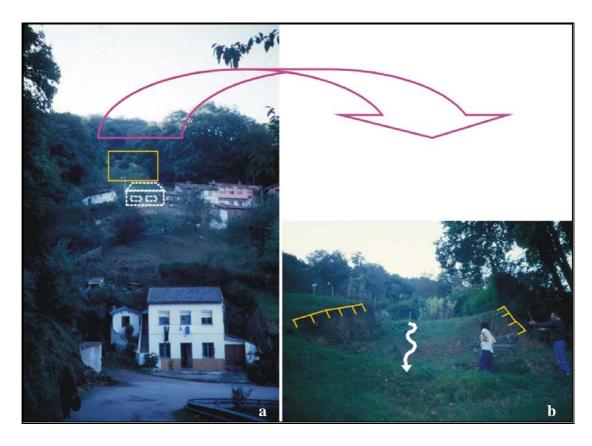


Foto 13.- **a**. *Argayo* desencadenado en Diciembre de 1993 en la localidad de Collado Escobal, que produjo la ruina completa de una vivienda y la pérdida de 3 vidas humanas. **b**. Detalle del área donde se originó el flujo del coluvión.

Normalmente este tipo de flujos se producen en zonas desprovistas de vegetación arbolada, en áreas dedicadas al uso agrícola o aprovechamiento ganadero, con vegetación de prados y pastizales.

Los datos sobre *argayos* se han recogido de modo sistemático en las subcuencas de Santa Bárbara, donde se han encontrado 67 casos y de La Hueria, con 64 hallazgos. Las características concretas de estos *argayos* y su distribución se detallarán en los apartados 3.3 y 3.5, respectivamente. Seguidamente se describen los flujos de mayor tamaño recogidos en la zona de estudio.

En el tramo medio de la cuenca del río Nalón se han cartografiado un total de 472 formas de flujo de las descritas anteriormente como de mayor

tamaño, que ocupan una superficie de 1.159,55 ha (11,6 km²). Aparecen en rangos de pendientes variables entre 0° y 47° (Figura 46), aunque más del 92% de los depósitos se ubican en áreas de pendientes comprendidas entre 9° y 34°.

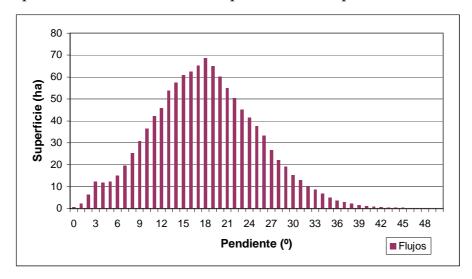


Figura 46.- Distribución de las pendientes de los depósitos de flujo.

Su presencia está ligada casi exclusivamente a zonas desprovistas de vegetación arbolada (Foto 14). Sus dimensiones superficiales medias están en torno a las 2,5 ha (24.566 m²), aunque oscilan entre la escala métrica (3.382 m²) y la hectométrica (224.347 m²) siendo, en general, mayores aquellos que llegan a afectar a los materiales del sustrato. En el caso de los flujos que involucran únicamente a las formaciones superficiales, su extensión viene determinada por la relativa pequeña extensión lateral de los coluviones, que suelen ser los recubrimientos a los que afectan en mayor proporción.



Foto 14.- Panorámica aérea de parte de la zona de estudio. En color rojo se señalan los flujos que, como se puede ver, se encuentran mayoritariamente en áreas de vegetación correspondiente a prados y pastizales (Fuente Ortofoto: Ortofotomapa de Asturias, 2000).

En la zona de cabecera de los flujos se conservan a veces las cicatrices correspondientes al área donde se inicia el despegue. Suelen dar lugar a formas topográficamente positivas, aunque su morfología depende en gran medida de la proximidad o lejanía del punto donde se produce la rotura respecto al fondo del valle, de la fracción acuosa involucrada en el movimiento y del grado de cohesión del material afectado por el flujo. Así, son frecuentes las formas alargadas y lingüiformes cuando la inestabilidad se produce en la parte alta de la ladera y la cantidad de material es suficiente, en cuyo caso el depósito se extiende en forma de lengua por todo el fondo del valle, desde la zona de cicatriz hasta la parte inferior (Foto 15). En otros casos, cuando el movimiento se inicia próximo a la zona basal, el depósito apenas sufre desplazamiento y presenta una forma típica de pera. Esto ocurre también cuando la cohesión del material es elevada (cuando es afectado el sustrato).



Foto 15.- Flujo con forma típica de lengua alargada en La Camperona (concejo de San Martín del Rey Aurelio). Las flechan señalan respectivamente la zona de cicatriz (color amarillo) y la de depósito (color rojo).

Es frecuente que el material esté confinado en zonas de canales, más o menos amplios y, por tanto, se invadan total o parcialmente las zonas de vaguada impidiendo el perfecto drenaje de las aguas de escorrentía superficial. Este hecho provoca la aparición de áreas mal drenadas o incluso encharcadas, con vegetación típica de carácter hidrófilo. Éste es el caso de los valles cuyos perfiles se muestran como ejemplo en la Figura 47 (a y b). La sección a representa un ejemplo de lo que ocurre en muchos de los fondos de valle a lo largo de toda la Cuenca Carbonífera Central. En este caso, el perfil pierde la típica forma de "V", apareciendo dos vaguadas a ambos lados de una forma topográficamente positiva. Esta morfología abombada corresponde a la presencia de un movimiento en masa de tipo flujo, que ocupa la totalidad del fondo del valle interfiriendo en su drenaje normal. Esta situación es susceptible de evolucionar mediante el desencadenamiento de nuevos flujos que se irían solapando unos a otros.

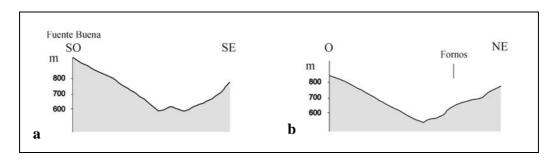


Figura 47.- a. Flujo del coluvión que rellena el fondo de una vaguada. b. Valle que ha sufrido procesos de flujo en su ladera oriental.

El corte **b** de la Figura 47 tampoco muestra un perfil fluvial ideal en su margen izquierda. En la ladera del noreste, la pendiente se suaviza para hacerse de nuevo más acusada en la zona cercana al cauce actual del río. Su origen se ha interpretado en relación con la existencia de antiguos flujos parcialmente erosionados en la actualidad. En las inmediaciones de Fornos, Navaliego y Merujal se conservan retazos de depósitos con morfología aterrazada y pendientes muy suaves, del orden de 5°.

Es frecuente que en una misma ladera tenga lugar la concatenación de sucesivas inestabilidades (Figura 48). En algunos casos, esto se debe a que llegan a invadir la llanura aluvial y modifican el curso del río, provocando la respuesta de la ladera de enfrente mediante nuevas inestabilidades.

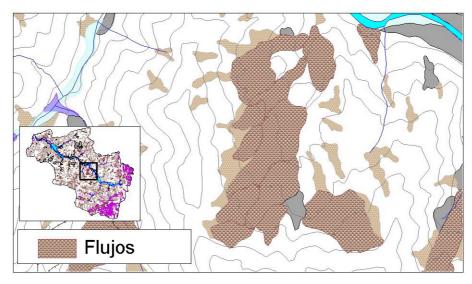


Figura 48.- Detalle de la cartografía geomorfológica. Concatenación de flujos en el valle de San Mamés y La Bobia.

En los casos en los que la lengua llega a invadir el fondo de otro valle es muy común que desplace el curso del río que transcurre por dicho valle o incluso que éste se vea parcialmente taponado. Es muy usual hallar llanuras aluviales desarrolladas aguas arriba de la zona donde el curso del río ha sido interceptado por el depósito del flujo (Figura 49).

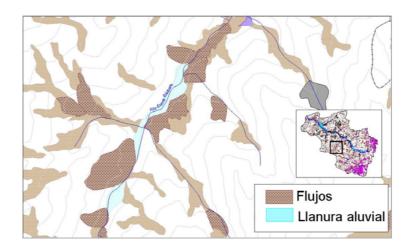


Figura 49.- Detalle de la cartografía geomorfológica. Ejemplo de creación de llanura aluvial aguas arriba de un depósito de flujo.

Los depósitos originados como consecuencia de la actuación de los flujos presentan unas características comunes, como es la presencia de estructuras canaliformes u otras formas erosivas. En ocasiones, la forma del depósito ha sido ya totalmente modificada y no se conserva la típica forma inicial abombada y con relieve positivo. Esto ocurre en un movimiento en masa cercano a Sotrondio, sobre el que se asienta la localidad de El Madroñero. En este caso es posible reconocer una actividad estructurada en varias fases, lo cual ha quedado reflejado en distintos tipos de depósitos, separados por superficies erosivas, que ponen en contacto depósitos con diferente contenido y morfometría de los cantos y de la matriz (Foto 16).



Foto 16.- Las flechas rojas indican las estructuras erosivas en un depósito de flujo ubicado en las cercanías de El Madroñero.

La actividad episódica de estos procesos queda manifiesta también en otros afloramientos de depósitos como ocurre al lado de los pueblos de Reondina y Navaliego. En el corte de la carretera se puede ver el afloramiento de un depósito caracterizado por cantos decimétricos muy angulosos en una matriz compuesta de pequeños cantos y escasa proporción de limo y arena (apenas 1%). A este depósito se superpone, mediante contacto erosivo, otro nivel que muestra estructuras canaliformes (Foto 17) con presencia de cantos claramente redondeados y orientados. Esto evidencia que el transporte del conjunto del depósito no se produjo mediante una única fase de funcionamiento, sino que hubo más de un pulso con proporciones variables de la fracción acuosa.



Foto 17.- Estructura canaliforme en el depósito de un movimiento en masa, cercano a la localidad de Reondina.

Otro ejemplo de flujo se encuentra en la zona noroccidental del área de estudio, cercano a Villa y al Polígono de Riaño (Figura 50). La expansión del depósito en el fondo del valle así como su morfología, con un relieve escasamente positivo, hacen pensar en un transporte con elevado contenido en agua.

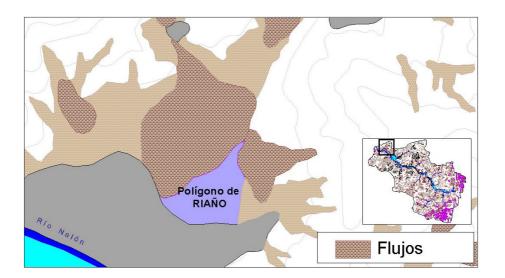


Figura 50.- Detalle de la cartografía geomorfológica. Ejemplo de flujo con elevado contenido en fracción acuosa en las inmediaciones de Riaño.

Ejemplos típicos de morfología de pera, se pueden observar en las proximidades de Entralgo o de Quintanas, dentro de la subcuenca del río "Villoria, así como en los valles del Río Candín o del Arroyo Samuño (**Mapa 1**, Anexo). Un ejemplo muy claro se puede ver a la entrada del valle que vierte sus aguas al río Villoria, cercano a la localidad del mismo nombre (Foto 18). En este caso se conserva la superficie correspondiente a la cicatriz del flujo, aunque parcialmente retocada. En este caso, además de modificarse el curso del río, se puede observar la concatenación de distintos movimientos en una de las vertientes y la respuesta en la ladera de enfrente (Figura 51).

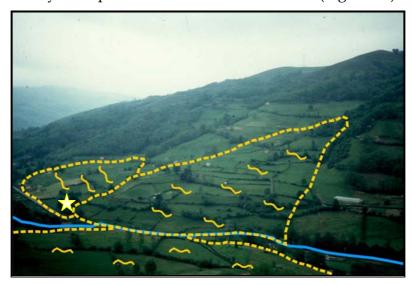


Foto 18.- Depósitos de flujo en las inmediaciones de Villoria que conservan su relieve positivo. La estrella indica el depósito datado (ver Figura 51).

#### Datación de movimientos en masa

Tan sólo en una de las secciones reconocidas ha podido hallarse material susceptible de ser datado. Se trata de uno de los flujos anteriormente descrito ubicado sobre la llanura aluvial del río Villoria (entre las localidades de Entralgo y Villoria), con una superficie planimétrica que mide más de 2 ha (26.806 m²). Se encuentra muy próximo a otros movimientos de considerables dimensiones (155.387 y 35.403 m², respectivamente) que ocupan en gran parte la llanura del río Villoria (Foto 18 y Figura 51) cuya génesis puede haber tenido relación con la de aquél.

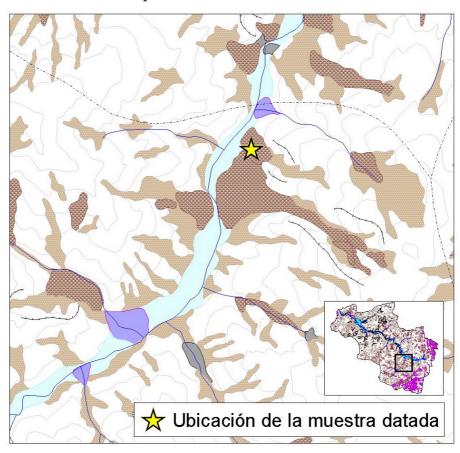


Figura 51.- Detalle de la cartografía geomorfológica. La estrella indica el punto donde se encontró el material carbonoso que sirvió para datar el depósito del movimiento en masa en el que se halló.

La elevada proporción arcillosa (2-3% de cantos) del depósito ha favorecido su aprovechamiento como materia prima para una tejera cercana. En el corte realizado para esta labor se hallaron restos de madera quemada, propicios para efectuar su datación. Estos fragmentos estaban dispuestos en un nivel de escasamente 2 cm de espesor, con una buena continuidad lateral y un buzamiento suave hacia el fondo del valle (Foto 19).



Foto 19.- Afloramiento del depósito de flujo donde fue hallado el fragmento vegetal datado mediante ¹⁴C. La flecha indica la posición del nivel en el que se encontró la muestra.

Las dataciones efectuadas por el laboratorio Beta Analytic (E.E.U.U.) mediante el método del ¹⁴C, han aportado un edad absoluta para la muestra de 2.010 ± 70 años BP. Este dato proporciona una idea no sólo de la edad aproximada del momento en que se produjo el movimiento en masa sino también de los rangos de tiempo de permanencia en el paisaje de depósitos de este tipo. En efecto, siguiendo el principio de superposición, aporta información acerca de la edad mínima de la llanura aluvial, ya que en el momento en que se produjo la desestabilización de la ladera, ésta aparecía ya formada tal y como se muestra hoy en día. El flujo que originó el depósito en el cual fue hallado dicho fragmento pudo producirse en cualquier momento desde hace 2.080 años hasta la actualidad. Su desarrollo podría coincidir con un pico de precipitación como el que han señalado algunos autores en esta época (Cendrero *et al.*, 1993; Cendrero y Dramis, 1996; Salas, 1992; Salas *et al.*, 1996).

# 3.2.3.2. Análisis de la información de prensa.

Con el fin de obtener datos sobre la distribución espacio-temporal de estos procesos y una aproximación a los factores que las condicionan, se han recogido de modo sistemático los datos de inestabilidades registrados en los archivos de prensa de *La Nueva España*, periódico regional de Asturias, siguiendo la metodología descrita en el apartado 2.2. En total, fueron revisados los 5.824 diarios correspondientes a 16 años (entre enero de 1980 y

diciembre de 1995) en los cuales se hallaron 213 noticias relacionadas con inestabilidades del terreno, lo que supone un 3,53% de hallazgos (Figura 52).

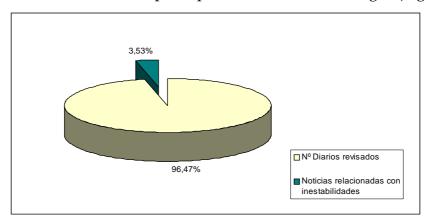


Figura 52.- Frecuencia de hallazgos de noticias relacionadas con inestabilidades, respecto al número total de periódicos revisados.

Con todas las noticias se elaboró una base de datos que ha sido explotada para extraer la máxima información sobre las inestabilidades, como se verá en los apartados siguientes.

# Localización espacial

El empleo de los datos de prensa permite situar espacialmente las inestabilidades a gran escala, y sólo en algunos casos se puede precisar más en su ubicación. Habitualmente, en las noticias se señala con un alto grado de imprecisión el punto donde ha tenido lugar la inestabilidad, lo que impide su localización cartográfica para escalas de trabajo muy detalladas. A pesar de ello, las inestabilidades han podido ser representadas sobre una base topográfica 1:200.000, donde se han situado de un modo aproximado mostrando su distribución a gran escala. En la Figura 53 se observa una elevada concentración de inestabilidades en la zona central de Asturias; concretamente en los concejos de Langreo, Aller, Mieres y Oviedo, donde se ha producido el 44,3% de las noticias. La superposición de este mapa al mapa geológico de Asturias a la misma escala pone de manifiesto que la mayor parte de las inestabilidades (51,2%) se producen en sustratos formados por alternancias calcáreo-detríticas de edad carbonífera, localizadas en la unidad geológica de la Cuenca Carbonífera Central (Lotze, 1945; Julivert, 1972), justamente donde se ubican estos concejos. Por tanto, resulta posible efectuar la valoración de la influencia de las características litológicas del sustrato a gran escala, partiendo de los datos de prensa.

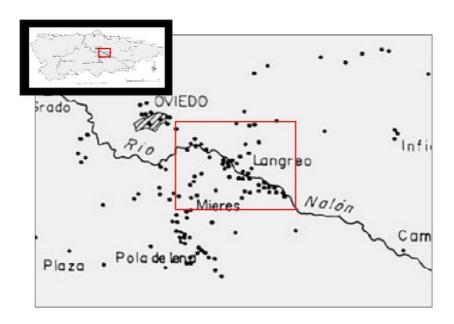


Figura 53.- Detalle de la distribución de las noticias de prensa referidas a la Cuenca Carbonífera Central. El recuadro señala aproximadamente la zona de estudio (ver Figura 13).

# Ubicación temporal

Otra de las posibilidades que ofrece la prensa es proporcionar un registro cronológico de inestabilidades. Respecto a la fiabilidad de las fechas de inestabilidad, se encuentra que el 83,2% de las noticias proporcionan una fecha de inestabilidad fiable, en algunos casos con referencias temporales precisas por parte de personas entrevistadas que llegan a señalar la hora del día en que tiene lugar la inestabilidad. Son frecuentes las referencias del tipo: "...en la mañana de ayer, domingo...", "...el pasado martes 15, sobre las 13:00 horas...", "...el movimiento se desencadenó a las 17:00 horas, momentos después de que los niños salieran del colegio...", etc. Estas aportaciones temporales permiten utilizar la base de datos como fuente de localización temporal de inestabilidades, que pueden así ser relacionadas con series de precipitaciones. Esta relación es también sugerida en los datos de prensa, ya que en el 62% del total de noticias se registran diversas alusiones relativas a la copiosidad de las lluvias o al desarrollo de temporales.

Por tanto, el método desarrollado puede ser válido para llevar a cabo la localización temporal de este tipo de eventos que, en otras fuentes de datos donde no están recogidos sistemáticamente desde el punto de vista cronológico, presenta mayores dificultades.

Capítulo 3_____

# Tipología y frecuencia de inestabilidades

El examen de las fotografías incorporadas a las noticias (ver Figura 14) y, en algunos casos, el reconocimiento directo sobre el terreno, ha permitido tipificar un total de 61 fenómenos de inestabilidad, siguiendo a Varnes (1978). Aparte de los problemas de subsidencia y de algunos casos en que tan sólo existen grietas las inestabilidades se han clasificado de acuerdo con Varnes (1978) en desprendimientos, movimientos complejos y flujos (Figura 54).

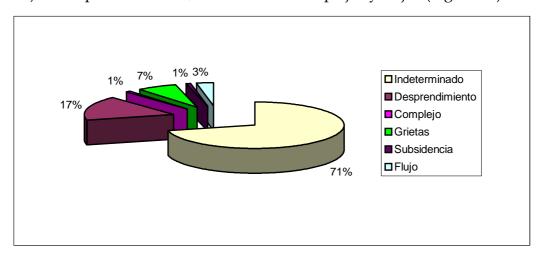


Figura 54.- Clasificación de las inestabilidades en función de la información suministrada por la prensa.

De aquéllas que ha sido posible interpretar su tipología, se aprecia que las más frecuentes son desprendimientos rocosos, fácilmente caracterizados cuando a la noticia le acompaña una fotografía. El resto de los movimientos en masa clasificados han debido reconocerse directamente sobre el terreno o ser contrastados con informes previamente existentes para llevar a cabo su caracterización.

#### **Factores**

Las noticias relacionadas con movimientos del terreno que se han hallado en la prensa contienen a veces referencias más o menos precisas a su posible origen. En aquellos casos en los que se ha podido comprobar *in situ* la naturaleza de la inestabilidad, se ha constatado un elevado grado de acierto (80% de los datos) respecto a las causas que se apuntan en la noticia (Domínguez Cuesta *et al.*, 1996 y 1999). Estas referencias se han almacenado en campos de texto en la base de datos de archivos de prensa (ver Figura 15), con las que posteriormente se pueden realizar estadísticas como la de la Figura 55. En dicha figura se puede ver como casi el 80% de las noticias generadas tienen su origen en los períodos de lluvia, al menos según la información que aporta la noticia de prensa.

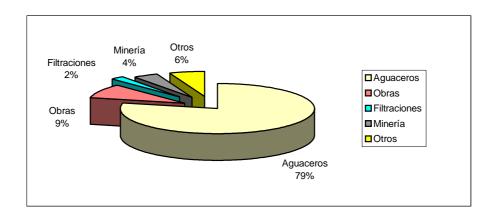


Figura 55.- Causas que generan las inestabilidades según se recoge en las propias noticias de prensa.

La comparación de la simultaneidad de las inestabilidades y los aguaceros o períodos de lluvias, se ha llevado a cabo para cada año, mediante el registro de las fechas de inestabilidad, las fechas de los valores de precipitación máxima en 24 horas y la duración de los episodios de precipitación. Para ello se han considerado exclusivamente aquellas inestabilidades de las que se poseía una referencia temporal exacta y que no parecen estar ligadas únicamente a factores geomorfológicos o relacionados con infraestructuras. Este análisis pone de manifiesto que de los 174 casos considerados, el 77,6% tiene lugar simultáneamente a episodios de lluvia. El restante 22,4% está relacionado con el conjunto de causas recogidas en la Figura 55.

Estas inestabilidades que, casi en la totalidad de los casos, aparecen reflejadas en la prensa como denuncia de los daños que han provocado, muestran una relación directa con los períodos de lluvia, como se puede ver en la Figura 56. En ella se puede apreciar la relación entre las lluvias y el desencadenamiento de las inestabilidades que ocurrieron en el año 1993. Se representan los máximos valores de lluvia en 24 horas para cada mes, recogidos en la estación meteorológica de Oviedo. En varios meses se puede ver la coincidencia temporal entre los aguaceros y el desencadenamiento de inestabilidades, siendo muy próximas o coincidentes con las fechas de precipitación máxima en 24 horas (hay que tener en cuenta que el aguacero se puede extender posteriormente y/o con anterioridad a la fecha del valor máximo en 24 horas). El mes de mayor concentración de noticias durante este año es el de Diciembre. Una de estas inestabilidades es la que se ha referido anteriormente, que ocurrió en la localidad de Collado Escobal y que se cobró 3 vidas humanas. Este movimiento en masa se produjo en la cuenca de Santa Bárbara y, por tanto, será considerado como uno de los *argayos* que sirven para establecer el modelo de susceptibilidad ante este tipo de movimientos.

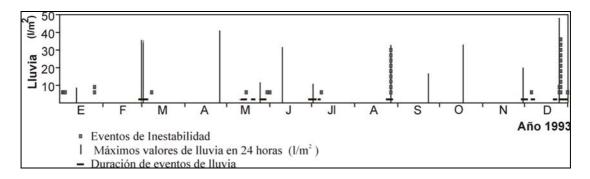


Figura 56.- Relación entre lluvias y eventos de inestabilidad recogidos en los archivos de prensa de *La Nueva España* para el año 1993.

Si se compara la distribución anual de las inestabilidades registradas en la prensa con las precipitaciones medias para el período 1980 – 1994 (Figura 57a), se puede intuir una cierta correspondencia entre las tendencias que siguen las inestabilidades y las precipitaciones. Esta correspondencia se hace más evidente en la Figura 57b, en la que se han representado mes a mes la frecuencia total de los deslizamientos registrados en la prensa a lo largo del período de 16 años revisados, frente a la precipitación media mensual.

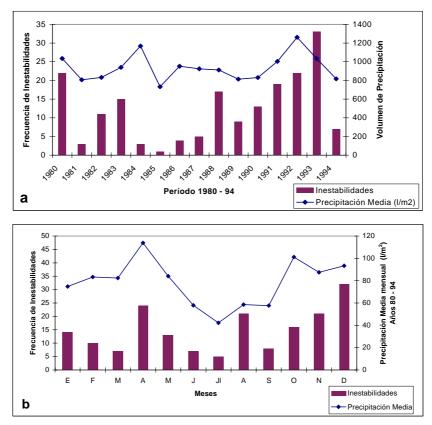


Figura 57.- **a.** Distribución anual de las inestabilidades recogidas en la prensa para el período 1980 – 94 respecto a las precipitaciones medias anuales. **b.** Distribución mensual de las inestabilidades respecto a las precipitaciones medias mensuales.

El mes con mayor número de inestabilidades es diciembre, con 32 en total, que usualmente es el que registra la precipitación máxima del año en Asturias. Sin embargo, puesto que el período estudiado es muy corto, con años que presentan bajos valores de precipitación en diciembre (año 1991: 4,6 l/m²; año 1987: 27,1 l/m²) la máxima precipitación media se alcanza en abril, con 113,8 l/m², y un total de 25 inestabilidades. En agosto, se registran 21 inestabilidades con un valor de precipitación media de 58,6 l/m². Este número relativamente elevado de inestabilidades está asociado a la existencia de tormentas estivales con valores de precipitación excepcionalmente altos, como las registradas en los años 1983 (141,4 l/m²) y 1992 (185,0 l/m²).

En general, según los datos obtenidos a partir de los datos de prensa, se puede establecer el umbral de lluvia para el desencadenamiento de inestabilidades en los 60 mm (Domínguez Cuesta *et al.*, 1999). Esta cifra es inferior a las propuestas por otros autores, que están en torno a los 100 mm (Canuti, *et al.*, 1985; Gallart y Clotet, 1988), pero como ya ha sido puesto de manifiesto, el umbral de lluvias necesario para el desencadenamiento de inestabilidades depende muy estrechamente de la región que se esté analizando y, por tanto, es imposible extrapolar este dato de un área a otra (Garland y Oliver, 1993).

En las noticias de prensa se sugieren otras causas para el origen de las inestabilidades. El factor antrópico se señala directa o indirectamente como desencadenante en aquellos casos en los que se cita el origen en la minería, las filtraciones, las obras, etc. (ver Figura 55). Así, las infraestructuras no sólo son afectadas por la dinámica de las laderas sino que, a veces, las propias actividades asociadas a aquéllas son las que inducen las inestabilidades. La mayor parte de las inestabilidades afectan tanto al firme como a los desmontes de carreteras, abarcando el 62,8% del total de noticias estudiadas. De las 112 noticias en que la prensa aporta información de este tipo, las actividades asociadas a infraestructuras, las obras de construcción, la existencia de explotaciones mineras y de filtraciones en conducciones aparecen como factores desencadenantes de inestabilidad en el 27,7% de los casos. De esto se desprende que es posible realizar una estimación tanto del impacto inducido por las infraestructuras en la dinámica de las laderas como de los problemas que ocasionan sobre ellas estos mismos procesos.

En lo que respecta a los factores geomorfológicos, tan sólo se cita su influencia en el 11,5% del total de las noticias. La marcada ausencia de registros sobre eventos desarrollados en zonas despobladas explica la escasa incidencia de estos factores con respecto al papel desempeñado por las infraestructuras.

Los resultados obtenidos muestran una clara correspondencia entre las inestabilidades registradas en el inventario de prensa por un lado y las lluvias

y la susceptibilidad de los materiales por otro, al igual que ha sido constatado en otras áreas de la Península Ibérica (Corominas y Moya, 1999; Irigaray *et al.*, 2000) y del mundo (Garland y Oliver, 1993; Au, 1993 y 1998; Koukis *et al.*, 1997; Flageollet *et al.*, 1999; Polemio y Sdao, 1999; Zhou *et al.*, 2002; Ocakoglu *et al.*, 2002; Dai y Lee, 2002; Chen y Lee, 2003).

# Daños provocados por los movimientos en masa.

Respecto a los daños provocados por los movimientos en masa, la totalidad de éstos ha afectado a bienes materiales y en 7 casos ha supuesto además daños personales. El análisis de los archivos de prensa permiten obtener una aproximación al riesgo asociado a las inestabilidades de ladera, aunque sería preciso desarrollar estudios de detalle de peligrosidad y riesgo de inestabilidad de ladera, en las zonas especialmente afectadas (Carballal, 1990; Farias y Jiménez Sánchez, 1995; Domínguez Cuesta *et al.*, 1996, 1999). Hay que tener en cuenta que las áreas donde se concentran la mayoría de las inestabilidades no sólo presentan una mayor densidad de población dentro del ámbito asturiano sino que además ésta se halla más dispersa, con lo que la extensión de las zonas sometidas a riesgo aumenta notablemente.

# Actividad del proceso.

La interpretación de los datos recogidos ha puesto de manifiesto que en el 79,3% de los casos (169), las inestabilidades se producen de forma repentina, mientras que en el 20,7% restante se trata de inestabilidades que prolongan su actividad a lo largo del tiempo. El hecho de que las actividades presenten un carácter súbito refuerza la utilidad de la prensa como fuente de datos, ya que al originar únicamente problemas de carácter puntual no suelen quedar registradas en otras fuentes.

#### 3.2.3.3. Discusión

Siguiendo a Cendrero y Dramis (1996), la evolución de las laderas en la zona de estudio está determinada por una serie de factores condicionantes y desencadenantes. La litología del sustrato aparece como uno de los principales factores condicionantes en el desarrollo de los movimientos en masa. El particular comportamiento mecánico de cada litología condiciona la frecuencia y el tipo de inestabilidades. Sobre las litologías calcáreas y cuarcíticas se desarrollan escarpes que evolucionan mediante procesos de caída de rocas y avalanchas rocosas. Por otra parte, las alternancias de pizarras, areniscas y carbón favorecen la aparición de fenómenos de reptación superficial y de otros mecanismos de flujo de carácter rápido o instantáneo. La susceptibilidad de estas litologías detríticas frente al desarrollo de inestabilidades ya ha sido

previamente señalada en esta zona (Domínguez Cuesta, 1996 y Domínguez Cuesta *et al.*, 1998) y para toda la región asturiana (Menéndez Duarte, 1994; Jiménez Sánchez, 1994, 1997 y 2002; Domínguez Cuesta *et al.*, 1996 y 1999).

El clima, a su vez, puede ser considerado factor condicionante de la evolución de las vertientes bajo dos puntos de vista: el clima actual y los cambios que ha sufrido el clima en un contexto temporal más amplio. Por un lado, el comportamiento geomorfológico presente se muestra supeditado al clima actual; así, se observa una relación directa entre la distribución de los períodos de lluvia y el desencadenamiento de inestabilidades en toda Asturias (Domínguez Cuesta et al., 1996 y 1999; Marquínez et al., 2003) al igual que ha sido puesto de manifiesto en otras partes del mundo (Canuti et al., 1985; Garland y Oliver, 1993). Por otra parte, los cambios climáticos en tiempos recientes (Salas, 1992; Cendrero et al., 1993; Salas et al., 1996) han provocado también transformaciones en la dinámica general, como sugieren algunos depósitos en los que se observa la actuación alternante de procesos que implican diferentes mecanismos de transporte en masa, desde movimientos en masa complejos a sistemas de flujos de derrubios (debris-flow). El modelo de evolución climática propuesto por Salas (1992) presenta valores de precipitación elevados en el entorno de los 2.000 años BP (Figura 58), coincidiendo con el dato de la inestabilidad que ha podido ser datada. Otras dataciones de depósitos de ladera realizados en la región asturiana, encajarían también en este modelo (Jiménez Sánchez, et al., 1999).

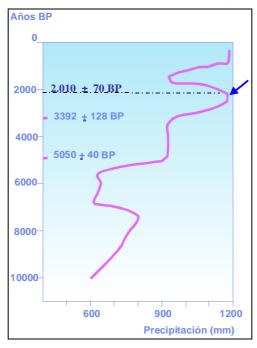


Figura 58.- Modelo climático propuesto por Salas (1992) para el Holoceno en el margen Cantábrico. La figura recoge la datación realizada en la zona de estudio (2010  $\pm$  70 años) y otras realizadas en la región asturiana (Jiménez Sánchez *et al.*, 1999).

La vegetación, directamente ligada a las características del clima, es decisiva en el tipo de mecanismos desarrollados en las vertientes (Beaty, 1956; Rice et al., 1969; Selby, 1982; Gray and Leiser, 1982; Greenway, 1987; Merifield; 1992; Zhang et al., 1993; Franks, 1999; Dai and Lee, 2002; Zhou et al., 2002). Este hecho se muestra especialmente en la asociación respectiva de mecanismos de arroyada a las zonas desprovistas de vegetación y de reptación y flujo subsuperficial a las que muestran una cubierta vegetal continua, como ha sido ya indicado por Jiménez Sánchez (1994, 1997, 1998 y 2002) en la Cuenca alta del río Nalón, aguas arriba de la zona de estudio. Es frecuente que sobre los depósitos de flujo se encuentre vegetación de prados o pastizales. Ello es debido a que son terrenos más fértiles y por ello tienen un aprovechamiento agrícola y ganadero.

Otros factores, como la incisión fluvial, pueden haber influido en el desencadenamiento de los movimientos en masa, tal y como ha sido sugerido en otras áreas de la Región Cantábrica (Rodríguez García *et al.*, 1996; Jiménez Sánchez *et al.*, 1999). Mary (1983 y 1992) propone la existencia de cambios en el nivel del mar que han podido desencadenar incisión fluvial y como consecuencia el desarrollo de procesos de inestabilidad en las laderas. Desde aproximadamente los 4770 hasta los 2000 años B.P., el mar en el margen continental Cantábrico habría tenido un nivel elevado que posteriormente habría descendido (aproximadamente hace 2000 años) provocando el encajamiento de la red fluvial, factor que ha sido invocado para explicar la génesis de movimientos en masa holocenos en otras áreas de Asturias (Jiménez Sánchez *et al.*, 1999).

Seguidamente se discute la distribución de los distintos tipos de formas de ladera a lo largo del área estudiada. En general, los depósitos de origen gravitacional se distribuyen por toda la zona de estudio, sin embargo, son escasos los lugares en los que se puede delimitar claramente la totalidad de la cicatriz de un movimiento en masa, la cabecera de una cuenca torrencial, etc. Este hecho está condicionado por la naturaleza del sustrato, del clima y la vegetación que, en conjunto, no favorecen la conservación de las formas del relieve durante largo tiempo. Por ello, tienden a no conservarse formas poco estables o metaestables como las cicatrices erosivas.

Las avalanchas rocosas se encuentran en valles angostos, con laderas cortas y muy pendientes. Esto hace que no alcancen un gran desarrollo en el plano horizontal, al contrario de lo que ocurre con los depósitos que se desparraman de un modo virulento a lo largo y ancho (gran *run-out*) de las laderas en las que se producen.

El origen y comportamiento de las avalanchas rocosas es motivo de discusión y controversia en la bibliografía (Brunsden, 1979; Nicoletti *et al.,* 1987; Panizza, 1973; Angeli *et al.,* 1996) y aún hoy día no hay un acuerdo sobre

cuales son los factores últimos que controlan su dinámica: retroceso glaciar, estrés sísmico, etc. En la Cordillera Cantábrica se han citado ejemplos de avalanchas relacionados con el retroceso de los hielos de la última etapa glaciar (Jiménez Sánchez y Marquínez, 1990; Jiménez Sánchez, 1994 y 1996; Menéndez Duarte, 1994; Menéndez Duarte y Marquínez, 1996). En la parte alta de la cuenca del río Nalón existen buenos ejemplos de este tipo (Jiménez Sánchez, 1994, 1997 y 2002). En la zona cuyo estudio nos ocupa, no existen evidencias de actividad glaciar y el origen de las avalanchas podría estar relacionado con el contraste de comportamiento mecánico entre distintos materiales en la ladera, con rápidos encajamientos fluviales, o bien con obras de origen antrópico que generan modificaciones geométricas y, por tanto, variaciones en el factor de seguridad de la ladera.

En los canales de caída de rocas que, como se ha visto, se desarrollan principalmente en la parte oriental de la zona de estudio, no se observan abanicos de aludes u otras formas que evidencien una actividad geomorfológica nival, pero la existencia de nevadas en el invierno hace pensar en la posibilidad de un funcionamiento nival para los canales descritos, como ocurre en otras áreas de la Cordillera Cantábrica (Jiménez Sánchez, 1994; Menéndez Duarte, 1994).

La reptación es un proceso extendido por toda la zona de estudio. La región está sometida a un clima de tipo húmedo, con valores de precipitación media anual entre 1.100 y 1.300 l/m², como ya se indicó en el apartado 1.3.3. Aunque no se han realizado valoraciones cuantitativas de tipo experimental, este clima debe traer consigo cambios volumétricos en la parte más superficial del suelo o de las rocas como consecuencia de los contenidos diferenciales en humedad. A su vez, ello debe originar el desplazamiento de partículas ladera abajo, de acuerdo con el patrón de **reptación estacional** descrito por Brunsden (1979). Asimismo, la existencia de una topografía con pendientes relativamente elevadas (más del 65% de la zona presenta pendientes entre 20° y 72°), puede condicionar la actuación del proceso de creep continuo (Terzaghi, 1960; Carson y Kirkby, 1972), mientras que la presencia de una cubierta edáfica más o menos desarrollada, como la que existe en la cuenca del río Nalón, podría determinar el desarrollo del proceso de creep biogénico asociado a la actividad animal y vegetal (Brunsden, 1979). Todos estos mecanismos, junto con la existencia de un sustrato predominantemente lutítico, pueden explicar que la reptación sea un proceso generalizado en el tramo medio de la cuenca del río Nalón.

El proceso completo que origina los coluviones aún no está demasiado claro. Como ya pusieran de manifiesto Reneau *et al.* (1989), la discusión se centra en si el proceso es episódico o bien si la formación tiene lugar de un modo continuo y lo que sucede es que cambian las condiciones ambientales. Tal como ha sido sugerido por diversos autores (Dietrich y Dorn, 1984; Reneau

et al., 1989), el origen de los coluviones está relacionado con procesos edáficos, de arroyada, biogénicos, antrópicos, etc. Autores como Brunsden, (1979) y Reneau et al., (1989) sugieren que el origen de los coluviones debe relacionarse directamente con el proceso de reptación y la denudación del sustrato. El paso inicial es la creación de un suelo que ocupa la parte más superficial del macizo rocoso. Asociada a la formación de esta cubierta edáfica más o menos evolucionada tienen lugar toda una serie de procesos tanto orgánicos como inorgánicos (reptación estacional, continua y biogénica). Entre ellos cabe destacar la actuación de los procesos biogénicos, ampliamente extendidos en la Cuenca Carbonífera Central (Domínguez Cuesta, 1996) y en todo el valle del río Nalón, que ha sido invocada para explicar la removilización de la parte superior del suelo y la liberación de pequeñas partículas de sedimento que se acumulan en las vaguadas.

Otros procesos que deben favorecer la formación de un coluvión podrían ser, por ejemplo, los arrastres de material fino asociados a zonas denudadas, ya sea por talas o quemas, por actividad agrícola o por actividad minera. Inicialmente la cobertera vegetal actúa de armazón que inhibe en gran medida el transporte de las partículas sedimentarias, pero una vez que la vegetación es eliminada, el suelo pierde esa protección liberándose parte del material, que sufrirá así un transporte ladera abajo.

Las formas que en la cartografía se engloban bajo el epígrafe de flujos (*flows*) (Varnes, 1978; Corominas y Alonso, 1984; Corominas, 1989; Dikau *et al.*, 1996; Corominas, 1999) son el resultado de procesos que varían desde el *debris flow* o corriente de derrubios (Costa, 1984; Hutchinson, 1988; Johnson *and* Rodine, 1988; Corominas *et al.*, 1996) al *mud flow* o colada de barro (Costa, 1984; Campbell, 1989; Schrott *et al.*, 1996) o incluso al *rock flow* o flujo de rocas (Terzaghi, 1962; Bisci, *et al.*, 1996). Estas diferencias se pueden establecer al observar la morfología y la composición de los propios depósitos, de acuerdo con Dikau *et al.* (1996).

En el campo se han reconocido algunos afloramientos que ponen de manifiesto las características del movimiento y permiten establecer hipótesis sobre el mecanismo de transporte que los ha originado. Comúnmente, el origen del proceso se encuentra en el hecho de que el agua procedente de la cabecera y las vertientes empapa el coluvión que, como se ha visto se ubica preferentemente en el fondo de las vaguadas. Esto implica un incremento en su peso y en la presión de poro (Brunsden, 1979; Rouse y Reading, 1985; Allison y Brunsden, 1990; Boussouf *et al.*, 1994), que provoca el comienzo del proceso de flujo. La cicatriz de la zona de cabecera evidencia una componente inicial de deslizamiento; el transporte posterior de la masa tendría lugar mediante un movimiento relativo de las diferentes partículas involucrando procesos de deformación interna, contrariamente a lo que ocurriría en un mecanismo de deslizamiento puro (*slide*).

Es frecuente que los procesos que determinan la formación de los flujos hayan variado a lo largo del tiempo. Así, el hecho de que una misma vaguada haya funcionado mediante diversos mecanismos de transporte resulta evidente en varios depósitos. Como se ha visto en los ejemplos mostrados en el apartado de flujos, en ocasiones se pueden llegar a reconocer pulsos de distinta naturaleza dentro de un mismo depósito, lo que permite interpretar su origen mediante un funcionamiento episódico de tipo mixto. Las características de estos depósitos pueden evidenciar la participación de mecanismos de *debris-flow* con mayor o menor presencia de agua, como han descrito Fernández *et al.*, 1992; Marquínez *et al.*, (1993) Jiménez Sánchez *et al.*, 1996 y Corominas *et al.*, 1996 en otras zonas de la Cordillera Cantábrica.

Los *argayos*, flujos que se desarrollan en la actualidad y que constituyen los procesos generadores de riesgo aquí analizados, suelen ser de pequeñas dimensiones (orden métrico a decamétrico) y se distribuyen por toda el área de estudio, restringiéndose básicamente a las áreas de prados y pastizales, por lo que es muy necesario considerar el factor antrópico en su estudio.

# 3.2.4. Depósitos antrópicos

Es necesario considerar siempre el factor antrópico al interpretar la evolución geomorfológica de una determinada zona, máxime en el caso de la zona de estudio, en la que la actividad minera ha alcanzado tanto desarrollo, modificando notablemente las condiciones naturales del terreno.

En el capítulo 1.3.5 se ha hablado del origen y desarrollo de la minería de carbón en la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. En relación con la actividad minera existen 180 formas de depósitos antrópicos de tipo escombrera en las cercanías de las áreas donde han tenido lugar las extracciones del carbón. Como se puede observar en la cartografía del mapa geomorfológico (**Mapa 1**, Anexo), estas escombreras se concentran básicamente en la parte más occidental de la zona de estudio, en relación a las explotaciones a cielo abierto de La Braña del Río (con casi 2 km² de extensión, 180 ha) y El Abedurio (0,57 km², 57 ha) al norte y sur de la población de El Entrego, respectivamente (Figura 59).

Existen otras escombreras de menor entidad (entre 10.000 y 5.000 m²) diseminadas a lo largo de la zona de estudio, generalmente asociada con pozos de minería subterránea, como son Pozobal, Cotorraso, Santo Emiliano, Carrio, la Curva del Abelló, Villoria, etc.

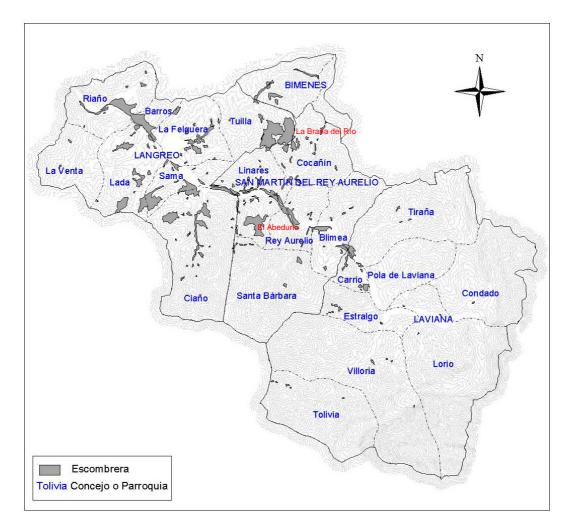


Figura 59.- Presencia de escombreras de carbón en la zona de estudio.

Los depósitos del sector occidental se asocian a las explotaciones mineras por parte de la empresa Hullas de Coto Cortés. El análisis de las fotografías aéreas de 1957, a escala 1:33.000, permite observar que el estado de este entorno no ha variado sustancialmente desde entonces, momento en el que ya existían las rozas y los depósitos de desecho de la minería. Existen otras escombreras que han incrementado notablemente su volumen desde 1957 como es la que se encuentra en las cercanías de la localidad de Villoria, resultante de la extracción del carbón del pozo Villoria, ya cerrado en la actualidad.

Las labores a cielo abierto asociadas a la minería que se lleva desarrollando en las cuencas carboníferas asturianas de forma intensiva desde el siglo XIX, han generado grandes desmontes (Figura 60). Tanto en las áreas extractivas como en aquellas en las que se acumulaban los desechos, el entorno se ha visto seria y, a veces, irreversiblemente modificado. Esto ha generado un incremento en la actividad geomorfológica, aumentando la

velocidad de erosión, ya sea por el mecanismo de arroyada o mediante flujos. Las acumulaciones de los desechos de la explotación del carbón, en los que la cohesión interna entre las partículas es mínima y la ausencia de vegetación es casi total, generan muchos problemas geotécnicos, como ya ha sido señalado en otras áreas de la Cuenca Carbonífera Central, concretamente en el valle del río Caudal (López Fernández *et al.*, 2002). Son muy frecuentes los procesos de inestabilidad que, en ocasiones, llegan a movilizar grandes volúmenes de material. Ejemplos de este tipo se pueden ver en las escombreras de la explotación de la Braña del Río, al Norte de El Entrego, en el concejo de Langreo, donde han tenido lugar mecanismos de desestabilización de tipo flujo (Figura 60).

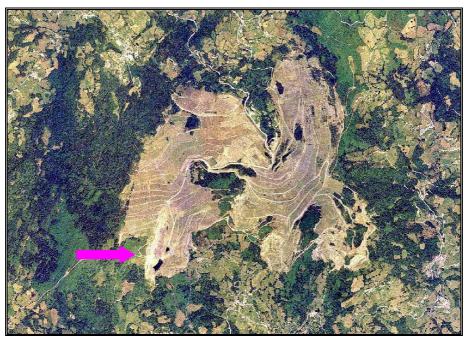


Figura 60.- Vista aérea de la explotación de carbón a cielo abierto de la Braña del Río, parroquia de Tuilla, en el concejo de San Martín del Rey Aurelio. La flecha indica la posición del flujo desarrollado sobre una escombrera. (Fuente Ortofoto: Ortofotomapa de Asturias, 2000).

La extracción de carbón en Asturias y, en general, en todas las cuencas estefanienses y westfalienses del norte de España, ha sufrido un descenso muy importante en los últimos años. A ello se une el que existe una mentalidad más conservadora del medio ambiente y del paisaje, por lo que actualmente se está realizado un enorme esfuerzo por minimizar el impacto de la minería. En este sentido, la restauración de explotaciones a cielo abierto tiene como objetivo primordial, además de disminuir el deterioro paisajístico y el impacto visual que conllevan las labores mineras, eliminar en la medida de lo posible los problemas ligados a la desestabilización, la erosión y el transporte del material de las escombreras. Para ello, en primer lugar se lleva a cabo la reducción de pendientes, desarrollando configuraciones de ladera suaves con

el fin de limitar el desarrollo de inestabilidades. El siguiente paso es la creación de una cubierta vegetal lo suficientemente desarrollada para que su sistema radical actúe como armazón defensivo. Las especies de más rápido crecimiento, como las herbáceas o arbustivas, son las primeras en desarrollarse y resultan muy útiles puesto que evitan la evacuación de material por efecto de las lluvias o el viento. La vegetación superior aporta una mayor protección respecto a los movimientos más superficiales, por lo que se tiende a realizar plantaciones de manzanos, robles, fresnos, etc.

Un ejemplo de restauración se puede ver al sur de El Entrego, en la antigua explotación a cielo abierto conocida como El Abedurio. En ella se han rellenado los huecos de la extracción con una parte del material procedente de las escombreras de desecho, con el fin de disminuir la superficie que potencialmente pudiera sufrir desprendimientos rocosos. El resto del material de las escombreras se distribuye en depósitos de pendientes suaves, sin áreas demasiado abruptas que faciliten la aparición de inestabilidades.

Todas estas intervenciones se llevan a cabo para modificar una topografía que, en principio, podría ser susceptible de sufrir procesos de desestabilización. Así pues, este tipo de actuaciones encaminadas a la modificación de la pendiente llevan implícitas el reconocimiento de la influencia directa que ésta ejerce en el hecho de que se generen o no movimientos en masa.

# 3.3. Establecimiento del modelo de susceptibilidad en la cuenca de Santa Bárbara

En el capítulo de metodología se ha explicado detalladamente la idea para establecer el modelo de susceptibilidad: recoger datos sobre ocurrencia de *argayos* en una subcuenca y sobre la base de sus carácterísticas establecer un modelo para toda la zona de estudio. Posteriormente, tomar nuevos datos de presencia de *argayos* en otra subcuenca con el fin de validar el mapa de susceptibilidad realizado según el modelo anterior.

Los datos iniciales para establecer el modelo se tomaron en la cuenca de Santa Bárbara situada en la margen izquierda del río Nalón, con unas altitudes que oscilan entre los 1065 m en su cota más alta y los 270 m de su desembocadura. En general, las características geomorfológicas, de litología, relieve, población, clima, vegetación, etc. son asimilables a las descritas para la totalidad de la zona de estudio. Presenta un relieve accidentado, un clima húmedo con lluvias abundantes y regulares, una vegetación profusamente desarrollada y una población dispersa vinculada a actividades mineras y

agrícolas. Las distribuciones medias de los valores de orientación (180°), pendiente (22°) y curvatura (-0,018) son similares a las descritas para toda la zona. La altitud media (550 m) también coincide con la de la totalidad de la zona, aunque al tratarse de una subcuenca la variable se distribuye en un intervalo más pequeño.

Se recogieron un total de 67 *argayos*, que tras ser localizados y ubicados en el mapa, pueden ser analizados para ver cómo se comportan las variables que determinan su desencadenamiento como la litología, geomorfología, curvatura, etc., que van a ser tenidas en cuenta en la zonificación de la susceptibilidad. Seguidamente se describe el comportamiento de estas variables.

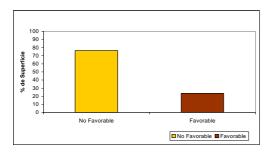
# 3.3.1. Geomorfología

En la cuenca del río Santa Bárbara el 100% de los *argayos* se localizan sobre recubrimientos cuaternarios y así se recoge en la cartografía geomorfológica 1:25.000. Efectivamente, al cruzar la capa de puntos correspondientes a los 67 *argayos* hallados en la cuenca de Santa Bárbara con las formaciones superficiales, se pone de manifiesto que todos ellos se sitúan sobre materiales recogidos en la cartografía geomorfológica como formas de depósito cuaternarias. Básicamente son los depósitos correspondientes a flujos y coluviones los que se ven afectados por estas inestabilidades. Esto no difiere de lo que se ha observado en el resto de la Cuenca Carbonífera Central (Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995; Domínguez Cuesta *et al.*, 1998), en otras áreas de la cordillera y de Asturias (Jiménez Sánchez, 1994, 1997, 1999 y 2002; Menéndez Duarte, 1994; Rodríguez *et al.*, 1996) o en otras partes del mundo (Campbell, 1975; Savage *et al.*, 2000; Debray y Savage, 2001).

Así pues, si consideramos, desde un punto de vista experto, los movimientos superficiales del terreno del tipo de los *argayos* que se están analizando aquí, se puede afirmar que habitual y mayoritariamente se producen en áreas en las que existe un recubrimiento susceptible de ser movilizado. Este hecho encaja con lo que sucede en la cuenca de Santa Bárbara. Desde este punto de vista podremos establecer la favorabilidad o aptitud del terreno para el desarrollo de *argayos* en la zona de estudio. Así, serán áreas favorables a sufrir *argayos* aquellas en las que exista recubrimiento cuaternario. De igual forma, teniendo únicamente en cuenta este criterio, las áreas carentes de depósitos serán menos favorables a sufrirlos.

En la Figura 61 se muestra el 76.4% de la superficie de la cuenca de Santa Bárbara que se considera no favorable a sufrir *argayos*, puesto que no se

ha reconocido la existencia de depósitos cuaternarios. El 23.6% restante corresponde al área favorable, según el criterio anterior, puesto que en ella existen depósitos cuaternarios. La figura b pone de manifiesto que la totalidad de los *argayos* tienen lugar en esta pequeña parte de la cuenca considerada como favorable.



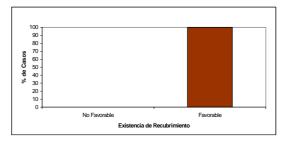


Figura 61.- a. Distribución de los recubrimientos cuaternarios en la cuenca del río Santa Bárbara. b. Ocurrencia de *argayos* en relación con la presencia/ausencia de depósitos cuaternarios en Santa Bárbara.

Por tanto, teniendo en cuenta este criterio de la geomorfología para la totalidad del área de estudio, podrán calificarse como áreas más favorables a sufrir *argayos* aquellas en las que exista recubrimiento cuaternario y, de igual forma, las áreas carentes de depósitos no serán, en principio, favorables a sufrirlos, resultando una reclasificación de la zona de estudio según la presencia/ausencia de recubrimiento cuaternario como se muestra en la Figura 62.

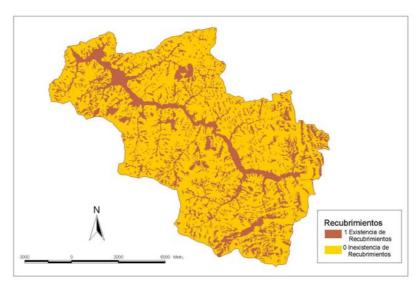


Figura 62.- Mapa geomorfológico reclasificado según el criterio 1/0 de existencia de formaciones superficiales.

Según esto, de la totalidad de la zona de estudio, resulta una extensión de 71 km² (25% del área total) con recubrimientos cuaternarios (Figura 63) y, por tanto, favorable. Los 207 km² restantes no serán favorables a sufrir inestabilidades superficiales, por carecer de recubrimientos (considerando únicamente el criterio de la geomorfología).

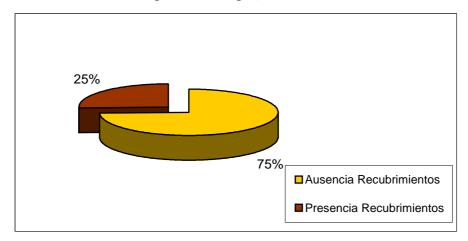


Figura 63.- Distribución porcentual de la capa de geomorfología reclasificada en toda la zona de estudio.

# 3.3.2. Vegetación

La distribución del total de 67 argayos respecto a la variable vegetación se produce de tal forma que el 97,01% de ellos (65 casos) se han producido sobre vegetación de prados, pastizales, helechales o cultivos (Foto 20). En el resto de tipos de vegetación que englobaría a los bosques, plantaciones, brezales, etc., únicamente aparecen el 3% restante, concretamente 2 argayos.



Foto 20.- Argayo registrado en un prado en las proximidades de La Espesura, Santa Bárbara.

Basándose en este hecho y en el conocimiento que da la experiencia sobre la escasa ocurrencia de inestabilidades del tipo de los *argayos* en zonas arboladas (Rice *et al.*, 1969; Merifield; 1992; Zhang *et al.*, 1993; Franks, 1999; Dai *and* Lee, 2002), se puede establecer la siguiente reclasificación de la cobertera vegetal atendiendo a la predisposición del terreno a sufrir estas inestabilidades (Tabla XII).

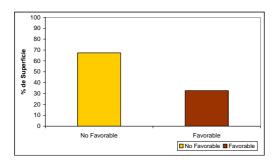
Tabla XII

Reclasificación de la cobertura de vegetación

Tipo de cobertera vegetal	Favorabilidad
Prados y Pastos	
Lastonares y Helechales	1
Cultivos	
Bosques	
Brezales, Tojales	0
Plantaciones, Reforestaciones, etc.	

En este caso, el código 1 refleja la vegetación más favorable al desencadenamiento de inestabilidades superficiales y el 0 la menos favorable. Menos de un tercio de la superficie de la cuenca de Santa Barbara, el 32.6%, es favorable según este criterio (Figura 64) y, sin embargo, en él ocurren 65

argayos, casi la totalidad de los recogidos. En el 67.4% de la superficie de la cuenca restante, tienen lugar los otros 2 argayos encontrados.



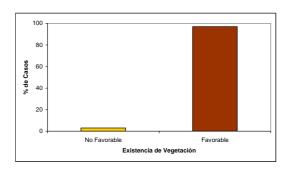


Figura 64.- **a**. Distribución de la vegetación en la cuenca del río Santa Bárbara. **b**. Ocurrencia de *argayos* en relación con la naturaleza de la vegetación en Santa Bárbara.

Si aplicamos este mismo criterio de la Tabla XII a toda la zona de estudio, el mapa resultante sería el de la Figura 65.

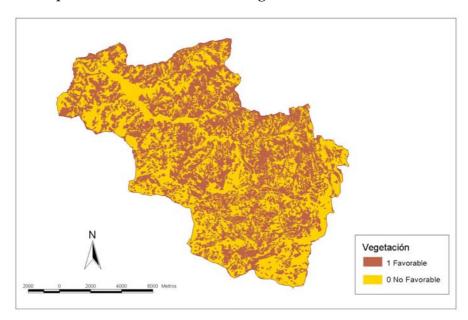


Figura 65.- Mapa de Vegetación reclasificado según el criterio 1/0 de tipología de vegetación.

Han resultado un total de 9.812 ha (más de 98 km²) con una vegetación favorable (Figura 66), que representa aproximadamente un tercio del área de estudio (35%). El resto, 18.000 ha (180 km²) corresponden a terreno caracterizado como no favorable a sufrir *argayos* desde el punto de vista de la vegetación.

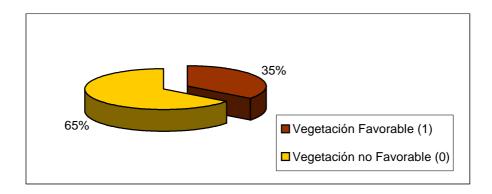


Figura 66.- Distribución porcentual de la vegetación reclasificada en toda la zona de estudio.

# 3.3.3. Geología

La geología y, más concretamente la litología, a pesar de ser bastante monótona en la Cuenca Carbonífera Central, tiene una gran influencia en la aparición de *argayos*. Así, por ejemplo, son muy frecuentes las inestabilidades en las litologías de los tramos carboníferos productivos constituidos por alternacias de lutitas y areniscas. Del mismo modo, desde el punto de vista de los *argayos*, se podrían caracterizar como estables los crestones de arenisca o de caliza que aparecen intercalados en los distintos paquetes. Esta constatación se puede traducir en forma numérica en la capa de geología, reclasificando el terreno según su mayor o menor aptitud a la producción de flujos desde el punto de vista de la litología, que llamaremos favorabilidad y tomará el valor 1 (favorable) o el valor 0 (no favorable).

Por tanto, podemos resumir toda la Tabla VI del apartado 2.7.3.2 en una nueva tabla con la clasificación 0/1 (Tabla XIII). Tomarán valor 1 las litologías que han mostrado ser altamente susceptibles a sufrir inestabilidades del tipo de los *argayos* y valor 0 las que no son favorables a desarrollar *argayos*. Las capas de caliza y arenisca de una cierta entidad, que alcanzan representación cartográfica dentro de los tramos productivos, se considerarán de tipo 0, aunque no queden reflejados en la columna estratigráfica. Otras litologías, como las vulcanitas de edad pérmica o la formación Vegamián, entre otras, serán asignadas al grupo 1, como favorables.

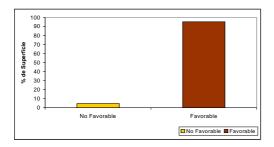
Tabla XIII

Reclasificación de la cobertura de litología.

Tipo de Litología	Favorabilidad
Formaciones Láncara, Barrios, Alba, Barcaliente	
Caliza de Peña Redonda	0
Formaciones Oville, Sueve, Ermita, Vegamian Miembro Ligüeira y Paquete Fresnedo	1
Unidad del Aller - Nalón	
Subhullero	
Paquetes Caleras-San Antonio, María Luisa, Entrerregueras y Sorriego	1
Pudingas	0
Unidad de Riosa - Olloniego	
Paquetes Canales y Esperanza	1
Paquete Pudingas	0
Materiales pertenecientes al Manto de	Caso
Formaciónes Beleño y Fito	1
Formación Escalada	0
Materiales discordantes sobre el Carbo	nífero
Formación San Tirso	1
Materiales del Trias, Cretácico Inferior y Cretácico Superior	1

Esta reclasificación está apoyada por las condiciones de litología del sustrato en las que se han hallado los *argayos* de la cuenca de Santa Bárbara y por el conocimiento que da la experiencia en la Cuenca Carbonífera Central y en otras áreas de la Cordillera Cantábrica.

En función de las características litológicas se pueden determinar con total certeza zonas ausentes de deslizamientos, aunque la superficie que ocupan estas zonas únicamente representa el 4.6% de toda la cuenca de Santa Bárbara (Figura 67a). La distribución de los *argayos* en la cuenca de Santa Bárbara en relación a la litología del sustrato, es la de la Figura 67b.



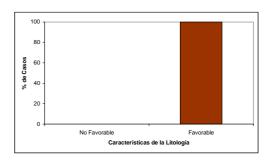


Figura 67.- **a**. Distribución de la litología en la cuenca del río Santa Bárbara. **b**. Ocurrencia de *argayos* en relación con la naturaleza del sustrato en Santa Bárbara.

El 100% de los *argayos* recogidos tienen lugar sobre las litologías consideradas como favorables al deslizamiento. Ninguno de ellos se ha registrado bajo litologías caracterizadas como no favorables. Así pues, la litología del sustrato se puede considerar muy significativa, pero ocurre, como hemos visto, que la extensión de la litología no favorable es inferior al 5%, por lo que queda un poco menguado su grado de significación.

Si se aplica este criterio a toda la zona de estudio y se representa un nuevo mapa litológico reclasificado obtendremos el mapa de la Figura 68.

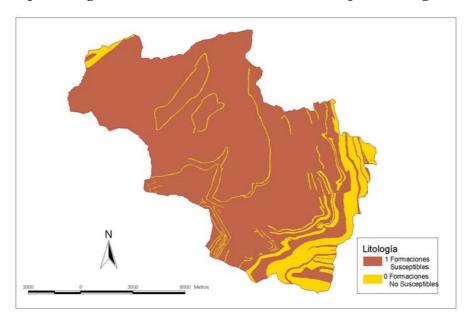


Figura 68.- Mapa Litológico reclasificado según el criterio 1/0 de tipo de litología.

En la parte oriental, donde afloran los materiales pertenecientes al Manto de Caso, las litologías calcáreas, consideradas como no favorables, alcanzan un desarrollo importante. La mayoría del territorio aparece en la categoría de favorable, quedando menos de un 15% como no favorable a sufrir inestabilidades (Figura 69).

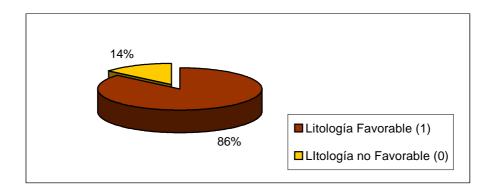


Figura 69.- Distribución porcentual de la litología reclasificada en toda la zona de estudio.

Del total de casi 280 km² de superficie, 240 km² corresponden a distintas formaciones del carbonífero productivo, con continuos problemas de inestabilidad. El 14% restante (40 km²) corresponde a litologías del Manto de Caso y capas de Calizas, Pudingas o Areniscas de cierto espesor dentro de los materiales carboníferos de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central, que no son favorables a sufrir *argayos*.

## 3.3.4. Pendiente

A continuación se describe el comportamiento interno de la variable pendiente en base a diversos gráficos y análisis realizados con los datos de los *argayos* recogidos en la cuenca de Santa Bárbara.

## Diagrama Tallo-Hojas

Se representa el primer dígito de cada valor de pendiente de los *argayos*, es decir, las decenas, en el campo Tallo. Las Hojas del diagrama las conforman las unidades de los valores de pendiente (Figura 70). Posteriormente se traza una curva envolvente de las hojas del diagrama, que nos va a dar una idea del comportamiento de la variable.

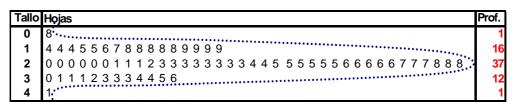


Figura 70.- Diagrama Tallo-Hojas de la variable Pendiente de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara, con 5 clases.

Observando la curva punteada, la pendiente parece ajustarse a un comportamiento normal, con un pico central y dos colas aproximadamente simétricas a los lados.

El diagrama Tallo-Hojas permite profundizar un poco más en el conocimiento de la variable. Ya se ha explicdo que en los casos en los que la lista de valores es grande, con un elevado número de Hojas (Profundidad elevada), se puede dividir cada fila en dos, utilizando el signo "*", para especificar cual es la nueva fila que se corresponde con los valores de 5 a 9, dejando el número de Tallo normal para los valores de 0 a 4 (Bosque Sendra, 1997).

El Diagrama Tallo-Hojas de la Pendiente de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara visto más en detalle, con 8 clases (Figura 71), muestra la permanencia del comportamiento próximo al normal (Campana de Gauss) de esta variable.

Tallo	Hojas	Prof.
0*	8.	1
1	4 4 4	3
1*	5 5 6 7 8 8 8 8 8 9 9 9 9	13
2	0 0 0 0 0 0 1 1 1 2 3 3 3 3 3 3 3 3 4 4	20
	55555566666777888	17
3	0 1 1 1 2 3 3 3 4 4	10
3*	5 6	2
4	1,	1

Figura 71.- Diagrama Tallo-Hojas de la variable Pendiente de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara, con 8 clases.

#### El Resumen Numérico

La variable Pendiente, en el caso de los *argayos* recogidos en la cuenca del río Santa Bárbara, presenta un valor de Mediana igual a 23,93° y deja un total de 33 datos a cada lado, como se indica en la primera fila de la **Profundidad** (Figura 72), que refleja la distancia entre los valores extremos y el valor central. Los cuartiles toman los valores 19,63° y 27,84° respectivamente.

En este caso, la Diferencia toma el valor 8,21°. Es decir, que el 50% de los datos se encuentra en un intervalo de poco más de 8°, lo que nos da una idea de la distribución de la variable. El rango de valores dentro del cual varía la pendiente bajo la que tienen lugar los *argayos* es de 33,71°.

ESTADÍSTICO	PROFUNDIDAD	Вајо		ALTO	DIFERENCIA	MEDIA
Mediana	33		23,93			23,93
Cuartil	16,75	19,63		27,84	8,21 (RIC)	23,73
Extremo	1	8,00		41,71	33,71	24,85

Figura 72. Resumen Numérico de la variable Pendiente de los argayos de la cuenca del río Santa Bárbara.

En el campo **Media**, donde se representa el valor promedio de los estadísticos de esa fila se observan dos valores casi idénticos (23°), lo que pone en evidencia el comportamiento similar a una variable de tipo normal en la parte central de la variable. La media correspondiente a los extremos toma valores muy parecidos a la Mediana y la primera media, ya que apenas hay 1° de diferencia entre ellos.

Con todo lo dicho y si tenemos en cuenta que el Recorrido Intercuartílico (es decir el 50% de la población) se sitúa en un rango de poco más de 8º, la diferencia de 1º entre los valores más extremos de la variable y la Mediana ponen de manifiesto un pequeño sesgo a la derecha, pero sin perder su categoría de variable cuasi-normal.

Si realizamos el gráfico *Boxplot* o La Caja, para ver si existe algún caso anómalo (Número de Casos) y que convendría sacar del análisis (Figura 73), se observa que no existe ninguno.

	RANGO	LÍMITE SUPERIOR LÍMITE INFERIOR		Nº Casos
Extremo	24,63	48,56	-0,7	0

Figura 73.- Gráfico *Boxplot* que refleja la inexistencia de valores anómalos dentro de la distribución de la variable Pendiente de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara.

## Diagrama de Frecuencias

A partir del conocimiento de toda la información acerca de la variable pendiente (Figura 18, Figura 70, Figura 71, Figura 72 y Figura 73), se puede representar e interpretar su diagrama de frecuencias.

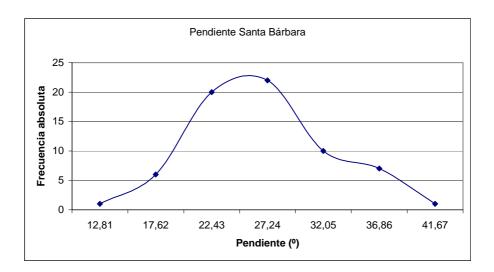


Figura 74.- Diagrama de distribución de Frecuencias de la variable Pendiente de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara.

La Figura 74 pone de manifiesto de una manera visual, que la pendiente se ajusta bastante bien a una distribución normal, con un máximo central y un descenso de los valores aproximadamente equivalente a ambos lados, similar a una campana de Gauss. Por lo que se ha visto hasta ahora, la pendiente puede ser una de las variables con las que se podrá elaborar el modelo de susceptibilidad.

## Supuesto de Normalidad

Para determinar si los datos de la variable pendiente provienen de una distribución normal, se han comparado los valores de pendiente con los de otra variable generada de modo aleatorio, manteniendo idénticas la Media (24,28°) y la Desviación Estándar (6,33°) (Figura 75). Ambos valores pueden ser utilizados para explicar el comportamiento de la población. La Desviación Estándar es la medida de la dispersión de los valores respecto a la Media (valor promedio).

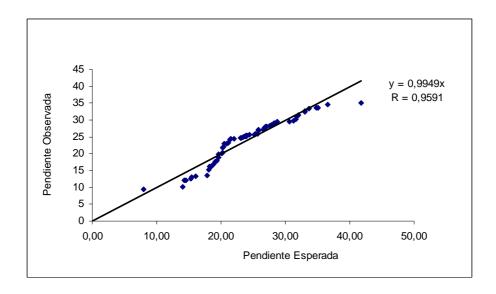


Figura 75.- Gráfico que muestra la normalidad de la variable Pendiente de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara.

En este caso el valor del Coeficiente de Correlación lineal de Pearson, R, toma un valor de 0,96, muy próximo a 1, lo cual indica una relación lineal muy fuerte y positiva entre las dos variables.

## Función de Densidad

Al representar en el gráfico de la Figura 76 la estimación de la densidad de la pendiente de la muestra de *argayos* (color rojo) frente a la estimación de la densidad de la pendiente de la población general (color negro), se observa cómo ambas presentan características diferentes. Existen unos valores de pendiente (entre 0° y 16°) para los que la curva de estimación de la densidad de la distribución de los *argayos* toma valores menores que la curva de la población, es decir, que la presencia de *argayos* es inferior a la esperable. Entre ese límite y los 30°, la estimación de la densidad de *argayos* es muy superior a la distribución de la densidad de la población en ese rango. Para valores superiores de pendiente se puede ver una distribución aproximadamente igual entre ambas muestras, manteniéndose la curva de la muestra de *argayos* siempre por debajo.

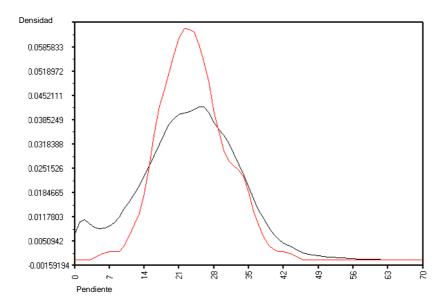


Figura 76.- Diagrama de distribución de densidad de la variable Pendiente en la muestra (curva roja) y en la población (curva negra). Los valores que toma la variable en las zonas donde ambas curvas se separan son los más significativos.

Si generamos una nueva curva con las diferencias entre ambas estimaciones, nos dará una idea de la distribución prioritaria de los *argayos* respecto a la variable pendiente (valores positivos de la curva de la Figura 77). Del mismo modo, los valores negativos indicarán menor probabilidad de desarrollo de *argayos* respecto a esa variable. Por tanto, lo que obtenemos es una función probabilística que relaciona la presencia de *argayos* con la distribución de la variable pendiente y que será la que posteriormente introduzcamos como parte del modelo de Regresión Logística.

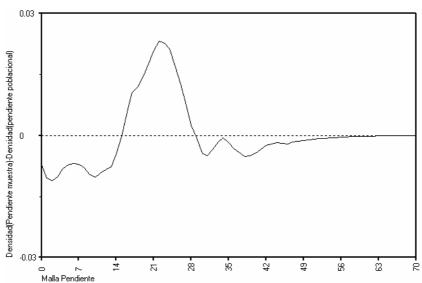


Figura 77.- Curva que muestra las diferencias entre la función de densidad de la Pendiente de la muestra y la población.

# 3.3.5. Curvatura

En el apartado 2.6.4.2 se ha definido la curvatura en un punto como la tasa de cambio de la pendiente, que depende de las derivadas de segundo grado de la altitud. Seguidamente se detallan los gráficos y análisis realizados con los datos de curvatura de los *argayos* recogidos en la cuenca de Santa Bárbara, con el fin de analizar el comportamiento de esta variable.

# Diagrama Tallo-Hojas

La envolvente de las hojas del Diagrama Tallo-Hojas de la variable Curvatura (Figura 78) pone de manifiesto un máximo en el entorno del valor de –0, con una Profundidad de 23 casos. Aparentemente, el comportamiento de la variable se aproxima al de una Normal, con un pequeño sesgo hacia los valores negativos.

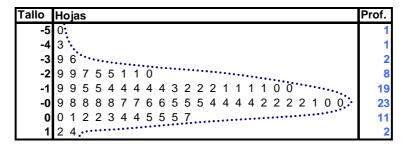


Figura 78.- Diagrama Tallo-Hojas de la variable Curvatura de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara, con 8 clases.

#### El Resumen numérico

El Resumen Numérico de la curvatura y, posteriormente, el histograma de frecuencias, también nos informan sobre como se comporta internamente la variable (Figura 79 y Figura 80). En este caso se ha desarrollado más ampliamente el gráfico para comprender mejor el comportamiento de la variable.

ESTADÍSTICO	PROFUNDIDAD	Вајо		ALTO	DIFERENCIA	MEDIA
Mediana	33		-0,85			-0,85
Cuartil (50)	16,75	-1,46		-0,21	1,25	-0,84
Subcuartil (67,5)		-1,97		0,01	1,98	-0,98
Subcuartil (75)		-2,55		0,38	2,93	-1,08
Extremo (100)	1	-5,07		1,45	6,52	-1,81

Figura 79.- Resumen Numérico de la variable Curvatura de los argayos de la cuenca del río Santa Bárbara.

En la columna de la media, vemos que toma valores muy próximos. En los estadísticos más centrales se observan valores muy similares en el campo Media, siendo únicamente el Extremo (100) el más alejado.

# Diagrama de Frecuencias

El diagrama de frecuencias de los valores de curvatura que presentan los *argayos* de la cuenca de Santa Bárbara (Figura 80), con un ligero sesgo hacia la izquierda (valores negativos de curvatura), corrobora el comportamiento normal que apuntaban tanto el diagrama Tallo-Hojas como el Análisis Numérico de la variable (Figura 78 y Figura 79).

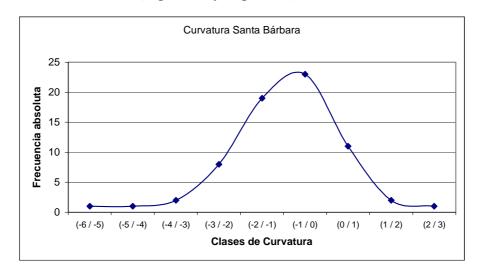


Figura 80.- Diagrama de distribución de Frecuencias de la variable Curvatura de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara.

## Supuesto de Normalidad

La variable curvatura parece ajustarse, en principio y según lo visto en los apartados anteriores, a un comportamiento normal. No obstante, mediante el supuesto de Normalidad explicado anteriormente, comprobaremos cómo es el ajuste a una variable aleatoria normal con Media y Desviación Estándar similares a las de la Curvatura de los *argayos* de la cuenca de Santa Bárbara. En la Figura 81 se puede observar que el ajuste entre ambas poblaciones es elevado, con un coeficiente de Correlación Lineal de Pearson, R, superior a 0,97.

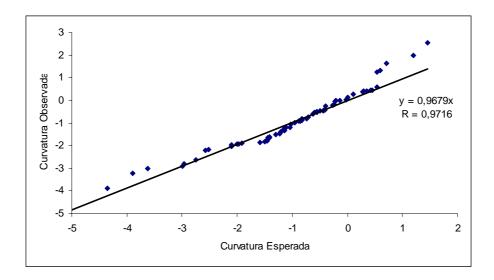


Figura 81.- Gráfico que muestra la normalidad de la variable Curvatura de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara.

#### Función de Densidad

Para el caso de la Curvatura, la comparación entre las funciones de densidad de la muestra de *argayos* y la población (Figura 82) muestra una mayor densidad de *argayos* de la esperada en el rango de valores de curvatura de –6 a –0,7.

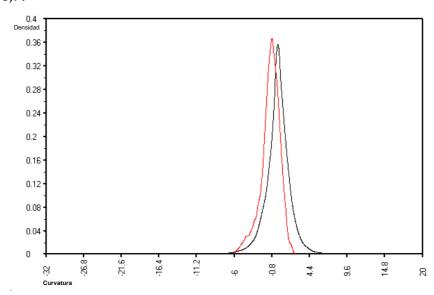


Figura 82.- Diagrama de distribución de densidad de la variable Curvatura en la muestra (curva roja) y en la población (curva negra). Los valores que toma la variable en las zonas donde ambas curvas se separan son los más significativos.

Al representar el gráfico resultante de la diferencia entre ambas funciones (Figura 83), se observa cómo la densidad de *argayos* es superior (valores positivos de la curva probabilística) a la de la población en los valores negativos próximos al 0 y es significativamente inferior (valores negativos) en los valores de curvatura positivos cercanos al 0.

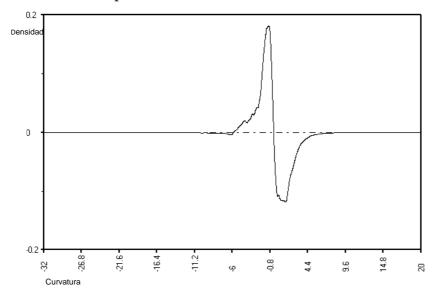


Figura 83.- Curva que muestra las diferencias entre la función de densidad de la Curvatura de la muestra y la población.

# 3.3.6. Altitud

Se ha elegido una unidad del terreno con significado geomorfológico, como es la cuenca del río Santa Bárbara, aunque esto implica algunas contrapartidas como es el hecho de presentar un rango de altitudes entre 300 m y 1050 m, no representativo de toda la zona de estudio, que varía entre 200 m y 1550 m.

# Diagrama Tallo-Hojas

El diagrama Tallo-Hojas muestra un comportamiento de la variable alejado del normal, por presentar un pico máximo en el entorno de los 500 m de altitud (Profundidad toma un valor 18) y otro pico secundario en los 800 m (Figura 84). Así se puede decir que la altitud no presenta un comportamiento gaussiano pero, a pesar de ello, podrá ser utilizada en el análisis de Regresión Logística, por no ser imprescindible la normalidad. A continuación se realizan el resto de tests con los valores de altitud bajo los que tienen lugar los *argayos*.

Tallo	<b>H</b> ojas	Prof.
2	8**************************************	1
3	0 4 5 5 7 7 7 8	8
4	0 0 1 1 2 3 4 6 7 8 9	11
5	0 1 2 3 3 3 4 4 6 6 7 7 7 7 8 9 9 9 :	18
6	0 1 1 1 2 2 2 3 3 4 4 4 5 7 7 8	16
7	1 1 1 7 8:::	5
8	00367778.	8

Figura 84.- Diagrama Tallo-Hojas de la variable Altitud de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara, con 7 clases.

# El Resumen Numérico

El resumen numérico de la variable (Figura 85) muestra una relativa dispersión de los datos ya que los valores de la columna Media difieren en 10 y 14 metros respectivamente. Estas diferencias no son demasiado importantes si se tiene en cuenta la variación en la altitud de la cuenca de Santa Bárbara señalada anteriormente.

ESTADÍSTICO	PROFUNDIDAD	Вајо		ALTO	DIFERENCIA	MEDIA
Mediana	33		576,80			576,80
Cuartil	16,75	465,55		659,71	194,15	562,63
Extremo	1	283,91		888,01	604,10	585,96

Figura 85.- Resumen Numérico de la variable Altitud de los argayos de la cuenca del río Santa Bárbara.

## Diagrama de Frecuencias

Ya hemos visto que, en principio, el comportamiento de la altitud, parece estar alejado del normal (Figura 84 y Figura 85). Efectivamente, si realizamos la representación de la variable en un diagrama, en base al análisis de frecuencias, se pone de manifiesto claramente la lejanía de un comportamiento normal. Se pueden ver los dos máximos detectados con los procedimientos anteriores (Figura 86).

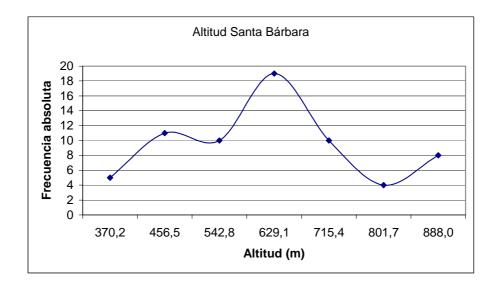


Figura 86.- Diagrama de distribución de Frecuencias de la variable Altitud de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara, en la parte central de la variable.

# Supuesto de Normalidad

El Coeficiente de Correlación Lineal de Pearson toma el valor de 0,96 para el caso de la altitud. Ello indica un comportamiento próximo al normal, aunque como se puede ver en el gráfico (Figura 87), esta tendencia general se aleja un poco en los extremos de la variable.

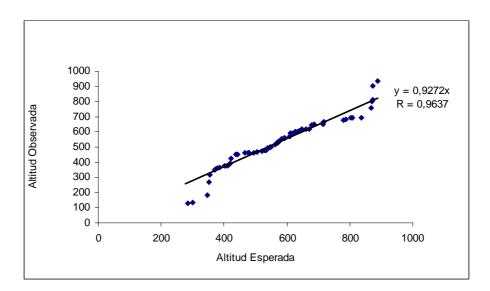


Figura 87.- Gráfico que muestra la proximidad al comportamiento normal de la variable Altitud de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara.

#### Función de Densidad

La altitud de la muestra de *argayos*, como se puede ver en el gráfico de distribución de densidades (Figura 88), no es representativa de la población. Como se ha comentado anteriormente la cuenca de Santa Bárbara no presenta toda la variabilidad de altitudes que se da en la zona de estudio. Este hecho se ha tenido en cuenta para estimar la función de densidad de la población. A pesar de ello, se observa cómo la distribución de ambas no coincide y, por tanto, la altitud no podrá ser tenida en cuenta como una variable más para establecer el modelo de Regresión Logística.

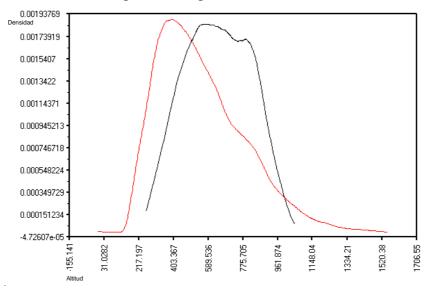


Figura 88.- Diagrama de distribución de densidad de la variable Altitud en la muestra (curva roja) y en la población (curva negra).

## 3.3.7. Orientación

# Diagrama Tallo-Hojas

El caso de la orientación, por ser una variable de carácter circular, presenta algunas peculiaridades en su comportamiento. Así, por ejemplo, no se puede decir que existan valores "mayores" o "menores" que otros y, por lo tanto, algunos parámetros estadísticos clásicos pueden inducir a error, por ejemplo si se quieren establecer medias entre dos valores de orientación Este y Oeste. Al igual que otras variables de características similares, la orientación se trata con métodos estadísticos específicos que la consideran como una magnitud vectorial. La estadística circular utiliza las coordenadas

rectangulares de estos datos vectoriales, extraídas mediante operaciones trigonométricas elementales para llevar a cabo los tratamientos (Felicísimo, 1994).

Mediante el Análisis Exploratorio de Datos, EDA, también podemos llegar a conocer el comportamiento interno de esta variable. Primeramente realizamos un gráfico Tallo-Hojas sencillo; en él se pueden visualizar ya algunas cosas, como es la elevada concentración de *argayos* en las orientaciones cuyo primer dígito es el 0, es decir, aquellas que van desde 0º a 99º (Figura 89). Las orientaciones preferentes para producir deslizamientos parecen ser las Noreste.

Т	allo	Hojas	Prof.
	3	0 0 2 2 3 3 3 3 3 5	10
	0	0 0 1 1 1 1 3 3 3 3 4 4 5 5 5 5 5 5 5 6 6 6 6 6 6 6 7 7 7 7 7 8 9 9 9 9 9	> 37
	1	0 0 0 1 2 2 2 3 4 6	10
	2	0 0 4 5 6 6 8 8 8 9	10

Figura 89.- Diagrama Tallo-Hojas de la variable Orientación de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara, con 4 clases.

No obstante, se puede ir un poco más allá y elaborar un nuevo gráfico Tallo-Hojas en el que se separe entre las 5 primeras unidades (filas 0, 1, 2 y 3) y las 5 últimas (filas 0*, 1*, 2*, y 3*) respectivamente (Figura 90). En este caso aparece un nuevo pico que nos obliga a seguir investigando para conocer algo más sobre su origen. En cualquier caso, lo que sí parece desprenderse con seguridad del gráfico de la Figura 90 es que la distribución no es de tipo gaussiano.

Tallo	Hojas	Prof.
	0 0 1 1 1 1 3 3 3 3 4 4	12
0*	5 5 5 5 5 5 5 6 6 6 6 6 6 6 7 7 7 7 7 8 9 9 9 9 9	25
1	0 0 0 1 2 2 2 3 4	9
1*	6:	1
2	0 0 4	3
2*	5 6 6 8 8 8 9	7
3	0 0 2 2 3 3 3 3 3	9
3*	5,	1

Figura 90.- Diagrama Tallo-Hojas de la variable Orientación de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara, con 8 clases.

En la Figura 91 se representa la variable orientación en intervalos de 20° y se puede ver que el 80% de los datos se encuentran comprendidos en el intervalo entre los 315° y los 135°. Por otra parte, la figura muestra ya claramente lo que había puesto de manifiesto el gráfico anterior, que la distribución de la variable está muy alejada de corresponderse con una distribución normal.

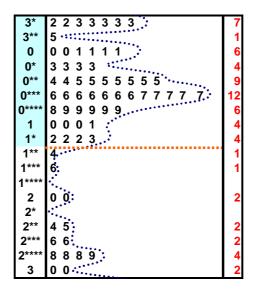


Figura 91.- Diagrama Tallo-Hojas de la variable Orientación de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara, con 18 clases.

La información que se ha extraído sobre su comportamiento sirve para la caracterización de los *argayos*.

### El Resumen Numérico

El gráfico que muestra el resumen numérico de los datos de orientación (Figura 92) hay que considerarlo siempre teniendo en cuenta que se trata de una variable circular y por tanto su patrón de distribución va a diferir respecto al de las otras variables cuantitativas consideradas hasta ahora.

ESTADÍSTICO	PROFUNDIDAD	Вајо		ALTO	DIFERENCIA	MEDIA
Mediana	33		92			92
Cuartil (50)	16,75	56		248	1,25	152.41
Extremo (100)	1	0		352	6,52	176

Figura 92.- Resumen Numérico de la variable Orientación de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara.

# Diagrama de Frecuencias

El diagrama de frecuencias de los datos de orientacion muestra un pico máximo central en el intervalo 45°/90° y dos colas asimétricas a ambos lados (Figura 93). Se puede deducir que la mayoría de los *argayos* se concentran en el intervalo de orientación de 0° a 135°.

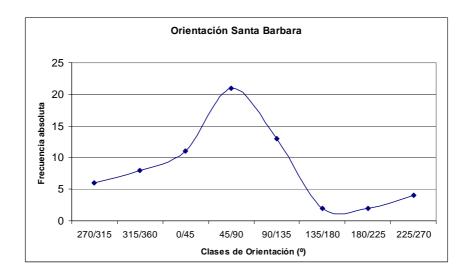


Figura 93.- Diagrama de distribución de frecuencias de la variable Orientacion de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara.

# Supuesto de Normalidad

Al llevar a cabo la representación para comprobar su comportamiento, se observa una distribución de los datos ligeramente dispersa aunque se puede aproximar una función lineal sin dificultad (Figura 94). El Coeficiente de Correlacion Lineal de Pearson toma un valor ligeramente inferior que para el resto de las variables cuantitativas, pero sigue siendo muy próximo a 1 (0,93).

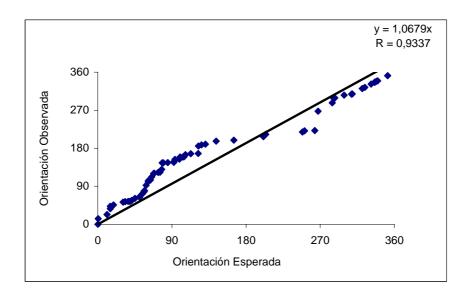


Figura 94.- Gráfico que muestra la proximidad al comportamiento normal de la variable Orientación de los *argayos* de la cuenca del río Santa Bárbara.

#### Función de Densidad

La representación de las funciones de densidad estimadas para la orientación de la muestra de *argayos* y de la población, respectivamente, pone en evidencia las diferecias entre ambas distribuciones (Figura 95).

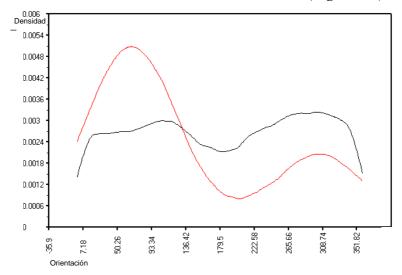


Figura 95.- Diagrama de distribución de densidad de la variable Orientación en la muestra (curva roja) y en la población (curva negra). Los valores que toma la variable en las zonas donde ambas curvas se separan son los más significativos.

Así, entre las orientaciónes 7º y 130º aparece una densidad de *argayos* superior a la esperada, mientras que en el resto de orientaciones, la distribución de *argayos* es inferior (Figura 96). Por tanto, se puede extraer una función probabilística como la de la figura que puede ser aplicada a los valores de Orientación para introducirla en el modelo de Regresión Logística.

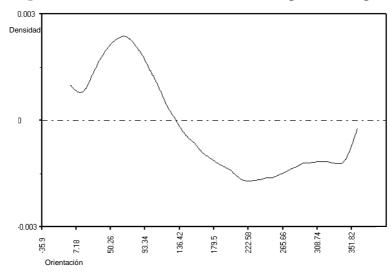


Figura 96.- Curva que muestra las diferencias entre la función de densidad de la Orientación de la muestra y la población.

# 3.3.8. Relación entre las variables cuantitativas

Además de utilizarse para comprobar la distribución normal de las variables, el coeficiente de correlación lineal de Pearson, R, permite medir la fuerza de la relación entre dos variables, como se ha visto en el apartado 2.7.4.4.

Seguidamente se representan los gráficos de dispersión de cada una de las variables relacionada con el resto y se extraen los diferentes valores de R (Figura 97).

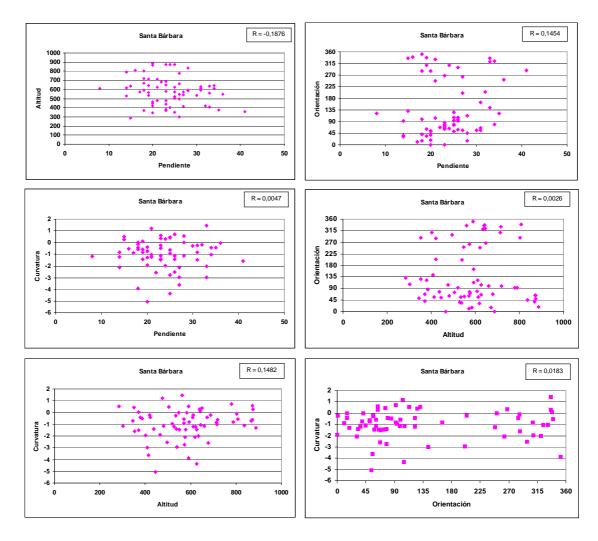


Figura 97.- Gráficos de dispersión de los datos de los *argayos* de la cuenca de Santa Bárbara agrupados por parejas de variables.

Como se puede observar en los sucesivos gráficos, los datos de los *argayos* se presentan en nubes aleatorias, lo que indica que no existe relación entre las variables. Este hecho queda corroborado por los valores que toma el

Coeficiente de Correlacion Lineal de Pearson, que como se ha explicado con anterioridad tomará valores próximos a 0 (positivos o negativos) cuando no existe relación entre las variables. El valor se acercará al ±1 cuando la relación entre el par de variables sea muy fuerte. Para los *argayos* de la cuenca de Santa Bárbara, los valores de R son siempre muy próximos a 0 y en ningún caso llegan a alcanzar ni siquiera valores de ±0,2 (oscilan entre -0,19 y 0,15).

En los gráficos en los que se representan los valores de orientación frente a los de otra variable parece observarse una división en dos poblaciones. La particular naturaleza de los datos de orientación (variable circular) explica esta distribución.

Respecto al comportamiento que presentan entre sí las distintas variables (incluidas las cualitativas) analizado mediante Regresión Lineal, se observa que la tolerancia entre ellas es siempre muy alta, por lo que no hay colinealidad.

Por tanto, a excepción de la altitud, todas las variables consideradas podrán ser utilizadas en el análisis. Posteriormente, en la validación del modelo, será necesario analizar si los datos de nuevos *argayos* (recogidos en la cuenca de La Hueria) proporcionan resultados similares en cuanto al comportamiento de cada variable.

# 3.4. Modelo de Susceptibilidad

Según lo que se ha visto hasta aquí, podemos establecer un modelo de susceptibilidad en base a las variables Vegetación, Geomorfología, Litología, Orientación, Pendiente y Curvatura, puesto que la Altitud ya ha sido desechada como se ha explicado anteriormente.

Para generar el modelo se aplica un modelo de Regresión Logística y para ello se utiliza el *software* SPSS y desarrollos personalizados en C⁺⁺. Las variables se van introduciendo una a una, según el procedimiento por pasos hacia delante explicado en el apartado de metodología. Como todas las variables incorporadas aportan algo en el modelo probabilístico, se mantienen y se van añadiendo sucesivamente el resto.

Al aplicar la técnica de Regresión Logística en el SPSS, el modelo de susceptibilidad que se obtiene estará determinado por la fórmula:

$$\Pr = \frac{1}{\left(1 + e^{-z}\right)}$$

Donde el valor de **Z** viene dado por la expresión:

Z = -23,627 + 53,349Dif. Pend + 293,331Dif. Or + 4,612Dif. Curv + 9,626Lit +3,714Veg + 11,984Geom

Por tanto, la susceptibilidad vendrá dada por la fórmula:

$$Pr = \frac{1}{\left(1 + e^{-(-23,627 + 53,349 \text{DifPend} + 293,331 \text{DifOr} + 4,612 \text{DifCurv} + 9,626 \text{Lit} + 3,714 \text{Veg} + 11,984 \text{Geom}\right)}$$

El resultado de esta fórmula variará entre 0 y 1, como se ha visto en el apartado de metodología. Podremos dividir la susceptibilidad en 7 clases que vendrían dadas por los valores:

Clase 1: Extremadamente baja (< 0,009)

**Clase 2:** Muy baja (0,009 –0,09)

Clase 3: Baja (0,09 - 0,20)

**Clase 4:** Moderada (0,20 – 0,50)

**Clase 5:** Alta (0,50 – 0,80)

**Clase 6:** Muy alta (0.80 - 0.90)

Clase 7: Extremadamente alta (> 0,90)

Este modelo deja por encima del valor 0,5 de susceptibilidad, es decir con valores de susceptibilidad Alta (clase 5), Muy alta (clase 6) y Extremadamente alta (clase 7) (ver clases en el apartado 2.7.5) el 98,5% de la población de *argayos* (todos excepto 1) con un R² = 0,857. Por otra parte, de la población general, este modelo supone que existe un 10,2% ubicado en clases de susceptibilidad superiores a 0,5 consideradas áreas susceptibles (Figura 98). Este porcentaje representaría aquellas zonas en las que se pueden dar futuras inestabilidades y por tanto habría que tenerlas en consideración a la hora de tomar decisiones sobre su uso urbanístico, por ejemplo.

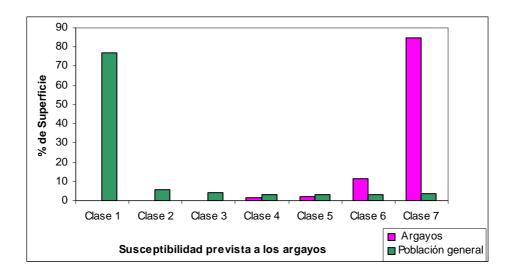


Figura 98.- Distribución porcentual de la superficie de la zona de estudio (zonas *argayadas* y resto del territorio) en las 7 clases diferenciadas según el modelo de susceptibilidad establecido.

Al analizar la figura anterior se puede observar la distribución de la superficie dentro de cada clase y extraer algunos resultados. La clase que concentra una mayor superficie *argayada* es la susceptibilidad 7 con el 85%; sin embargo esta clase es la menos representada en el territorio estudiado ocupando únicamente el 2% del área total de trabajo. La clase 1, de susceptibilidad calificada como Extremadamente baja, es la que ocupa un mayor porcentaje, con el 45% del área total. En esta clase, al igual que en las clases 2 (susceptibilidad Muy baja) y 3 (Susceptibilidad baja) no se ha registrado ningún *argayo*.

Como se ha considerado la cuenca de Santa Bárbara representativa del área de estudio, este modelo se puede hacer extensivo a toda ella, según lo que se ha explicado hasta aquí. A ello le uniremos el conocimiento experto, que, como ya se ha expuesto, permitirá extraer del modelo algunas áreas como la llanura aluvial, consideradas no susceptibles.

Al aplicar el modelo de susceptibilidad obtenido mediante la Regresión Logística a toda la zona de estudio, obtenemos un mapa de distribución de susceptibilidad como el de la Figura 99 (Ver Mapa 4, Anexo).

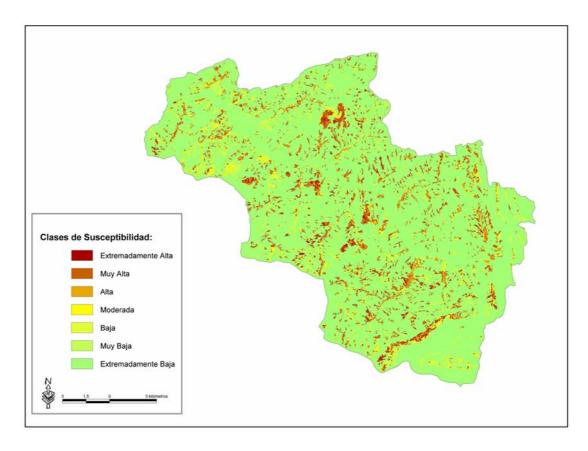


Figura 99.- Mapa de Susceptibilidad a sufrir argayos con 7 niveles de susceptibilidad.

Hasta aquí se ha establecido un modelo de susceptibilidad que recoje los *argayos* que se produjeron en la cuenca de Santa Bárbara en las clases más altas de susceptibilidad. Antes de aceptar y dar por bueno dicho modelo habrá que comprobar su validez, lo cual se realizará en el apartado siguiente.

# 3.5. Validación del Modelo en la cuenca de La Hueria

Para validar los resultados se ha elegido otra subcuenca dentro de la zona de estudio distinta a la de Santa Bárbara. Al igual que aquélla, presenta unas características similares a las descritas para toda la zona de estudio: valores medios de orientación de 175°, pendientes de 24°, altitudes entre 730 m y 485 m y valores de curvatura de –0,02. La población se distribuye según un patrón similar al de toda la Cuenca Carbonífera Central. Las características del clima, litología y vegetación, son asimismo semejantes a las de Santa Bárbara y todo el territorio estudiado.

Para realizar la validación se cruza la capa digital con la ubicación de los 64 argayos de la cuenca de La Hueria con el mapa de susceptibilidad y se comprobará si se producen en aquellas zonas donde se han definido los rangos de susceptibilidad más elevados.

Al introducir los datos de los *argayos* cartografiados en la cuenca de La Hueria en el modelo de Regresión Logística establecido anteriormente, se observa que el 92,2% de los casos se encuentra en valores de susceptibilidad superiores a 0,5. Es decir, que el modelo clasifica como puntos susceptibles, todos los *argayos* excepto 5 casos. Al analizar en detalle las características de estos *argayos* se comprueba que 2 de ellos se han producido bajo condiciones de vegetación considerada como no favorable. Los 3 restantes han ocurrido sobre áreas en las que no se había registrado en la cartografía geomorfológica un recubrimiento cuaternario y, por lo tanto, habían sido consideradas como áreas no favorables desde el punto de vista de la geomorfología.

La validación de resultados se lleva a cabo también analizando las características de cada variable que define los *argayos* recogidos en la cuenca de La Hueria que, como se verá, son coherentes con la hipótesis establecida. Inicialmente realizaremos la comparación de los resultados entre las dos cuencas, teniendo en cuenta las características de los *argayos* para cada variable. Así, se van comparando variable a variable, los datos de la zona de Santa Bárbara, con los que se estableció el modelo y los de La Hueria, que sirven de validación.

# 3.5.1. Geomorfología

En la cuenca de Santa Bárbara el total de 67 *argayos*, que representaban el 100% de los *argayos*, fueron hallados en zonas con existencia de recubrimiento cuaternario, favorable al deslizamiento.

En La Hueria, el porcentaje de *argayos* hallados afectando a depósitos cuaternarios, más favorables, es del 95,31% (61 casos de 64), frente a los 3 casos (4,69%) que se dan sobre geomorfología considerada *a priori* como poco favorable a sufrirlos (Figura 100).

En principio, parece que el ajuste entre lo que el modelo predecía (en cuanto a la variable recubrimiento) y los datos obtenidos en la cuenca de validación es bueno, pudiéndose considerar estos últimos verificadores de la hipótesis de partida. En cualquier caso, hay que tener en cuenta que para establecer el modelo en Santa Bárbara se partía de una información geomorfológica a escala 1:5.000 y para el resto del área de estudio, se cuenta únicamente con la cartografía a escala 1:25.000. Es posible que si se hubiera

realizado una cartografía más detallada en La Hueria, se hubieran podido registrar recubrimientos en las zonas donde se han producido esos 3 *argayos*.

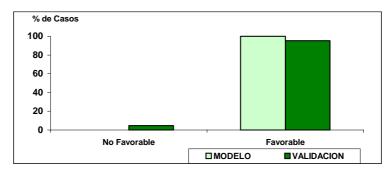


Figura 100.- Posición geomorfológica de los *argayos* encontrados en la cuenca de La Hueria (validación) comparados con la de los *argayos* de Santa Bárbara (modelo).

# 3.5.2. Vegetación

En el caso de la Vegetación, en la Cuenca de Santa Bárbara habíamos encontrado un total del 97,01% de los *argayos* en vegetación favorable. En la Cuenca de La Hueria, aparecieron un total de 62 sobre la vegetación favorable, lo cual representa un 96,88%, de los datos, prácticamente idéntico al de Santa Bárbara (Figura 101).

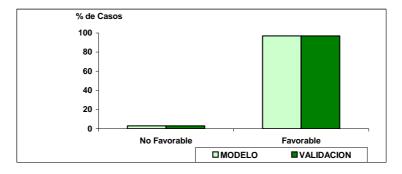


Figura 101.- Características de la vegetación de los *argayos* encontrados en la cuenca de La Hueria (validación) comparados con la vegetación de los *argayos* de Santa Bárbara (modelo).

Por ello, se puede decir que la previsión del modelo en cuanto a esta variable se ajusta muy bien, como se puede ver en la figura.

# 3.5.3. Geología

En cuanto a la litología del sustrato, tanto los datos de la cuenca de partida como los de la de validación son coincidentes: en ambas encontramos el 100% de los casos sobre las litologías consideradas inicialmente como favorables (Figura 102).

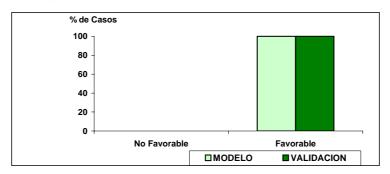


Figura 102.- Características de la litología de los *argayos* encontrados en la cuenca de La Hueria (validación) comparada con la litología de los *argayos* de Santa Bárbara (modelo).

En la cuenca de Santa Bárbara aparecen los 67 casos sobre sustratos considerados como favorables a la inestabilidad superficial. De igual modo, los 64 datos de *argayos* tomados en la cuenca de La Hueria se ubican sobre litologías definidas como susceptibles y favorables a la producción de *argayos*.

### 3.5.4. Pendiente

Tanto para el caso de esta variable como para el resto de las variables cuantitativas que se presentan en los siguientes apartados, habrá que considerar las curvas de estimación de la densidad que se han explicado anteriormente. Así, será necesario ubicar los datos de los *argayos* en los gráficos de la Figura 76 o Figura 77 y comprobar que efectivamente tienen lugar en el rango de los valores de la variable en el que era esperable encontrarlos (rango favorable), donde la estimación de la muestra se separa de la de la poblacion hacia los valores positivos. Si la pendiente de los *argayos* coincide con aquellos valores de la variable, donde la estimación de la densidad de la muestra es menor a la estimación de la población, se considerará que tienen lugar en el rango no favorable.

Respecto a la pendiente, habíamos visto que la función de densidad, daba como rango más favorable los valores comprendidos entre los 16° y los 30° aproximadamente. En el valle de Santa Bárbara se recogieron un total de 51 *argayos* en este rango, es decir, el 76,12% de los casos. El 23,88% restante (16

casos) se presenta en zonas donde la pendiente se sitúa fuera del intervalo considerado más favorable.

Del total de 64 *argayos* recogidos en La Hueria (Figura 103), 57 (el 89,06%), se hallan en condiciones de pendiente definidas como favorables y los 4 restantes tienen lugar en el intervalo considerado no favorable, y por tanto corroborarían la mayor susceptibilidad del rango de pendientes definido mediante la función de densidad ya explicada.

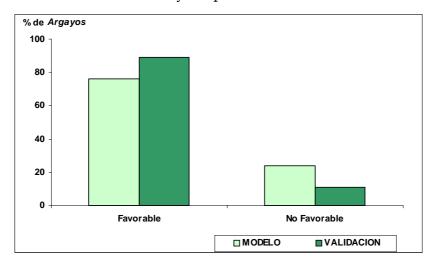


Figura 103.- Condiciones de Pendiente bajo las que se desarrollan los *argayos* en la cuenca de La Hueria (validación) y en la de Santa Bárbara (modelo).

# 3.5.5. Orientación

Los valores de orientación que se establecieron como más favorables según los datos de los *argayos* recogidos en Santa Bárbara y los de la población general (ver gráficos de estimación de la densidad en la Figura 95 y Figura 96), se corresponden al intervalo entre 7° y 130°. Del total de los datos con los que se estableció el modelo, el 64,18% se hallaron bajo condiciones de orientación comprendidos en ese rango.

En la cuenca de La Hueria se hallaron 20 *argayos* (el 31,25% de los datos), en orientación considerada como favorable. En la Figura 104 se puede apreciar como varían sensiblemente los porcentajes entre la zona donde se estableció el modelo y la de validación. Las orientaciones en las que se han registrado los *argayos* de la cuenca de validación varían, encontrándose un número elevado de *argayos* (20) en el cuadrante suroeste (entre 180° y 270°), que no se había considerado como favorable.

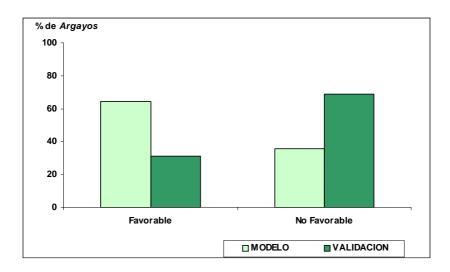


Figura 104.- Características de la Orientación de los *argayos* encontrados en la cuenca de La Hueria (validación) comparada con la curvatura de los *argayos* de Santa Bárbara (modelo).

Este hecho puede estar relacionado con la orientación de los valles de ambas cuencas, que favorecería la mayor o menor presencia de *argayos* en determinados valores de esta variable.

## 3.5.6. Curvatura

Para el caso de la curvatura, se había establecido como más favorable el intervalo de valores de curvatura entre -6 y -0,7 en base a las curvas de estimación de la densidad (Figura 82 y Figura 83). En la cuenca del río Santa Bárbara hallamos un total de 36 datos en este rango lo que representa el 53,73%. Los 31 *argayos* restantes presentan datos de curvatura fuera de este intervalo.

En La Hueria, el 57,81% de los datos, es decir 37 *argayos* tienen lugar bajo las curvaturas consideradas favorables.

En la Figura 105 se puede apreciar como los porcentajes entre la zona donde se estableció el modelo y la de validación son muy similares, resultando sensiblemente más acordes con el modelo los de la cuenca de validación.

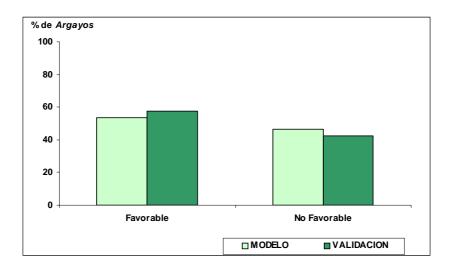


Figura 105.- Características de la Curvatura de los *argayos* encontrados en la cuenca de La Hueria (validación) comparada con la curvatura de los *argayos* de Santa Bárbara (modelo).

En el gráfico de Figura 106 se compara la distribución total de los argayos en la cuenca de Santa Bárbara con los de La Hueria respecto a las clases de susceptibilidad establecidas según el modelo del apartado 3.4. Se puede observar como en las dos muestras los eventos de inestabilidad se registran en las clases de susceptibilidad Moderada, Alta, Muy alta y Extremadamente alta.

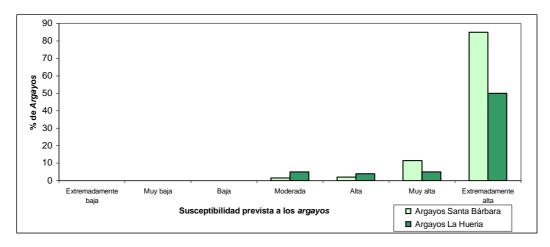


Figura 106.- Distribución de los *argayos* respecto a las clases de susceptibilidad en la cuenca del modelo y en la de validación.

La proporción en la que aparecen representadas ambas muestras en cada clase varía, aunque se mantiene la tendencia general de mayor presencia en las clases de susceptibilidad más elevada. En las clases bajas no se registra presencia de *argayos* en ninguna de las dos poblaciones.

# 3.6. Zonificación

Los resultados del modelo de Regresión Logística son consistentes ya que, tanto en la cuenca donde se establece el modelo, como en la cuenca de validación, los *argayos* se producen en las clases altas de susceptibilidad (probabilidad > 0,5). Por tanto, una vez que se ha visto que el modelo establecido es satisfactorio y los resultados obtenidos en la cuenca de validación son coherentes con lo esperado según dicho modelo, podemos considerarlo validado y adecuado para establecer distintas clases de susceptibilidad definitiva en la zona de estudio. Por tanto, el mapa de la Figura 99, con 7 clases de susceptibilidad, se puede admitir como el mapa des susceptibilidad definitivo.

Al agrupar todos estos niveles de susceptibilidad y dejar únicamente 3 clases se obtendrá un nuevo mapa de tipo semáforo de más fácil lectura con las clases de susceptibilidad Baja, Media y Alta que se recoge en la Figura 107 (Ver Mapa 5, Anexo).

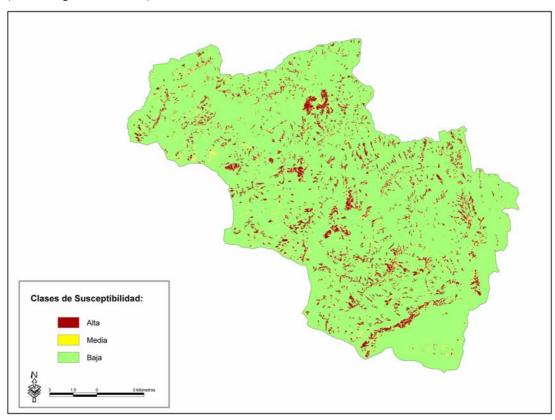


Figura 107.- Mapa de susceptibilidad con clases agrupadas en 3 rangos.

La agrupación se ha establecido considerando como Susceptibilidad Alta los valores superiores a 0,5, es decir, las clases Alta, Muy alta y Extremadamente alta del modelo de 7 clases. De igual forma, la clase Baja de

este modelo simplificado, se corresponde con los valores inferiores a 0,20 que incluye a las clases Baja, Muy baja y Extremadamente Baja. La clase de susceptibilidada Media, recoge la superficie en la que los valores de susceptibilidad están comprendidos entre 0,20 y 0,50.

En la Figura 108 se recoge la distribución de las superficies a lo largo de la zona de estudio agrupadas en las 3 clases de susceptibilidad, comparada con el reparto de los *argayos*. Se puede ver cómo la mayoría del área de estudio (el 86,76%) está bajo condiciones de susceptibilidad Baja y en ella no se ha registrado ningún evento de inestabilidad. El resto de la superficie se distribuye entre la clase Media (3,04%) donde se registran el 1,5% y el 7,8% de los *argayos* respectivamente y la clase Alta que incluye el 10,20% de la superficie y donde se recogen el 98,5% y el 92,2% de los *argayos*.

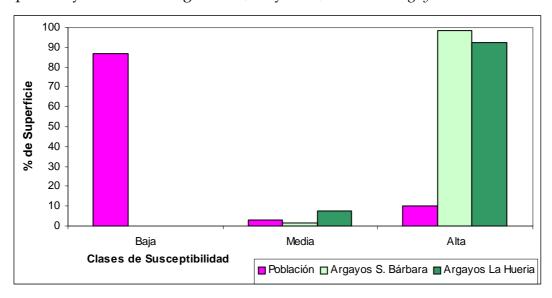


Figura 108.- Distribución porcentual de superficies en el modelo simplificado con 3 clases de susceptibilidad.

Los resultados ponen de manifiesto la presencia de áreas muy concretas y localizadas en las que existe una peligrosidad elevada respecto a las inestabilidades de ladera de tipo *argayo*. Este hecho habrá que tenerlo en cuenta de forma preventiva en la toma de medidas urbanísticas o de uso del territorio en general, estableciendo limitaciones o controles para evitar los daños y pérdidas económicas que se puedan ocasionar ante el posible desencadenamiento de nuevos *argayos*. Se trata de áreas en las que existe una peligrosidad elevada y, por tanto, cualquier factor desencadenante puede iniciar un nuevo *argayo*. Estas zonas serán especialmente sensibles a los cambios en la distribución de cargas en la ladera, bien sea por modificaciones en su geometría o en la presión intersticial de poro.

# 4. Conclusiones

En los sucesivos capítulos se ha realizado una discusión tanto de la metodología aplicada como de los resultados obtenidos a lo largo del trabajo. Aquí se presentan las conclusiones extraídas agrupándolas en diferentes apartados que se presentan a continuación.

# Geomorfología y evolución del relieve

Actualmente, la evolución geomorfológica del tramo medio de la cuenca del río Nalón está dominada mayoritariamente por procesos fluviales y de gravedad.

En las laderas se producen distintos tipos de inestabilidades debidos a la acción de la gravedad. Su tipología está relacionada con el comportamiento mecánico de las distintas litologías sobre las que se desarrollan y varía entre la caída de rocas y las avalanchas rocosas en los escarpes de la zona oriental y los flujos en el resto del área. En conjunto, los depósitos de ladera ocupan el 18% del área total de estudio. Los procesos más extendidos son los flujos, ya sea de carácter lento o instantáneo, que dan como resultado los depósitos de coluvión, los de flujo propiamente dicho o los *argayos*. Los flujos rápidos varían desde coladas de barro a flujos de derrubios, existiendo depósitos que evidencian la actuación alternante de ambos tipos de procesos.

Existen unos flujos de mayor tamaño (escala hectométrica) que involucran tanto al sustrato rocoso como al recubrimiento. Uno de ellos ha sido datado mediante el método del  14 C, obteniéndose una edad de  $2.010 \pm 70$  años, lo que nos da idea de los tiempos de permanencia en el paisaje de este tipo de movimientos. El origen de estos movimientos debe considerarse a una escala regional, asociándose posiblemente a variaciones en el nivel de base inducidos por cambios climáticos cuaternarios que originan el encajamiento de la red fluvial.

El riesgo geológico actual en la Cuenca Carbonífera Central viene dado por los *argayos*, pequeños flujos que normalmente únicamente afectan al coluvión o al material de recubrimiento. Son procesos rápidos (instantáneos), casi siempre relacionados con las lluvias, de escasa entidad (escala métrica a decamétrica) y baja permanencia temporal en el paisaje (en torno a una

Conclusiones

década). A pesar de ello, generan multitud de pérdidas anuales y, ocasionalmente, se cobran vidas humanas. Suelen afectar básicamente a zonas con vegetación de prados o pastizales. El factor humano es muy importante en este tipo de movimientos, así es común su asociación con cambios en los usos del suelo, talas y roturaciones, desmontes por minería y extensión de pastizales.

En algunos casos, los movimientos del terreno se encuentran retocados por la dinámica fluvial posterior, mientras que en otros fosilizan a la llanura aluvial. Todo ello indica que la desestabilización de las laderas ha sido y es un fenómeno continuo en la historia geomorfológica de la cuenca del río Nalón.

# Información de los archivos de prensa

La aplicación de los archivos de prensa al estudio de inestabilidades de ladera en Asturias permite extraer diversas conclusiones sobre todo de tipo metodológico, que ponen en evidencia las ventajas e inconvenientes de utilizar estos registros.

Entre las limitaciones está la baja frecuencia de inestabilidades registradas y el hecho de que casi únicamente se reflejen aquellos eventos que generan pérdidas humanas o económicas. El periodista no realiza una descripción científica del proceso, ya que no interesan tanto sus características geológicas o geomorfológicas como las pérdidas que haya podido ocasionar. A pesar de estas limitaciones metodológicas, que hacen que cualquier análisis llevado a cabo con ellas presente un sesgo importante, los archivos de prensa se pueden considerar un buen registro sistemático que permite ubicar las inestabilidades, si no de un modo muy preciso, sí a escala global de Asturias. Ello ha puesto en evidencia la elevada concentración de noticias (51,2%) en la zona de la Cuenca Carbonífera Central, lo cual es coherente con lo que se conoce sobre la dinámica geomorfológica en el territorio asturiano y, por tanto, sirve para darle una validez metodológica.

Las referencias temporales son siempre muy precisas y permiten utilizar este tipo de ficheros como registro temporal de inestabilidades y relacionar los eventos de inestabilidad con otros datos temporales como la distribución de las lluvias, obteniéndose resultados muy satisfactorios. El 79% de las inestabilidades recogidas en la prensa se desarrollan durante o con posterioridad a períodos de lluvias, lo cual pone de manifiesto la relación temporal entre los eventos de precipitación e inestabilidad. Los años con registros de lluvia superiores a 1000 mm muestran un incremento en la frecuencia de inestabilidades, registrándose la mayor concentración en los meses de diciembre y abril que son los que presentan valores de precipitación más elevados.

Aunque la ubicación espacial no suele ser tan exacta como la temporal, si se pueden realizar estimaciones de distribución a gran escala que pueden compararse con la geología del sustrato y extraer conclusiones sobre la correspondencia de ambas.

Por otra parte, las noticias de prensa ponen en evidencia el factor antrópico como causante de deslizamientos. Las infraestructuras y la actividad humana no sólo se ven afectadas por las inestabilidades sino que, en ocasiones, constituyen el factor desencadenante de las mismas.

# Aplicación del SIG y Técnicas estadísticas

La aplicación de los Sistemas de Información Geográfica en este trabajo ha sido fundamental a la hora de obtener resultados, tanto en el análisis geomorfológico como en el modelo de susceptibilidad a las inestabilidades de ladera.

El SIG ha permitido gestionar simultáneamente múltiples capas de información georeferenciada de un modo rápido y eficaz. A la vez, es muy flexible y versátil ante los replanteos o cambios de criterio, por lo que aporta enorme facilidad y rapidez para obtener y modificar los mapas finales. Facilita notablemente la técnica de ensayo-error.

Otra de las ventajas del SIG ha sido la posibilidad de trabajar tanto con datos de tipo vectorial como *raster*. La obtención del Modelo Digital de Elevaciones del terreno y otros modelos derivados, ha resultado básica en este trabajo, tanto para elaborar el modelo de susceptibilidad final como para caracterizar las distintas formas de erosión y de depósito del mapa geomorfológico. Ello ha sido posible gracias al uso del SIG, herramienta que puede generar modelos muy útiles siempre que los datos de partida sean suficientemente fiables y precisos. Hay que resaltar la importancia de la calidad de información de los datos que se introducen en el sistema, tanto la ya existente como la de nueva creación. Es imprescindible realizar sucesivos chequeos a todas las capas de información y evitar las posibles fuentes de error, algunos de ellos de difícil control.

Los análisis estadísticos realizados para establecer el modelo de susceptibilidad ante los *argayos* se han desarrollado utilizando el *software* SPSS junto con algunas aplicaciones personalizadas en C++, tomando como base los datos extraídos del propio SIG. El modelo generado en dicho paquete estadístico mediante Regresión Logística se ha vuelto a introducir en el SIG para elaborar los mapas finales de susceptibilidad. Por tanto resulta imprescindible la utilización de técnicas estadísticas adicionales externas al SIG para elaborar el modelo de susceptibilidad.

# Análisis de la susceptibilidad. Peligrosidad actual ligada a las inestabilidades de ladera

Para el establecimiento del modelo de susceptibilidad frente a los argayos, se ha perseguido diseñar un método reproducible que contemplara un equilibrio entre el esfuerzo de generación y recopilación de datos y la precisión del modelo. La variable independiente que tenía que ser explicada era la aparición de argayos. De las siete variables dependientes, con las que se contaba inicialmente, tres de ellas eran cualitativas (Vegetación, Geomorfología y Litología) y se transformaron en categóricas en función de su favorabilidad a sufrir procesos de inestabilidad. Las cuatro restantes, de tipo cuantitativo (Pendiente, Curvatura, Altitud y Orientación), se extrajeron del Modelo Digital del Terreno.

La variable Altitud finalmente no se introdujo en el modelo por no ser representativa la muestra de *argayos* recogida de la variabilidad de toda la población. Para el resto de variables cuantitativas se introdujeron en el modelo las diferencias entre la estimación de la densidad de cada variable en la muestra de *argayos* y en la población general.

Finalmente se aplicó la técnica de Regresión Logística con la que se obtuvo un modelo que clasifica bien el 98,5% de las celdas inestables y deja un 89,8% de celdas de la población general dentro del rango de estables.

El procedimiento de validación, mediante nuevos *argayos* registrados en otra cuenca distinta a aquella en la que se han tomado los datos del modelo es adecuado y pone de manifiesto que el modelo establecido es correcto, ya que acierta en el 92,2% de los casos. Las áreas con los niveles de peligrosidad elevada que se establecen en el modelo, se corresponden con zonas donde se produce la mayor concentración de nuevos eventos. De la misma forma, las áreas caracterizadas como de susceptibilidad media o moderada registran escaso número de *argayos* y en las de baja no se ha reconocido ningún *argayo*.

## Nuevas líneas de trabajo

Aunque el trabajo expuesto presenta unos resultados coherentes y satisfactorios respecto a los planteamientos iniciales establecidos en la investigación, podría completarse con nuevos trabajos en el futuro. Entre ellos se proponen los siguientes:

- Realizar un esfuerzo en la búsqueda de nuevos elementos de datación de los depósitos y los procesos para caracterizar mejor la evolución del paisaje desde el punto de vista temporal.
- Extender el estudio geomorfológico a otras cuencas hidrográficas como la del Caudal o el Aller, dentro del territorio de la Cuenca Carbonífera Central, para entender su significado y tener una visión completa de la

misma en el marco de la Cordillera Cantábrica. Ello permitirá establecer similitudes y diferencias con otras áreas asimilables desde el punto de vista geológico.

- Ampliar el número de variables (como la estructura del sustrato) en el modelo de susceptibilidad, o bien aplicar otros métodos para establecer nuevos modelos de susceptibilidad y ver si se pueden realizar mejores ajustes.
- Aunque el modelo establecido se puede considerar validado en la cuenca de La Hueria, sería oportuno realizar nuevas validaciones con argayos recogidos en distintas situaciones, como argayos futuros o bien aplicar el modelo a otras zonas con el mismo tipo de movimientos y analizar su comportamiento.
- Llevar a cabo una evaluación del riesgo, teniendo en cuenta las implicaciones económicas que el desencadenamiento de *argayos* y la actividad geomorfológica en general, tiene en el tramo medio de la cuenca del río Nalón.
- Aplicar los resultados de este estudio al ordenamiento urbano de los concejos asturianos estudiados.

# 5. Bibliografía

- ADARO, L. (1926): Atlas del estudio estratigráfico de la cuenca hullera asturiana. *Publ. Inst. Geol. España.*, 10 lám. Madrid.
- ADARO, L. y JUNQUERA, G. (1916): Criaderos de hierro en España. *Mem. Inst. Geol. España*, 2, 610 pp.
- ÁGUEDA, J.A.; BAHAMONDE, J. R.; BARBA, F.J.; BARBA, P.; COLMENERO, J.R.; FERNÁNDEZ, L.P.; SALVADOR, C.I. y VERA, C. (1991): Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain. En: P. Bertrand, (Ed.): Coal: formation, occurrence and related properties. *Bull. Soc. Géol. France*, 162 (2), 325-333.
- ALCÁNTARA-AYALA, I. (2002): Gomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphology*, 47, 2-4, 107-124.
- ALCOVERRRO, J.; COROMINAS, J. y GÓMEZ, M. (1999): The Barranco de Arás flood of 7 Augus 1996 (Biescas, Central Pyrenees, Spain). *Engineering Geology*, 51, 237 255.
- ALLEGRE, C. (1987): Les fureurs de la Terre. Ed. Odile Jacob. Paris. 189 pp.
- ALLER, J. A. (1986): La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central. Tesis doctoral. Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Oviedo. 180 pp.
- ALLER, J. A. y GALLASTEGUI, J. (1994): Analysis of kilometric-scale superposed folding in the Central Coal Basin (Cantabrian zone, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 17 (7), 961-969.
- ALLISON, R. J. and BRUNSDEN, D. (1990): Some mudslide movement patterns. *Earth surface processes and landforms*, 15. 297 311.
- ALONSO, J. L. y PULGAR, J. (1995): La estructura de la Zona Cantábrica. En: C. Aramburu y F. Bastida, (Eds.): *Geología de Asturias*. Ed. Trea, Gijón. 103-112.
- ALONSO, J. L; PULGAR, J. A. L.; GARCÍA-RAMOS, J. C. and BARBA, P. (1996): Tertiary Basins and Alpine Tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: P. F. Friend and C. J. Dabrio (Eds.): *Tertiary Bains of Spain:: Tectonics, climate and sea-level change,* Cambridge University Press, 214-227.
- ÁLVAREZ-MARRÓN, J. (1989): La estructura de la Región del Ponga (Zona Cantábrica, NO de España). Tesis Doctoral. Univ. Oviedo. 233 pp.
- ÁLVAREZ-MARRÓN, J., PÉREZ ESTAÚN, A., ALLER, J. y HEREDIA, N. (1988): *Cartografía Geológica de la Hoja 79 de la serie MAGNA*, 1:50.000 (Puebla de Lillo). IGME, 1990.

Bibliografía Bibliografía

ALZATE, B.; GUEVARA, C. y VALERO, J. (1999): Zonificación de Amenazas a Escala Grande por Fenómenos de Remoción en Masa, empleando la Herramienta del SIG. *Cuadernos de Geografía*. 8 (1), 147-167.

- ANGELI, M. G.; GASPARETTO, P.; MENOTTI, R. M.; PASUTO, A.; SILVANO, S. and SOLDATI, M. (1996): Rock avalanche. In: R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott and M. L. Ibsen (Eds.): *Landslide recognition*. John Wiley & Sons. 190 201.
- ATKINSON, P. M. and MASSARI, R. (1998): Generalized linear modelling of landslide susceptibility in the Central Apennines, Italy. *Computers and Geosciences*, 24, 373-385.
- AU, S. W. C. (1993): Rainfall and slope failure in Hong Kong. Eng. Geol., 36, 141-147.
- AU, S. W. C. (1998): Rain-induced slope instability in Hong Kong. Eng. Geol., 51, 1-36.
- AYALA-CARCEDO, F. J. (1988): Introducción a los Riesgos Geológicos. En: F. J. Ayala-Carcedo y J. J. Durán Valsero (Coords.): *Riesgos Geológicos*. I.G.M.E. Serie Geología Ambiental. Madrid. 3-19.
- AYALA-CARCEDO, F. J. (1990): Análisis de los conceptos fundamentales de riesgos y aplicación a la definición de tipos de mapas de riesgos geológicos. *Boletín Geológico y Minero de España*, Vol. 101-3. 108 119.
- AYALA-CARCEDO, F. J. (1993): Estrategias para la reducción de desastres naturales. *Investigación y Ciencia*, V, 6-13.
- AYALA-CARCEDO, F. J. (1995): Probabilidad y vulnerabilidad en movimientos de ladera. En: *Reducción de Riesgos Geológicos en España*. ITGE. 202 pp.
- AYALA-CARCEDO, F. J. (2000): La ordenación del territorio en la prevención de catástrofes naturales y tecnológicas. Bases para un procedimiento técnico-administrativo de evaluación de riesgos para la población. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, Nº 30. 37 49.
- AYALA-CARCEDO, F. J. (2002a): El sofisma de la imprevisibilidad de las inundaciones y la responsabilidad social de los expertos. Un análisis del caso español y sus alternativas. *Boletín de la A.G.E.* N.º 33, 79 92.
- AYALA-CARCEDO, F. J. (2002b): Introducción al análisis y gestión de riesgos. En: F. J. Ayala-Carcedo y J. Olcina Cantos (Coords.): *Riesgos naturales*. Ed. Ariel, 133 145.
- AYALA-CARCEDO, F.J. (2002c): La inundación torrencial catastrófica del cámping "Las Nieves" del 7 de agosto de 1996 en el cono de deyección del Arás (Biescas, Pirineo Aragonés). En: F. J. Ayala-Carcedo y J. Olcina Cantos (Coords.): *Riesgos naturales*. Ed. Ariel, 889 912.
- AYALA-CARCEDO, F. J. y FERRER, M. (1989): Extent and economic significance of landslides in Spain. In: E. Brabb (Ed.): *Extend and Economic Significance of Landslides in the World*. Ed Balkema.
- AYALA-CARCEDO, F. J. y FERRER, M. (1997): Climatic susceptibility of landslides in Spain. *Proce 8th International Landslides Field Trip.* Granada. Balkema.
- BAEZA, C. (1994): Evaluación de las condiciones de rotura y la movilidad de los deslizamientos superficiales mediante el uso de técnicas de análisis multivariante. Tesis doctoral (Inédita), Universidad Politécnica de Cataluña.
- BAEZA, C. y COROMINAS, J. (2001). Assessment of shallow landslide susceptibility by means of multivariate statistical techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 1251-1263.

- BARREDO, J. I. y BOSQUE SENDRA, J. (1996): Delimitación de unidades homogéneas del relieve a partir de un modelo digital de elevaciones. *Estudios Geográficos*, 225: 615-643.
- BARROIS, CH. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice (Espagne). Mém. Soc. Géol. Nord., 2 (1), 1-630.
- BEATY, C. B. (1956): Landslides and slope exposure. *Journal of Geology*, 64. 70 74.
- BENIAWSKI, Z. T. (1989): Engineering Rock Mass Classifications. Wiley. New York.
- BERNABÉ, M. A.; GOULD, M.; GUTIÉRREZ, J.; LLIDÓ, D.; NOGUERAS, J. y ZARAZAGA, F. J. (2001): Componentes tecnológicos para una Infraestructura de Datos Geoespaciales. *Jornadas de Sistemas de Información Geográfica*. Almagro, España. 10 pp.
- BIPM, IEC, IFCC, ISO, IUPAC, IUPAP y OIML (1995): *Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*, ISO, ISBN 92-67-10188-9, 101 pp.
- BIPM, IEC, IFCC, ISO, IUPAC, IUPAP y OIML (1998): *Guía para la expresión de la incertidumbre de medida*. Traducción del documento anterior por el CEM, 1ª edición, NIPO: 165-98-001-9, 112 pp.
- BISCI, C.; DRAMIS, F. and SORRISO-VALVO, M. (1996): Rock Flow (Sackung). In: R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott and M. L. Ibsen (Eds.): *Landslide recognition*. John Wiley & Sons. 150–160.
- BLANC, R. P. and CLEVELAND, G. B. (1968): *Natural slope stability as related to geology, San Clemente Area, Orange and San Diego Counties, California*. California Division of Mines and Geology, Special Report. 98 pp.
- BLOOM, A. L (1978): Geomorphology. Prentice Hall Ed. 510 pp
- BORGA, M.; DALLA FONTANA, G., DA ROS D. and MARCHI, L (1998): Shallow landslide hazard assessment using a physically based model and digital elevation data. *Environmental Geology*, 35, 2-3. 81-88.
- BORROUGH, P. (1988): Principles of Geographical Information Systems for land resources assessment. Oxford. Oxford University Press. New York, P.50.
- BOSQUE SENDRA (1997): Sistemas de información geográfica. Ed. Rialp. 451 pp.
- BOUSSOUF, S; IRIGARAY; C. y CHACÓN, J. (1994): Movimientos de ladera y factores determinantes en la vertiente septentrional de la depresión de Granada (Sector Colomera-Zagra). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (3-4), 251 260.
- BRABB, E. E. (1984): Innovative approaches to Landslide Hazard and Risk Mapping. *IV International Symposium on Landslides*, Toronto. Proceedings, Volume 1: 307 324.
- BRABB, E. E.; PAMPEYAN, E. H. and BONILLA, M.G. (1972): Landslide Susceptibility in San Mateo County, California. *U. S. Geol. Surv. Misc. Field Studies Map MF-360*, scale 1:62.500.
- BRUNSDEN, D. (1973): The application of systems theory to the study of mass movement. *Geologica Applicata e Idrogeologia*. Univ. of Bari, 8, 1, 185 – 207.
- BRUNSDEN, D. (1974): The degradation of a coastal slope, Dorset, England. *Inst. Brit. Geogrs. Spec. Publ.*, 7, 79 98.
- BRUNSDEN, D. (1979): Mass movements. In: C. Embleton and J. Thornes (Eds.): *Process in Geomorphology*. Arnold, London. 10-186.

Bibliografía Bibliografía

BRUNSDEN, D. (1984): Mudslides. In: Brunsden, C and Prior, D. B. (Eds): *Slope Instability*. John Wiley & Sons Ltd. Pp 363 – 418.

- BRUNSDEN, D. (1993): Mass movements; the research frontier and beyond: a geomorphological approach. *Geomorphology*, 7. 85 128.
- BRUNSDEN, D.; DOORNKAMP, J. C.; FOOKES, P.G.; JONES, D. K. and KELLY, J. M. (1975): Large Scale Gomorphological Mapping and Highway Engineering Design. Quart. J. *Engng. Geol.*, Vol. 8, 4: 227 253.
- BRUNSDEN, D. and IBSEN, M. L. (1993): The nature of the European Archive of Historical Landslide Data, with specific reference to the United Kingdom. In: Flageollet, J. C. (Ed.): *Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community*. European Community, D.G. XII: 23-70.
- CAMPBELL, R.H. (1975): Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California. *Professional Paper* 851, 51 p.
- CAMPBELL, R. H. (1980): Landslide Map showing Field Classification, Point Dume Queadrangle, California. *U. S. Geol. Surv. Misc. Field Studies Map* MF 1167, scale 1:24.000.
- CAMPBELL, R. H.; VARNES, D. J.; FLEMING, R. W.; HAMPTON, M. A.; PRIOR, D. B.; SANGREY, D. A.; NICHOLS, D. R. and BRABB, E. E. (1989): Landslide classification for identification of mud flows and other landslides. In (P. M. Sadler and D. M. Morton, Eds): *Landslides in a Semi-arid Environment*. Publications of the Inland Geological Society, 2, 1 28.
- CAMPY M. y MACAIRE, J. J. (1989): Géologie des formations superficielles: géodynamique, faciès, utilisation. Ed. Masson, París. 433 pp.
- CANUTI, P; FRASCATI, F.; GARZONIO, C. A. and RODOLFI, G. (1979): Dinamica Morfologica di un ambiente sogetto a fenomeni franosi e ad intensa attiva agricola. *C.N.R. Publication*, N°. 142, National Research Council, Firenze, Italy, 81-102 pp.
- CANUTI, P; FOCARDI, P. and GARZONIO, C. A. (1985): Correlation between rainfall and landslides. *Bull. of the Int. Assoc. of Eng. Geol.*, 32.
- CARRACEDO, J. C. (2002): La erupción del Nevado del Ruiz y el lahar catastrófico del 13 de Noviembre de 1985. En: Ayala-Carcedo, F. J. y Olcina, J. (Coords.): *Riesgos naturales*. Ed. Ariel, 295 305.
- CARRARA, A. (1983a): Multivariate models for landslide hazard evaluation. *Mathematical Geology* V. 15: 403 426.
- CARRARA, A. (1983b): Geomathematical assessment of regional landslide hazard. In 4th Int. *Conf. on the applications of statistics and probability in soil and structural engineering.* 9 20.
- CARRARA, A. (1984): Landslide hazard mapping by statistical methods. A black box approach. *Workshop on Natural Disasters in European Mediterranean Countries*, Perugia, Italy. 205 224.
- CARRARA, A.; CARDINALI, M.; DETTI, R.; GUZZETTI F.; PSQUI, V. and REICHENBACH, P. (1991): GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, 427-445.
- CARRARA, A.; CARDINALI, M. and GUZZETTI F. (1992): Uncertainty in assessing landslide hazard and risk. *ITC Journal*. V 1992, 2, 172-183.

CARRARA, A.; CARDINALI, M.; GUZZETTI F. and REICHENBACH, P. (1995): GIS technology in mapping landslide hazard. In: A. Carrara and F. Guzzetti (Eds.), Geographical Information System in assessing natural Hazards. 135-175.

- CAPEL MOLINA, J.J. (1981): Los climas de España. Ed. Oikos-Tau, Barcelona, 403 pp.
- CARBALLAL, L. (1993): *Impacto económico y social de los riesgos geológicos en Asturias* (1991-2001). Informe inédito. Protección Civil, Delegación del Gobierno en Asturias. 83 pp.
- CARIDE, C.; GERVILLA, M.; ORTUÑO, G. y VELANDO, F. (1973): Cartografía geológica a escala 1:50.000 de la Hoja nº 53 (Mieres). I.G.M.E.
- CARSON M. A. y KIRKBY, M. J. (1972): Hillslope form and processes. Cambridge Univ. Press. 475 pp.
- CENDRERO, A. (1980): Bases doctrinales y metodológicas. *I Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Santander. Ponencias. 1-62.
- CENDRERO, A. (1997): Riesgos naturales e impacto ambiental. En: Novo, M. y Lara, R. (Coords.): *La interpretación de la problemática ambiental: enfoques básicos*. Vol. II, 23-90. Colección Medio Ambiente y Eduación Ambiental. Fundación Universidad-Empresa.
- CENDRERO, A.; DÍAZ DE TERÁN, J. R.; FARIAS, P.; FERNÁNDEZ S.; GONZÁLEZ. A.; JIMÉNEZ, M.; MARQUÍNEZ, J, MENÉNDEZ, R. A. y SALAS, L. (1994): Temporal distribution and contribution of landslides to landscape evolution from Late Pleistocene to Present in the Cnatabrian Cordillera, Spain. In: Casale, R., Fantechi, R., Flageollet, J. C. (Eds.), *Temporal ocurrence and forecasting of landslides in the European community*. Final Report 1 European Commision, Bruxelles, pp 427 508.
- CENDRERO, A. and DRAMIS, F. (1996): The contribution of landslides to landscape evolution in Europe. *Geomorphology*, 15. 191 211.
- CEOTMA (1984): Guía para la elaboración de estudios del medio físico: contenido y metodología. *Serie Manuales*, Nº 3. 2ª Edición. MOPU, 572 pp.
- CHACÓN, J. (1998): Riesgos Geológicos en el Sector de Olivares (Moclín, Granada). *Il Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables*. Corominas, J. y Alonso, E. (Eds.). Andorra La Vella. 705 722.
- CHACÓN, J.; IRIGARAY, C. y FERNÁNDEZ, T. (1992): Metodología para la cartografía regional de movimientos de ladera mediante un S.I.G. *III Simp. Nac. Laderas y taludes inestables*. V. 2, 121-133-
- CHACÓN, J.; IRIGARAY, C. y FERNÁNDEZ, T. (1993): Análisis y cartografía a gran escala de factores condicionantes de movimientos de ladera mediante un S.I.G. *V Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*, Murcia. V. 2: 585-594.
- CHANDLER, R. J. (1972): Periglacial mudslides in Vestspitsbergen and their bearing on the origin of fossil 'solifluction' shears in low -angled clay slopes. *Quart. J. Engng. Geol.*, 5, 223 241.
- CHEN, H. and LEE, C. F. (2003): A dynamic model for rainfall-induced landslides on natural slopes. *Geomorphology*, 51, 269-288.
- CHUNG, C. F. y FABBRI, A. (1993): The representation of geoscience information for data integration. *Norenewable Resources*, Vol. 2, N° 2: 122-139.
- CHUNG, C. F.; FABBRI, A. and VAN WESTEN C. J. (1995): Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation. In: Carrara, A. and Guzzetti, F. (eds.): *Geographical*

__Bibliografía

- *Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 107-133.
- COATES, D. R. (1977): Landslide perspectives. In: D. R. Coates (Ed.) *Landslides*. Geological Society of America, 3–28.
- COROMINAS, J. (1986): Identificación de taludes inestables. *Jornadas de Investigación aplicada en Ingeniería Geológica*. Universidad de Cantabria, Santander, 90 116.
- COROMINAS, J. (1987): Criterios para la confección de mapas de peligrosidad de movimientos de ladera. En (IGME): *Riesgos Geológicos*. Serie Geología Ambiental, 193 201.
- COROMINAS, J. (1989): Clasificación y Reconocimiento de los movimientos de ladera. En Corominas, J. (Ed.): *Estabilidad de taludes y laderas naturales*. Sociedad Española de Geomorfología, Monografía Nº 3. 1-30.
- COROMINAS, J (1992): Movimientos de ladera: predicción y medidas preventivas. 1er Congreso Iberoamericano sobre técnicas aplicadas a la gestión de emergencias para la Reducción de Desastres Naturales, Valencia. 55 – 77.
- COROMINAS, J. (1999): *Tipología y cartografía de movimientos de ladera*. Jornadas técnicas de Taludes y Laderas organizadas por ICOG (Ilustre Colegio Oficial de Geólogos) y AIGE (Asociación de Ingeniería Geológica Española). 18 pp. Madrid, 25 al 28 de Octubre de 1999.
- COROMINAS, J. (2001): Landslides and climate. 8th International Symposium on Landslides. *Cardiff*, Wales, UK. 33 pp. Keynote Lecturers, 2001.
- COROMINAS, J. and LEDESMA, A. (2002). The role of geomorphological input in modelling of geomorphic processes. D. Delahaye; F. Levoy & O. Maquaire (eds.). *Proc. Symposium Geomorphology: from expert opinion to modelling*. CERG Editions. Strasbourg. pp. 29-36
- COROMINAS, J. y ALONSO, E. (1984): Inestabilidad de laderas en el Pirineo Catalán. Tipología y causas. *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*. Ponencias y Comunicaciones. Pag C-1 a C-53 ETSICCP. UP Barcelona.
- COROMINAS, J.; REMONDO, J.; FARIAS, P.; ESTEVAO, M.; ZÊZERE, J.; DÍAZ de TERÁN, J. R.; DIKAU, R.; SCHROTT, L.; MOYA, J. and GONZÁLEZ, A. (1996): Debris Flow. In: R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott and M. L. Ibsen (Eds.): *Landslide recognition*. John Wiley & Sons. 171-180.
- COROMINAS, J. and 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.; GILI, J. A.; LLORET, A.; ANGELI, M. A.; PASUTO, A. and SILVANO, S. (2000): Measurement of landslide displacements using a wire extensometer". *Engineering Geology*, 55, 149 166.
- COMTE, P. (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, LX, 440 pp.Madrid
- CLOTET, N.; CALVET, J. y GALLART, F. (1983): Utilidad práctica de los mapas geomorfológicos. Un ejemplo en el Prepirineo Catalán. *Bol. S.G.O.P.*, 42, 147-152.
- COSTA, J. E. (1984): Physical geomorphology of debris flows. In: J. E. Costa and P. J. Fleisher (Eds.): Developments and Applications of Geomorphology. Springer Verlag, 268-317.

- COTTON, C. A. (1948): Landscape. Whitcombe and Tombs, Ltd., Wellington. 128-129.
- CROZIER, M. (1986): Landslides: Cause, Consequences and Environment. Croom Helm, London.
- CRUDEN, D. M. and HU, X. Q. (1993): Exhaustion and steady state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains. *Geomorphology*, 8. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. 279–285.
- CRUDEN, D. M. and VARNES, D. J. (1995): Landslides types and processes. In: Turner, A. K. and Schuster, R. L. (Eds.): Landslides: Investigation and Mitigation. Transportation Research Board, National Research Council, *Washington*, DC. Special Report 247. 36–5.
- DAI, F. C. and LEE, C. F. (2002): Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology*, 42, 213-228.
- DAVIS, W. M. (1905): Complications of the geographical cycle. *Internat. Geog. Cong., 8th,* Washington, 1904, 150-163. Reprinted 1954 in Geographical essays: Dover Publications Inc., New York, 279-295.
- DAVIS, W. M. (1923): The scheme of the erosion cycle. *Jour. Geol.*, 31, 10-25.
- DEBRAY, S. and SAVAGE, W. Z. (2001): A Preliminary Finite-Element Analysis of a Shallow Landslide in the Alki Area of Seattle, Washington. *U.S. Geological Survey Open-File Report* 01-0357. 5 pp.
- Declaración de Yokohama: "Un mundo más seguro en el siglo XXI". Conferencia Mundial sobre la Reducción de los Desastres Naturales. Yokohama, 23 a 27 de Mayo de 1.994.
- DEGRAFF, J. V. and ROMESBURG, H. C. (1980): Regional landslide-susceptibility assessment for Wildland management: a matrix approach. In: D. R. Coates and J. D. Vitek (Eds.). 410 414.
- DEMEK, J. (1972): Manual of detailed Geomorphological Mapping. Academia, Praga. 244 pp.
- DHAKAL, A. S.; AMADA, T. and ANIYA, M. (1999): Landslide hazard mapping and the application of GIS in the Kulekhani watershed, Nepal. Mountain *Research and Development*, 19, 3-16.
- DÍAZ GONZÁLEZ, T. E. y FERNÁNDEZ PRIETO, J. A. (1987): La vegetación de España: Asturias y Cantabria. En: M. Pinado de Lorca y S. Rivas-Martínez (Eds.): *La vegetación de España*. Universidad de Alcalá de Henares. 544 pp.
- DIETRICH W. E. y DORN R. (1984): Significance of thick deposits of colluvium on hillslopes: a case study involving the use of pollen analysis in the coastal mountains of northern California. *Journal of Geology*, 92, 147-158.
- DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L. and IBSEN, M. L. (Eds.) (1996): Landslide Recognition. Identification, Movement and Courses. John Wiley & Sons. Chichester, England. 251 pp.
- DIRECCIÓN GENERAL DE PROTECCIÓN CIVIL (1997a): Cuadernos de Legislación de Protección Civil. Cuaderno I: Legislación sobre Protección Civil en España. 38 pp.
- DIRECCIÓN GENERAL DE PROTECCIÓN CIVIL (1997b): Cuadernos de Legislación de Protección Civil. Cuaderno II: Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones. 23 pp.
- DIRECCIÓN GENERAL DE PROTECCIÓN CIVIL (1997c): Cuadernos de Legislación de Protección Civil. Cuaderno III: Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico. 20 pp.

- DIRECCIÓN GENERAL DE PROTECCIÓN CIVIL (1997d): Cuadernos de Legislación de Protección Civil. Cuaderno IV: Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Volcánico. 13 pp.
- DOMÍNGUEZ CUESTA, M. J. (1996): *Geomorfología de la cuenca del río Villoria*. Seminario de Investigación. Universidad de Oviedo. Inédito. 37 pp.
- DOMÍNGUEZ CUESTA, M. J.; JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. y RODRÍGUEZ GARCÍA, A. (1996): Utilidad de los archivos de prensa en el estudio de las inestabilidades de ladera en Asturias (NO de España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21, 393-404.
- DOMÍNGUEZ CUESTA, M. J.; JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. FARIAS ARQUER, P. y MENÉNDEZ DUARTE, R. (1998): Dinámica de las vertientes en la zona central de Asturias (Cuenca del río Villoria, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*. V 12 (1-2), 19-33.
- DOMÍNGUEZ CUESTA, M. J.; JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. y RODRÍGUEZ GARCÍA, A. (1999): Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain: relationships between rainfall and instability slope events. *Geomorphology*. V 30 (1 y 2), 125-132.
- EL HAMDOUNI, R. (2001): Estudio de movimientos de ladera en la cuenca del río Izbor mediante un SIG: contribución al conocimiento de la relación entre tectónica activa e inestabilidad de vertientes. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- FARIAS, P. y JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. (1995): Geología Ambiental. En: C. Aramburu. y F. Bastida (Eds): *Geología de Asturias*. Ed. Trea, Gijón. 203-212.
- FARIAS, P. y MARQUINEZ, J. (1995): El relieve de Asturias. En: C. Aramburu. y F. Bastida (Eds): *Geología de Asturias*. Ed. Trea, Gijón. 163-172.
- FELICÍSIMO, A. M. (1980): *Introducción al clima de Asturias: régimen pluviométrico*. Tesis de Licenciatura (inédita). Universidad de Oviedo, 159 pp.
- FELICÍSIMO, A. M. (1990): El clima de Asturias. En: Silverio Cañada (Ed.): *Enciclopedia temática de Asturias*. Gijón.10 (200-202), 179-208.
- FELICÍSIMO, A. M. (1992): El clima de Asturias. En: (Editorial de Prensa Asturiana) *Geografía de Asturias*. Oviedo. I, 2, 17-32.
- FELICÍSIMO, A. M. (1994): *Modelos Digitales del Terreno. Introducción y aplicaciones en las Ciencias Ambientales.* Biblioteca de Historia Natural, 3. Ed. Pentalfa, Oviedo. 220 pp.
- FELICÍSIMO, A. M. (1999): La utilización de los Modelos Digitales del Terreno en los estudios sobre el medio físico. En: L. Laín (Ed.): Los Sistemas de Información Geográfica en Riesgos Naturales y Medio Ambiente. ITGE. 127 139.
- FELICÍSIMO, A. M.; FRANCÉS, E.; FERNÁNDEZ, J.M.; GONZÁLEZ-DÍEZ, A. y VARAS, J. (2002): Modeling the potential distribution of forests with a GIS. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. Volumen: 68 (5) 455 461.
- FERNÁNDEZ, A. (1980): Langreo: industria, población y desarrollo urbano. Tesis doctoral. Ayuntamiento de Langreo, 506 pp.
- FERNÁNDEZ, T. (2001): Cartografia, análisis y modelado de la susceptibilidad a los movimientos de ladera en macizos rocosos mediante SIG: aplicación a diversos sectores del sur de la provincia de Granada. Tesis doctoral. Universidad de Granada. 648 pp.
- FERNÁNDEZ, L. P. (1995): El Carbonífero. En: Aramburu, C. y Bastida, F. (Eds.): *Geología de Asturias*, Ed. Trea, Gijón. 63-80.

FERNÁNDEZ GARCÍA, A. (1992): La Cuenca Hullera Central. En: Editorial de Prensa Asturiana, *Geografía de Asturias*. Oviedo. II, 54, 73-92.

- FERNÁNDEZ GARCÍA, A. y VELASCO ROZADA, J. (1992): El Valle de Langreo: Langreo y San Martín del Rey Aurelio. En: Editorial de Prensa Asturiana, *Geografía de Asturias*. Oviedo. II, 55, 93-112.
- FERNÁNDEZ IGLESIAS, E.; MARQUÍNEZ, J. y MENÉNDEZ DUARTE, R. A. (1998): Cartografía y valoración geomorfológica de sistemas fluviales. En (A. Gómez Ortiz y F. Salvador Franch, Eds.): *Investigaciones recientes de la Geomorfología Española*. 717-720. Geoforma Ediciones.
- FERNÁNDEZ MARTÍNEZ, M. V. (1981): Hidrografía de Asturias (IV). En: *Enciclopedia Temática Asturiana*, 10, 125-178. Ed. Silverio Cañada, Gijón.
- FERNÁNDEZ MENÉNDEZ, S.; MARQUÍNEZ, J. y MENÉNDEZ DUARTE, R. A. (1992): Análisis morfométrico de sistemas torrenciales en el occidente de la Cordillera Cantábrica. Actas del II Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, 2, 51-57.
- FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, F. J.; MENÉNDEZ DUARTE, R. A y MARQUÍNEZ, J. (1997): Aplicación de un Sistema de Información Geográfica en la cartografía temática y clasificación geomorfológica de los sistemas fluviales en Asturias. *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2). 117-130.
- FERRER, M. (1999): Factores Condicionantes y Desencadenantes de la Inestabilidad de Taludes y Laderas. En (ICOG y AIGE): Jornadas técnicas de Taludes y Laderas. 12 pp. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos de España. Madrid, 25 al 28 de Octubre de 1999.
- FLAGEOLLET, J. C. and WEBER, D. (1996): Fall. In: R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott and M. L. Ibsen (Eds.): *Landslide recognition*. John Wiley & Sons. 13–28.
- FLAGEOLLET, J. C.; MACQUAIRE, O.; MARTIN, B. and WEBER, D. (1999): Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, 30, 65-78.
- FLOR, G. (1992): Los ríos asturianos. En: *Enciclopedia de la naturaleza de Asturias*, 5, 1-32. La Voz de Asturias.
- FONT, X.; SERRA, J. y PINTO, V. (1995): Los riesgos geológicos en la Ordenación Territorial. *Acta Geológica Hispánica*. V. 30. 83-90.
- FRANKS, C. A. M. (1999): Characteristics of some rainfall-induced landslides on natural slopes, Lantau Island, Hong Kong. *Quaterly Journal of Engineering Geology*, 32, 247-259.
- GALLART, F. y CLOTET, N. (1988): Some aspects of the gomorphic processes triggered by an extreme rainfall even: the november 1982 flood in the Estern Pyrenees. *Catena Supplement*, 13. 79-95.
- GARCÍA-LOYGORRI, A., ORTUÑO, G., CARIDE DE LIÑÁN, C., GERVILLA, M., GREBER, CH. y FEYS, R. (1971): El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 101-150.
- GARLAND, G. and OLIVIER, M. (1993): Predicting landslides from rainfall in a humid, subtropical region. *Geomorphology*, 8. 165 173.
- GONZÁLEZ, A. (1995): Cartografía de movimientos de ladera y su aplicación al análisis del desarrollo temporal de los mismos y de la evolucion del paisaje. Tesis Doctroral. Universidad de Oviedo. Inédita.

GONZÁLEZ, A.; DÍAZ DE TERÁN, J. R., BARBA, F. J. REMONDO, J. y CENDRERO, A. (1996): Propuesta de un modelo cronológico para las terraza de los ríos de la vertiente cantábrica. *Geogaceta*, 20 (5). 1096 – 1099.

- GONZÁLEZ, A.; DÍAZ DE TERÁN, J. R. y CENDRERO, A. (1992): Un método en dos etapas para la cartografía geomorfológica para la clasificación de movimientos de vertiente y para la evaluación de su contribución a la erosión y a la evolución del paisaje. En: Actas II Simposio Latinoamericano de riesgo geológico urbano y II Conferencia Colombiana de Geología Ambiental, I, 161-170. Colombia.
- GONZÁLEZ, A.; SALAS, L.; DÍAZ DE TERÁN, J. R. and CENDRERO, A. (1996): Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. *Geomorphology*, 15, 291-309.
- GONZÁLEZ, A.; REMONDO, J.; DÍAZ de TERÁN, J.R. and CENDRERO, A. (1999): A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology*, 30 (1-2): 95-113.
- GONZÁLEZ, A.; REMONDO, J.; DE LA PEDRAJA, A.; DÍAZ de TERÁN, J.R.; CENDRERO; BRUSCHI, V.;GIUSTI, C; GONZÁLEZ-LASTRA, J. M. and ARAMBURU, J. M. (2000): Integrated data seta for land-use planning, natural hazards and impact assessment in Guipuzcoa, Spainl. *VI Reunión Nacional de Geomorfología*, Madrid, 17-20 de septiembre 2000. Volumen de resúmenes: 179.
- GONZÁLEZ de VALLEJO, L.I. (1999): Vulnerabilidad y Riesgos por movimientos de Ladera. . En (ICOG y AIGE): *Jornadas técnicas de Taludes y Laderas*. 10 pp. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos de España. Madrid, 25 al 28 de Octubre de 1999.
- GRAF, W. L. (1981): Catastrophe Theory as a Model for Chanege in Fluvial Systems. In: *Asjustement of the Fluvial System*. Rhodes & Williams, eds.
- GRAAFF, L. W. S. DE; JONG M. G. G. DE; RUPDE, J. y VERHOFSTAD J. (1987): A geomorphological mapping system at scale 1:10.000 form mountainous areas. Z *Geomorph. N. F.*, 31, 2, 229-242.
- GRAHAM, J. (1984): Methods of stability analysis. En: D. Brundsen and D.B. Prior (Eds.): *Slope Stability*. John Wiley and Sons, 171-215.
- GRAY, D. H. and LEISER, A. T. (1982): *Biotechnical slope protection and erosion control*. Van Nostrand-Reinhold, New York. 271 pp.
- GREENWAY, D.R. (1987): Vegetation and slope stability. In: *Slope Stability: Geotechnical Engineering & Geomorphology*. Edited by M. G. Anderson & K. S. Richards. John Wiley & Sons. 187 230.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. y LUQUE, C. (1993): *Recursos del subsuelo de Asturias*. Serv. Publ. Universidad de Oviedo, 392 pp. 2^a edición, 1994.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. y TORRES ALONSO, M. (1995): *Geología de Oviedo. Descripción, recursos y aplicaciones*. Ed. Ayuntamiento de Oviedo. 276 pp.
- HANSEN, A. (1984): Landslide Hazard Analysis. En: Brunsden, C and Prior, D. B. (Eds): *Slope Instability*. John Wiley & Sons Ltd. Pp 523 602.
- HEREDIA, N. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1984): Mapa Geológico de la Hoja 54 de la serie MAGNA, 1:50.000 (Rioseco). IGME, 1989.
- HORTON, R. E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56, 275-370.

HOWARD, A. D. (1967): Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 51, 2246-2259.

- HSÜ, K. J. (1975): Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfall. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86. 129-140.
- HUTCHINSON J. N. (1968): Mass movement. In: *Encyclopaedia of Earth Sciences* (R. W. Fairbridge, Ed.), Reinhold, New York, 688 695.
- HUTCHINSON J. N. (1973): The response of London Clay cliffs to differing rates of toe eroison. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 8, 221 239.
- HUTCHINSON J. N. (1988): Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hidrogeology. In: Landslides, *Proc. 5th. Int. Congress on Landslides (Ed. C. Bonnard)*. Lausanne. Vol 1 pp 3-35.
- HUTCHINSON J. N.; BROMHEAD, E. N. and CHANDLER, M. P. (1981): Report on the coastal landslides at Bonchurch, Isle of White. Report to Lewis & Duvivier. Inédito.
- HUTTON, J. (1795): *Theory of the Earth, with Proofs and Illustrations*. Vol. I. Cadell and Davies (London)y Creech (Edinburgh).
- IGME (1986): Mapa geotécnico y de riesgos geológicos de la ciudad de Gijón. Escala 1:25.000 y 1:5.000. 100 pp.
- IGME (1987): Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España. Serie Geología Ambiental. 91 pp.
- INE, (1996): Censos de Población y Padrón Municipal de Habitantes
- INM (2002): *Guía resumida del clima en España* (1971-2000). *Plan Estadístico Nacional* 2001-2004. Incluye datos relativos al período 1961-1990. 257 pp.
- IRIGARAY, C. (1990): Cartografía de Riesgos Geológicos asociados a movimientos de ladera en el sector de Colmenar (Málaga). Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. 390 pp.
- IRIGARAY, C. (1995): Movimientos de ladera: inventario, análisis y cartografía de susceptibilidad mediante un Sistema de Información Geográfica. Aplicación a las zonas de Colmenar (Málaga), Rute (Córdoba) y Montefrío (Granada). Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 578 pp.
- IRIGARAY, C. y CHACÓN, J. (1991): Los movimientos de ladera en el sector de Colmenar (Málaga). *Rev. Soc. Gol. España*, 4: 203 214.
- IRIGARAY, C.; LAMAS, F.; EL HANDOUNI, R.; FERNÁNDEZ, T. and CHACÓN, J. (2000): The importance of the precipitation and the susceptibility of the Slopes for the triggering of landslides along the roads. *Natural Hazards*, 21 (1), 65-81.
- IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T. y CHACÓN, J. (2001): Evaluación de la estabilidad en taludes rocosos. Aplicación del SMR mediante un SIG. *V Simposio nacional sobre taludes y ladera inestables*, Vol, I, 427.
- IRIGARAY, C. y CHACÓN, J. (2003): Métodos de análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante S.I.G. En: F. J. Ayala-Carcedo y J. Corominas (Eds.) Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnicas SIG. Fundamentos y aplicaciones en España. IGME. 21 –36.
- ITGE (1996a): Los peligros naturales en España en 1.993. Servicio de publicaciones del Instituto Tecnológico Geominero de España, ITGE. 55 pp.
- ITGE (1996b): Norma Técnica para la elaboración del Plan Nacional de Cartografía Temática Ambiental (PNCTA). Cartografía Geomorfológica a escala 1:50.000. Informe inédito. 64 pp.

__Bibliografía

- ITGE (1996c): Plan Nacional de Cartografía Temática Ambiental. Manual de procedimientos. Cartografía Geomorfológica. PNCTA - 270. Revisión 03. Informe inédito. 57 pp
- ITGE (1997a): Desastres naturales en el mundo, 1994. Natural disasters in the world, 1994. Servicio de publicaciones del Instituto Tecnológico Geominero de España, ITGE. 73 pp.
- ITGE (1997b): *Los peligros naturales en España en 1.994*. Servicio de publicaciones del Instituto Tecnológico Geominero de España, ITGE. 63 pp.
- JAEGER, C. (1972): Rock Mechanics and Engineering. Cambridge University Press, London, 417 pp.
- JAEGER, C.(1968): Descussion of the paper by L. Müller on "New considerations of the Vajont slide, the dynamics of the slide". *Roc Mech. Eng Geol.*, 6, 243-247.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. (1994): Geomorfología de la cuenca alta del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Asturias). Tesis doctoral (Inédita), Universidad de Oviedo. 297 pp.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. (1996): El glaciarismo 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. (1997): Movimientos en masa en la cabecera del río Nalón (Cordillera Cantábrica, NO España). *Cuaternario y Geomorfología*, 11: 3-4 pp.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. (1998): Inestabilidad de laderas en la cuenca alta del río Nalón (Cordillera Cantábrica, NW España). En: Gómez Ortiz, A. y Salvador Franch, F. (Eds): Investigaciones recientes de la Geomorfología española, 125 132.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. (1999): Geomorfología fluvial en la cabecera del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Noroeste de España). *Trabajos de Geología, Univ. Oviedo* 11, 189-200
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. (2002): Slope deposits in the Upper Nalón River Basin (NW Spain): an approach to a quantitative comparison. *Geomorphology*, 43 1-2. 165 178.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. y MARQUÍNEZ, J. (1990): Morfología glaciar en la cuenca alta del Río Nalón, Cordillera Cantábrica. In: Gutiérrez, M.; Peña, J. L.; Lozano, M. V. (Eds.): Actas de la I Reunión Nacional de Geomorfología, vol. 1. 179 189.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M.; MENÉNDEZ DUARTE, R.; FARIAS, P. y FERNÁNDEZ, S. (1996): La "Fana" de Genestaza: un ejemplo de sistema torrencial activo en la Cordillera Cantábrica. *Geogaceta*, 20 (5). 1109 – 1111.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M.; FARIAS, P.; RODRÍGUEZ, A. and MENÉNDEZ, R. (1999): Landslide development in a coastal valley in Torthern Spain: conditioning factors and temporal occurrence. *Geomorphology*, 30, 1 2. 115 –122.
- JOHNSON, A. M. and RODINE, J. R. (1984): Debris flows. In: *Slope Instability* (Eds: D. Brunsden and D. B. Prior) 257 361.
- JOLY, F. y TRICART, J. (1970): Légénde pour la carte géomorphologique de La France au 1:50.000.
  C.N.R.S., R.C.P., 77, 78 pp. (Traducido por SERRAT, D. (1971). Instituto Jaume Almera de Investigaciones Geológicas, C.S.I.C.).
- JONES, F. O.; EMBODY, D. R. y PETERSON, W. C. (1961): Landslides along the Columbia river valley, Northeastern Washington. *U.S.G.S. Porf. Paper* 367. 98 pp.
- 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. (1967): La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología. Universidad de Oviedo*, 1, 39-46.

- JULIVERT, M. (1970a): Mapa Geológico de la serie MAGNA, 1:50.000 de la Hoja 79 (Puebla de Lillo). IGME.
- JULIVERT, M. (1970b): Mapa geológico de la serie MAGNA a escala 1:50.000 de la Hoja nº 54 (Rioseco). IGME.
- JULIVERT, M. y MARCOS, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain). *Amer. Jour. Sci.*, 273, 353-375.
- KIENHOLZ, H. (1978): Maps of geomorhology and natural hazards of Grindenwald, Switxerland, scale1:10,000. *Artc and Alpine Res.* 10, 169 184.
- KIENHOLZ, H. (1984): Landslide hazard assessment for landslide hazard zonation. In: J. C. Flageollet (Ed): Mouvements de terrains, *Actes Colloque de Caen*, 22 24 Mars, Doc. BRGM 83 pp. 317 325.
- KING, R. B. (1987): Review of geomorphic description and classification in land resource surveys. In: Gardiner, V. (Ed.), *International Geomorphology* 1986 Part II. Wiley pp. 383 403.
- KLIMASZEWSKI, M.(1968): Problems of the detailed gomorphological map. *Folia geographica*, Ser. Geogra. Phys., II, 1-40.
- KLIMASZEWSKI, M.(1988): On constructing detailed geomorphological maps. *Z. Geimorph. N. F.*, 32, 4, 457-470.
- KOUKIS, G and ZIOURKAS, C. (1991): Slope stability phenomena in Greece: a statistical analysis. *Bull. of the Int. Association of Engineering Geology*, N° 43. 47 60.
- KOUKIS, G.; ROZOS, D. and HADZINAKOS, I. (1997): Relationship between rainfall and landslides in the formations of Achaia. In: P.G. Marinos, G. C. Koukis, G. C. Tsiambaos and G. C. Stournaras (Eds.), *Proc. Of the Symp. On Eng. Geol. And Env.*, Balkema, Rotterdam, 793-798.
- LANG, A. MOYA, J. COROMINAS, J., SCHROTT, L. and DIKAU, R. (1999): Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. *Geomorphology*, 30 (V 1-2) 33 52.
- LAÍN HUERTA, L.; DOMÍNGUEZ CUESTA, M.J. y ORTÍZ FIGUEROA, G. (1998): Los Modelos Digitales del Terreno en la Cartografía de Riesgos Naturales. *Actas del Primer Congreso de Información Geográfica*. Valladolid, España.
- LIMA DE MONTES, Y. (1999): Generación de mapas de susceptibilidad y riesgo a los deslizamientos mediante un S.I.G aplicado a la zona central de Asturias. Tesis doctoral (Inédita), Universidad de Oviedo. 236 pp.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1954): El relieve de la región central de Asturias. *Estudios geográficos*, 57. 501-550.
- LOMOSCHITZ, A. y COROMINAS, J. (1992): Cronología realtiva 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.
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F.; NAVARRO HERVÁS, F.; ROMERO DÍAZ, M.A.; CONESA GARCÍA, C.; CASTILLO SÁNCHEZ, V.; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, J. y GARCÍA ALARCÓN,

- C. (1988): Geometría de cuencas fluviales: las redes de drenaje del Alto Guadaletín. Proyecto LUCDEME IV. Monografías, 50. ICONA.
- LÓPEZ FERNÁNDEZ, C.; TORRES ALONSO, M. Y GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. (2002): Los movimientos del terreno en las laderas del valle del rio Caudal y la incidencia de las escombreras del carbón en los mismos. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, Nº 23.
- LOTZE, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geoteckt. Forsch., 6: 1-12. (Trad. por J. M. Ríos, 1950. Observaciones respecto a la división de los Varíscides de la Meseta Ibárica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, 149-166).
- LUCINI, P. (1973): The potencial landslide forecasting of the "Argile Varicolori Scagliose" complex in IGM 174 IV SE Map, Savignanao di Puglia, (Compania). *Geol. App. e Idrogeol.*, 8. 311 316.
- LUZI, L. y PERGALANI, F. (1996): Applications of statistical and GIS techniques to slope instability zonation (1:50.000 Fabriano geological map sheet). *Soil Dynamics and Earhquake Engineering*, 15. 83 94.
- MACHETTI, I. (1995): Economía y seguros de los riesgos de la naturaleza en España. En: *Reducción de Riesgos Geológicos en España*. ITGE. 202 pp.
- MARCOS, A. y PULGAR, J. A. (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Paläont. Abh.*, 163, 2: 256-315.
- MARQUÍNEZ, J. (1992): Tectónica y relieve en la Cornisa Cantábrica. En: Cearreta, A. y Ugarte, F. (Eds.): *The Late Quaternary in teh Western Pyrenean Region*, 141-157. Servicio Editorial Universidad del País Vasco.
- MARQUÍNEZ, J.; MENÉNDEZ DUARTE, R. A.; FERNÁNDEZ MENÉNDEZ, S.; FERNÁNDEZ IGLESIAS, E.; JIMÉNEZ, B; WOZNIAK, E.; LASTRA, J.; ROCES, J. y ADRADOS, L. (2003): *Riesgos Naturales en Asturias*. KRK Ediciones. 133 pp.
- MARQUÍNEZ, J.; MENÉNDEZ, R., y JIMÉNEZ, M. (1990): Mapa geomorfológico de la Hoja nº 103 (Pola de Gordón). En: *Hoja nº 103 del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. I.T.G.E.
- MARQUÍNEZ, J.; MENÉNDEZ, R. A. y FERNÁNDEZ, S. (1993): Abstracts book of the *Third International Geomorphology Conference*, 192. Hamilton, Ontario (Canadá).
- MARQUÍNEZ, J.; MENÉNDEZ, R. ;FERNÁNDEZ, S.; GONZÁLEZ, A. V.; RODRÍGUEZ, A.; JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M.; FARIAS, P.; DOMÍNGUEZ CUESTA, M. J.; QUINTANA, L. (1998): Mapa Litológico. Memoria de la cartografía temática ambiental del Principado de Asturias. INDUROT, Universidad de Oviedo (informe inédito).
- MARTÍN-SERRANO, A. (1996): El Mapa Geomorfológico como Cartografía infraestructural y su aplicación más reciente: el Medio Ambiente. 1er Curso Iberoamericano sobre infraestructura geológica y desarrollo sostenible. ITGE. 39 PP.
- MARTÍNEZ GOYTRE, J., MARTÍNEZ GIL, J y GARZÓN, G. (1996): La prevención de riesgos naturales. El caso de Biescas. Tierra y Tecnología, *Ilustre Colegio Oficial de Geólogos*, 14 y 15 (4º Trimestre). 26 30.
- MARTÍNEZ LONDOÑO, E. A. (2000): *Una mirada hacia los desastres mundiales. Monografía*. Centro de documentación de la Facultad de Ingniería. Universidad de Antioquia (Colombia). 60 pp.

MARY, G. (1983): Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trab. Geol. Universidad de Oviedo.*, 13. 3 – 45.

- MARY, G. (1992): Evolutión of the Cantabric Sea Shore during the Holocene. In: A. Cearreta and F. Ugarte (Eds.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Servicio Editorial Universidad del País Vasco, 161 170.
- MENÉNDEZ DUARTE, R. A. (1990): Geomorfología aplicada a un estudio ambiental en el occidente de la Cordillera Cantábrica: Metodología de elaboración de mapas litológicos e integración en un G.I.S. Memoria de investigación (inédita). Universidad de Oviedo, 47 pp.
- MENÉNDEZ DUARTE, R. A. (1994): Geomorfología del área de Somiedo (Cordillera Cantábrica, N de España). Aplicaciones de los Sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve. Tesis doctoral (inédita). Universidad de Oviedo, 254 pp.
- MENÉNDEZ DUARTE, R. y MARQUÍNEZ, J. (1996): Glaciarismo y evolución postglaciar de las vertientes en el Valle de Somiedo. Cordillera Cantábrica. *Cuaternario y Geomorfología*, 10, 21 31.
- MENÉNDEZ DUARTE, R.; MARQUÍNEZ, J. y FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, F. J. (1997): Application of a GIS for the assignment of characteristics of the river system and to evaluate their state of conservation: the Asturian river system. Proceedings Third Annual Conference of International Association Mathematical Geology. Ed. Pawlowsky, 1, 305 310.
- MENÉNDEZ DUARTE, R. y MARQUÍNEZ, J. (2002): The influence of environmental and lithologic factors on rockfall at a regional scale: an evaluation using GIS. *Geomorphology*, 43 1-2. 117 136.
- MENÉNDEZ DUARTE, R.; MARQUÍNEZ, J. y DEVOLI, G. (2003): Slope instability in Nicaragua triggered by the Hurrican Mitch. Geomorphological control on shallow mass movements distribution. *Environmental Geology*, 44, 290 300.
- MENÉNDEZ, R.; RODRÍGUEZ, F. y FERNÁNDEZ A. (1992): El Alto Nalón: Laviana, Sobrescobio y Caso. En: *Geografía de Asturias*, Editorial de Prensa Asturiana, Oviedo. 2 (59), 170-188.
- MERIFIELD, P. M. (1992): Surficial slope failures in southern California hillside residential areas: Lessonsn from the 1978 and 1980 rainstorms. Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, IX, 11-22.
- MILLS, H. H. (1987): Variation in sedimentary properties of colluvium as a function of topographic setting, Valley and Ridge province, Virginia. *Z. Geomorph. N. F.* 31 (3). 277 292.
- MOORE, I. D., GRAYSON, R. B., and LANDSON, A. R. (1991): Digital Terrain Modelling: a Review of Hydrological, Geomorphological, and Biological Applications. *Hydrological Processes*. Vol. 5.3-30.
- MORISAWA, M. (1985): *Rivers: form and process. Geomorphology texts*, 7. Longman, London. 222 pp.
- MULDER, H.F.H.M. and VAN ASCH, W.J. (1988): A stochastical approach to landslide hazard determination in a forested area. *Proc.* 5 th . Int. Symp. On Landslide, Lausanne, Switzerland, Vol. 2, 1207-1210.
- MULLER, L. (1979): Josef Stini: Contributions to engineering geology and slope movements investigation. *Rockslides and Avalanches*, 2. Engineering Sites. 95 106. Elsevier

Bibliografía Bibliografía

- NÁJERA, A. (1999): *Las Catástrofes Naturales y su cobertura aseguradora*. Ed: Consorcio de Compensación de Seguros. Madrid. 263 pp.
- NARTEN, P. F., LITNER, S. F.; ALLINGHAM, J. W.; FOSTER, L.; LARSEN, D. M. y McWREATH, H. C. (1983): Reclamation of mined lands in the western coal region . *U.S. Geological Survey Circular*, 872, 56 pp.
- NICOLETTI, P. G. and SORRISO-VALVO, M. (1987): Stima della pericolosità di un possibile rockslide-debris flow incombeten su Platì (RC). *Geog. Fis. Dinam. Quat.*, 10. 313 320.
- NILSEN, T. H. (1971): Preliminary photointerpretation map of landslide and other surficial deposits of the Mount Diablo area, Contra Costa and Alameda Counties, California: *U. S. Geological Survey Miscellaneous*. Field Studies Map MF 310, scale 1: 62.500.
- NORMA ISO 19115 (15046-15) Geographic information Metadata
- NÚÑEZ, A. (1996): *Mapa Geológico del Departamento del Tolima*. Geología, recursos geológicos y amenazas geológicas. Ministerio de Minas y Energía. Ingeominas.
- OCAKOGLU, F.; GOKCEOGLU, C. and ERCANOGLU, M. (2002): Dynamics of a complex mass movement triggered by heavy rainfall: a case study from NW *Turkey*. *Geomorphology*, 42, 3-4. 329-341.
- OLCINA, J. y AYALA-CARCEDO-CARCEDO, F. J. (2002): Riesgos naturales. Conceptos fundamentales y clasificación. En: F. J. Ayala-Carcedo y J. Olcina Cantos (Coords.): *Riesgos naturales*. Ed. Ariel, 41 73.
- OVERMEIER, S. F. (1979): Slope stability map of Fairfax County. Virginia. *U. S. Geological Survey Miscellaneus* Field Studies Map, MF-1072, 1:48.000.
- PACHAURI, A. K. and PANT, M. (1992): Landslide hazard mapping based on geological attributes. *Engineering Geology*, 32, 81-100.
- PANIZZA, M. (1972): Schema di legenda per carte geomorphologiche di dettaglio. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 91, 207-237.
- PANIZZA, M. (1973): Glacio pressure implications in the production of landslides in the Dolomitic area. *Geol. Appl. E Idrogeol.*, 8 (1). 289 297.
- PANIZZA, M.; PASUTO, A.; SILVANO, S. and SOLDATI, M. (1996): Temporal occurence and activity of landslides in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy). In: Soldati, M. (Ed.), Landslides in the European Union. *Geomorphology* 15 (3 4), 311 326.
- PASUTO, A.; SIORPAES, C. and SOLDATI, M. (1997): I fenomeni franosi nel quadro geologico e geomorfologico della conca di Cortina d'Ampezzo (Dolomiti, Italia) *Il Quaternario*, 10(1), 75 92.
- PASUTO, A. and SOLDATI, M. (1999): The use of landslide units in geomorphological mapping: an example in the Italian Dolomites. *Geomorphology*, 30 (1 2), 53 64.
- PEDRAZA, J. (1996): Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones. Ed. Rueda. 414 pp.
- PELLO, J. (1967): Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca Minera Central de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo*, 1: 27 38.
- PEÓN, A. y FLOR, G. (1993): La red fluvial asturiana: características y origen. Resúmenes de la XV Reunión de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular, 32-35.
- PÉREZ ALBERTI y VALCÁRCEL DÍAZ (2000): Depósitos de ladera de estructura estratificada en la Galicia oriental (Noroeste Ibérico). En: J. L. Peña, M. Sánchez-Fabre y M. V. Lozano (Eds.): *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. 25 44.

PETAK, W. J. and ATKINSSON, A. A. (1982): Natural Hazard Risk Assessment and Public Policy. *Springer Verlag*; New York.

- POLEMIO, M. and SDAO, F. (1999): The role of rainfall in the landslide hazard: the case of the Avigliano urban area (Southern Apennines, Italy). *Eng. Geol.*, 53, 297-309.
- PRADA DE, C. (2002): La transmisión pública de los Riesgos Naturales. En: AYALA-CARCEDO-CARCEDO, F. J. y OLCINA CANTOS, J. (Coords.): *Riesgos naturales*. Ed. Ariel, 125-130.
- PULGAR, J.A., ALONSO, J.L., ESPINA, R.G. y MARÍN, J.A. (1999): La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo*, 21, 283 294.
- RAPP, A. (1960): Talus slopes and mountain walls at Tempelfjonden, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitut Skrifter*, 119 pp.
- REICHENBACH, P., ACEVEDO, W., MARK, R.K. y PIKE, R.J. (1992): Landforms of Italy, scale 1:200,000. GNDCI Publ. 581, Roma.
- REMONDO, J. (2001): Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial. Tesis doctoral (inédita). Universidad de Oviedo. 404 pp.
- REMONDO, J.; A.; GONZÁLEZ-DÍEZ, A.; DÍAZ de TERÁN, J.R.; CENDRERO, A.; CHUNG, C. J. and FABBRI, A. (2000): Quantitative prediction models of landslide susceptibility based on SDA methods; applications to the Deva valley, Basque Country, Spain. VI Reunión Nacional de Geomorfología, Madrid, 17-20 de septiembre 2000. Volumen de resúmenes, 185-186.
- REMONDO, J.; BONACHEA, J.; BRUSCHI, V.M.; OLAGUE, I. CENDRERO, A. (2002): The use of spatial-temporal landslide data sets for hazard modelling. In, Borgatti, L. and Soldati, M. (Eds.): Relationships between man and mountain environment in terms of geomorphological hazards and human impact in Europe; IAG Symposium proceedings. 85-86.
- RENEAU, S. L.; DIETRICH, W. E.; RUBIN, M.; DONAHUE, D. J. y JULL, A. J. (1989): Analysis of hillslope erosion rates using dated colluvial deposits. *Jour. Geol.*, 96, 45-63.
- RENGERS, N.; VAN WESTEN, C. J.; CHACÓN, C. and IRIGARAY, C. (1998): Application of digital techniques for natural hazard zonation. *Report on mapping of natural hazard*. International Association of Engineering Geology.
- RICE, R. M.; CORBETT, E. S. y BAILEY, R. G. (1969): Soil slips related to vegetation, topography and soil in southern California. *Water Resources Research*, 5, 3, 647-658.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S.; DÍAZ, T. E.; F. PRIETO, J. A.; LOIDI, J. y PENAS, A. (1984): *La vegetación de la alta montaña cantábrica. Los Picos de Europa.* Ed. Leonesas, León. 295 pp.
- RODRIGO GESTOSO, P. (1987): Estudio de riesgos naturales en el Principado de Asturias. Tesis doctoral (inédita). Universidad de Oviedo.
- RODRIGO GESTOSO, P. y TORRES ALONSO, M. (1988): Movimientos del terreno: confección del mapa de riesgos en Asturias. *VII Congr. Int. de Minería y Metalurgia,* Oviedo. Tomo I: 529–542.
- RODRÍGUEZ de la TORRE; F. (2002): Metodología de la investigación histórica de desastres naturales. En: AYALA-CARCEDO-CARCEDO, F. J. y OLCINA CANTOS, J. (Coords.): *Riesgos naturales*. Ed. Ariel, 211 242.

Bibliografía

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1983): Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero. En: Carbonífero y Pérmico de España. *X Inter. Congr. Carbonif. Stratigr. Geol.*, Madrid, 151 – 162.

- RODRÍGUEZ, A.; FARIAS, P.; JIMÉNEZ, M y MENÉNDEZ, R. (1996): Inestabilidad de laderas en el valle del Meredal (Asturias, NO de España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21, 349 360.
- RODRÍGUEZ, A.F. y LUMBRERAS, J. (1997): El modelo digital del terreno 1:25.000 (MDT25). *Mapping*, 38, 84-86.
- RODRÍGUEZ ORTIZ, J. M. (1987): Auscultación y corrección de movimientos del terreno. En: AYALA-CARCEDO, F. J. Y DURÁN VALSERO (Coords.) *Riesgos Geológicos*. IGME. 203 213.
- ROGERS, C. T. and SITAR, N. (1994): Integrating expert opinion and empirical data to evaluate landslide hazard. *I Simposio Panamericano de deslizamientos de la tierra*, 1, 264-279.
- ROUSE, C. and READING, A. (1985): Soil mechanics and natural slope stability. In (D. s. Richards; R. R. Arnett and S. Ellis (Eds.): *Geomorphology and soils*. Ed. George Allen & Unwin. London. 159 –179.
- SALAS, L. (1992): Propuesta de modelo climático para el Holoceno en la vertiente cantábrica en base a los datos polínicos. *Cuaternario y Geomorfología*, 63 69.
- SALAS, L.; REMONDO, J. y MARTÍNEZ, P. (1996): Cambios del nivel del mar durante el Holoceno en el Cantábrico a partir de la turbera de Trengandín. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21, 237-247.
- SALAZAR, A y MARTÍN-SERRANO, A. (1998): La Cartografía Geomorfológica en el Plan Nacional de Cartografía Temática Ambiental: Metodología. En: A. Gómez Ortiz y F. Salvador Franch (Eds.): *Investigaciones Recientes de la Geomorfología Española*. Barcelona. 669-676.
- SÁNCHEZ de la TORRE, L., ÁGUEDA VILLAR, J.A., COLMENERO NAVARRO J.R., GARCÍA RAMOS, J.C. y GONZÁLEZ LASTRA, J. (1983): Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Cordillera Cantábrica. X Congr. Int. Estr. Y Geol. Carbon., En *Carbonífero y Pérmico de España*, Ministerio de Industria y Energía. 133 150.
- SÁNCHEZ SERRANO, F. (2000): *Análisis de la Topografía y Deformaciones Recientes en el Centro de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 187 pp.
- SANCHO, C. (1997): Los mapas de riesgos. En: J. L. PEÑA (Ed.): Cartografía geomorfológica: básica y aplicada. Geoforma 181 pp.
- SANTACANA, N. (2001): Análisis de la susceptibilidad del terreno a la formación de deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica. Aplicación a la cuenca alta del río Llobregat. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña.
- SAVAGE, W.Z.; MORRISEY, M.M. and BAUM, R.L. (2000): Geotechnical properties for landslide-prone, Seattle-area glacial deposits. *U.S. Geological Survey Open-File Report* 00-228. 5 pp.
- SHMIDT, K. H. and BEYER, I. (2003): High-magnitude landslide eventes on a limestone-scarp in central Germany: morphometric characteristics and climatic controls. *Geomorphology*, 49, 3-4, 323-342.

- SCHROTT, L.; DIKAU, R and BRUNSDEN, D. (1996): Soil Flow (Mudflow). In (R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott and M. L. Ibsen (Eds.): *Landslide recognition*. John Wiley & Sons. 181 187.
- SCHULZ, G. (1858): Descripción geológica de la provincia de Oviedo. Edic. José González, 138 pp.
- SCHUMM, S. A. (1956): Evolution of Drainage systems and slopes in badlans at Perth Amboy, New Jersey. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 597-646.
- SEIJMONSBERGEN, A. C.; VAN WESTEN, C. J. and RUPKE, J. (1989): Geomorpholagical-Geotechnical and Natural Hazards maps of the Hintere Bregenzerwald area (Vorarlberg, Austria). Set of 12 maps + overlays + explanation. Gebr. Borntraeger, Stutgart, Germany.
- SELBY, M. J. (1980): A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with test from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift fuer Geomorphologie* N. F. 24, 31 51.
- SHARPE, C. F. S. (1938): *Landslides and Related Phenomena*. Columbia University Press, New York. 137 pp.
- SILVERMAN, B.W. (1986): Density Estimation for Statistics and Data Analysis. Chapman and Hall. London.
- SIMONOV, J. (1957): Geomorfologiczeskaja karta Czasti Sredne Sibirskogo Ploskogoria, 1:50.000. *Geogr. Fak. Mosk. Univ.*
- SKEMPTON, A. W. (1953): Soil mechanics in relation to geology. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, 29, 33 62.
- SPIEGEL, M (1994): Estadística. Ed. McGraw-Hill, Inc. 556 pp.
- SPSS (1997): SPSS advanced statistics 7.5. Chicago, 578 pp.
- STRAHLER, A. N. (1952a): Dynamic basis of geomorphology. *Geol. Soc. America Bull.*, V, (63), 923-938.
- STRAHLER, A. N. (1952b): Hypsometric analysis of erosional topography. *Geol. Soc. America Bull.*, V, 63, 1117-1142.
- STRAHLER, A. N. (1957): Quantitative analysis of watershed geometry. *Am. Geophys. Union Trans.*, 38, 913-920.
- STRAHLER, A. N. (1979): Geografía Física. Ed. John Wiley & Sons. 767 pp.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A. (1989): Mapa geomorfológico de la Hoja nº 54 (Rioseco). En: *Hoja nº* 54 del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. I.T.G.E., Madrid.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A. (1990): Mapa geomorfológico de la Hoja nº 79 (Puebla de Lillo). En: Hoja nº 79 del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. I.T.G.E., Madrid.
- TERLIEN, T. J. (1996): Modelling spatial and temporal variations in rainfall-triggered landslides. *ITC Publication*, 32. 254 pp.
- TERLIEN, T. J. (1998): The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology*, 35, 2-3: 124-130.
- TERLIEN, T. J.; VAN ASCH, T. W. J. and VAN WESTEN, C. J. (1995): Deterministic modelling in GIS-based landslide hazard assessment. In: A. Carrara, G. Guzzetti (Eds.): *Geographical Infromation Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publishing. The Netherlands, 57-77.

_____Bibliografía

- TERZAGHI, K. (1950): Mechanism of landslides. In: pige, S. (Ed.): Application of Geology to Engineering Practice. The Geological Society of America, *Engineering Geology*. 83 123.
- TERZAGHI, K. (1960): Mechanism of landslides. Bull. Geol. Soc. Am. Berkey Volume, 83-122.
- TERZAGHI, K. (1962): Stability of steep slopes on hard unweathered rock. *Géotechnique*, 12, 251-270.
- THORNBURY, W.D. (1954): Principles of Geomorphology. John Wiley & Sons. 618 pp.
- TORRES ALONSO, M. (1971): Estudio geotécnico general de la zona central de Asturias. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Oviedo.
- TORRES ALONSO, M. (1972): Resumen del estudio geotécnico general de la zona central de Asturias. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 83 (6). 631-636.
- TORRES ALONSO, M. y RODRIGO GESTOSO, P. (1988): Movimientos del terreno en Asturias: caracterización y tratamiento. *II Congr. Geol. España*, 2. 337-340.
- TOY, T. J. (1989): An assessment of surface-mine reclamation based upon sheetwash erosion rates at the Glenrock Coal Company, Glenrock, Wyoming. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 289-302.
- TRAGSA (1998): F. López Cadenas (Coord.) *Restauración hidrológico forestal de cuencas y control de la erosión*. Ministerio de Medio Ambiente. Ed. Mundi-Prensa. 948 pp.
- TRICART, J. (1971): Normes pour l'establissement de la carte géomorphologique détaillée de la France (1:200.000, 125.000, 1:50.000). *Memories et Documents*, 12, 36-119.
- TRICART, J.; BOURDIEC, F. y OTTMANN, L. (1963): Légende des cartes géomorphologiques détaillées (1:20.000 1:25.000). Univ. Strasbourg, centre Géogr. Appl.
- TRUYOLS, J. (1983): La Cuenca Carbonífera Central. En: Carbonífero y Pérmico de España. *X Inter. Congr. Carbonif. Stratigr. Geol.*, Madrid, 60-81.
- UDIAS, A. y MEZCUA, J. (1986): Introducción a la Geofísica. Ed. Alhambra. Madrid.
- UNDRO (1979): Natural Disasters and Vulnerability Analysis. *Report of Experts Group Meeting*, Geneva, July 1979.
- UNDRO (1991): Mitigating Natural Disasters: Phenomena, Effects and Actions. A manual for Policy Makers and Planners. Geneva: Office of the UN Desaster Relief Co-ordinator
- VALCÁRCEL DÍAZ, M. y PÉREZ ALBERTI, A. (1996): Caracterización y cartografía de las formaciones superficiales de origen periglaciar en el valle de Moia (cuenca alta del río Navia, NW Ibérico). En: A. Pérez Alberti (Ed.): Dinámica y evolución de medios cuaternarios. 79 –90.
- VAN GINKEL, A. C. (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 34, 1-225.
- VAN WESTEN, C. J. (1993): Application of Geographic Information System to landslide hazard zonatio. *ITC Publications*. No 15. Enschede, 245.
- VAN WESTEN, C. J.; RENGERS, N. and TERLIEN, J. (1997): Prediction of the occurrence of slope instability phenomena through GIS-based hazard zonation. *Geol. Rundschau*, 86, 404-414.
- VAN WESTEN C. J.; SEIMONSBERGEN, A. C. and MANTOVANI, F. (1999): Coparing Landslide Hazards Maps. *Natural Hazards*, 20 (2-3): 137-158.

VARNES, D. J. (1978): Slope movement types and processes. Landslides: Analysis and control. *Transportation Research Board, Natl. Acad. Sci., Washington Spec. Rep.* 176, 11-33.

- VARNES, D. J. (1984): Landslides hazard zonation: a review of principles and practice. *Natural Hazard* 3. UNESCO.
- VELANDO, F.; CASTELLÓ, R.; ORVIZ, F.; ORTUÑO, G.; CARIDE, C.; GERVILLA, M.; FERNÁNDEZ-PELLO, J. y OBIS, A. (1975): Memoria del Mapa geológico a escala 1:50.000 de la Hoja nº 53 (Mieres). I.G.M.E.
- WAGNER, R. H.; WINKLER, C. J. y RIDING, R. E. (1971): Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern Leon, Spain. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 603-663.
- WEIBEL, R. y HELLER, M. (1991): Digital terrain modelling. *Hydrological Processes*, vol. 1: 269-297.
- WELLS, S. G. y ROSE, D. E. (1981): Applications of geomorphology to surface coal-mining reclamation, northwestern New Mexico. *New Mexico Geological Survey, Special Publications*, 10, 69-83.
- WHALLEY, W. B. (1974): The mechanics of high mountain low frequency rock failure and its importance in mountainous areas. *Geogr. Papers*. Reading University, 27. 48 pp.
- WHALLEY, W. B. (1984): Rockfalls. En: D. Brunsden y D. Prior (Eds.) *Slope Istability*, 7, 217-256.
- WRIGHT, R. H.; CAMAPBELL, R. HA. and y NILSEN, T.H. (1974): Preparation and use of isopleth maps of landslide deposits. *Geology*, 2, 483-485.
- YIN, K. L. and YAN, T. Z. (1988): Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks. In C. Bonnard (Ed.): *Proceedings 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland. Balkema, Rotterdam, 1269-1272.
- ZARUBA, Q. y MENCL, V. (1969): Landslides and their control. Elsevier, Amsterdam, 205 pp.
- ZÊZERE, J. L.; FERREIRA, A. B. And RODRIGUES M. L.(1999): The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: axase study in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology*, 30 (1-2). 133 146.
- ZHOU, C. H.; LEE, C. F.; LI, J. and XU, W. W. (2002): On the spatial relationship between landslides and causative factors on Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology*, 43, 3-4, 197-207.

_____Bibliografía

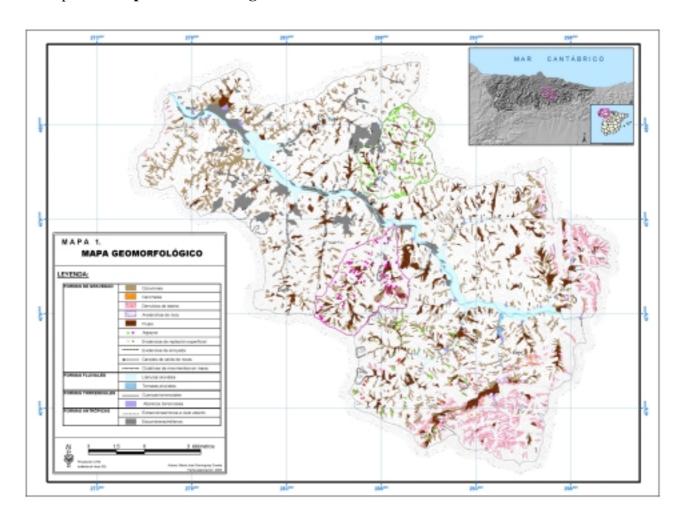
## 6. ANEXO

- Mapa 1.- Mapa Geomorfológico.
- Mapa 2.- Mapa Geológico.
- Mapa 3.- Mapa Topográfico.
- Mapa 4.- Mapa del modelo de Susceptibilidad.
- Mapa 5.- Mapa de Susceptibilidad reclasificado.

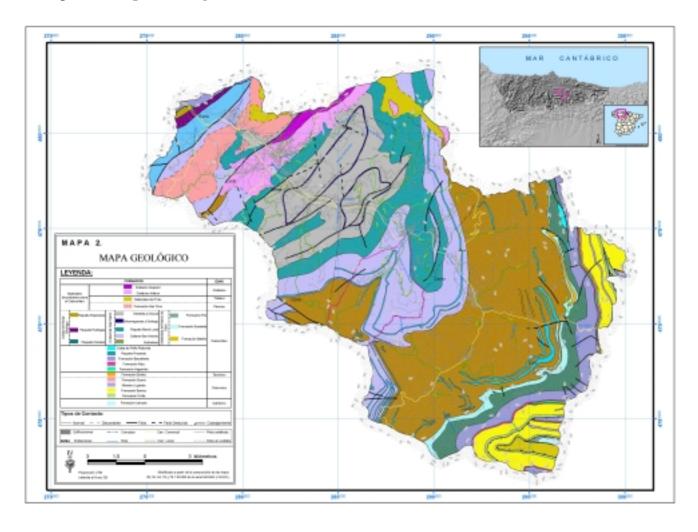
## MAPAS*

*En estas figuras, los mapas, debido a su pequeño tamaño, no se pueden visualizar con la corrección deseable.

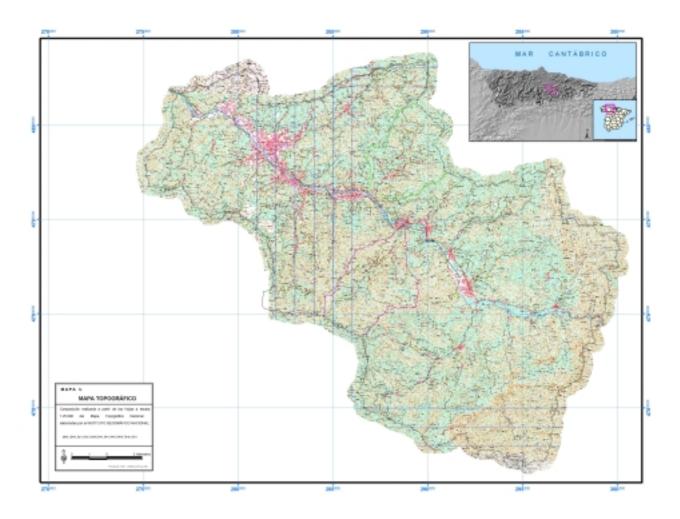
Mapa 1.- Mapa Geomorfológico.



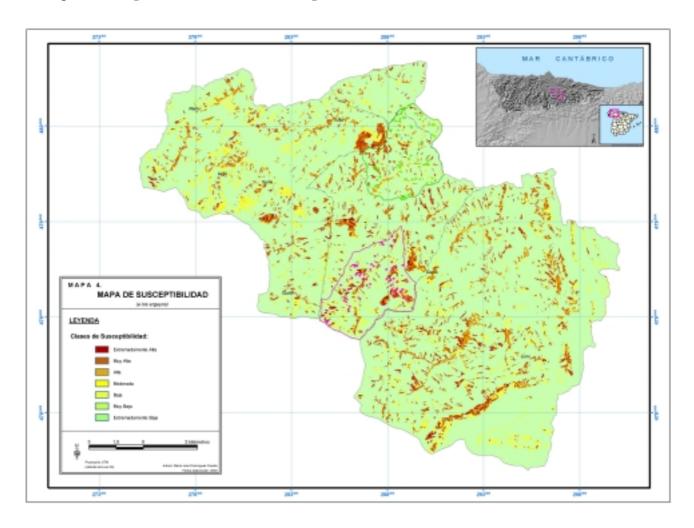
Mapa 2.- Mapa Geológico.



Mapa 3.- Mapa Topográfico.



Mapa 4.- Mapa del modelo de Susceptibilidad.



Mapa 5.- Mapa de Susceptibilidad reclasificado.

