

CUADERNOS DE INVESTIGACION GEOGRAFICA

JOSE ARNAEZ VADILLO*

**FORMAS Y PROCESOS EN LA EVOLUCION DE
VERTIENTES DE LA SIERRA DE LA DEMANDA
(Sistema Ibérico)**

Tomo XIII

Fascículos 1 y 2

**MAYO Y DICIEMBRE DE 1987
PUBLICACIONES DEL COLEGIO UNIVERSITARIO DE LA RIOJA
LOGROÑO**

* Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Colegio Universitario de La Rioja

La edición de este volumen ha contado con ayuda financiera del Instituto de Estudios Riojanos

© Colegio Universitario de La Rioja
Fotocomposición: Mogar Linotype - Logroño
Imprime: Gráficas Isasa - Arnedo
Depósito Legal: LO-256-1987
I.S.S.N.: 0211-6820

A Alicia

El presente trabajo, elaborado en el Departamento de Geografía del Colegio Universitario de La Rioja y Colegio Universitario de Las Palmas bajo la dirección de D. José M.^a García-Ruiz, constituye un resumen de la Tesis Doctoral del autor, leída en la Facultad de Geografía e Historia de la Universidad de La Laguna, obteniendo la calificación de *Apto cum laude*.

Compusieron el tribunal:

Presidente: D. Eduardo Martínez de Pisón.

Vocales: D. Juan Puigdefábregas Tomás
Dña. María Sala Sanjaume
D. Francisco Quirantes González
Dña. Emma Pérez-Chacón Espino

SUMARIO

PROLOGO	9
I. INTRODUCCION	13
II. METODOS Y FUENTES	15
III. EL AREA DE ESTUDIO: LOS GRANDES TRAZOS DEL RELIEVE	18
3.1. Las superficies de erosión de la Demanda	21
3.2. El glaciario cuaternario	23
3.3. Características cuantitativas del relieve en la S. de la Demanda	26
IV. FACTORES CONDICIONANTES DE LA DINAMICA DE VERTIENTES	31
4.1. La litología	31
4.2. El manto de derrubios	32
4.2.1. Descripción y niveles del manto de derrubios	33
4.2.2. Algunas conclusiones sobre el manto de derrubios	35
4.3. El factor climático y la nieve	48
4.3.1. Las temperaturas y las precipitaciones	52
4.3.2. El manto nival	56
4.3.2.1. Los días de nieve	57
4.3.2.2. Duración y evolución del manto de nieve	59
4.4. La vegetación y usos del suelo	63
V. BREVE DESCRIPCION DE LOS TIPOS DE PROCESOS Y FORMAS REPRESENTADOS EN EL MAPA GEOMORFOLOGICO	70
5.1. Formas crionivales	71
5.2. Formas de erosión actuales y subactuales en las vertientes	72
5.3. Formas heredadas	77
5.4. Otras formas de relieve	78

VI. DISTRIBUCION Y FACTORES DE DISTRIBUCION DE LAS FORMAS Y PROCESOS DE EVOLUCION DE VERTIENTES	79
6.1. Distribución de las formas y procesos de erosión en el conjunto de la Sierra .	79
6.2. Factores topográficos y usos del suelo en la distribución de las formas y procesos en la Demanda	82
6.3. La distribución de las formas y procesos de evolución de vertientes combinando los factores topográficos	85
VII. LOS SISTEMAS DE EVOLUCION DE VERTIENTES	94
7.1. Los sistemas de erosión en vertientes supraforestales	95
7.1.1. Los ambientes crionivales y evolución de laderas rectilíneas	95
7.1.2. La evolución de vertientes en suelos profundos	122
7.2. Los sistemas de evolución de vertientes en el bosque	123
VIII. CONCLUSIONES	144
BIBLIOGRAFIA	147

PROLOGO

El trabajo que publica la revista *Cuadernos de Investigación Geográfica*, con la colaboración del Instituto de Estudios Riojanos, es una parte importante de la Tesis Doctoral de José Arnáez Vadillo. En mi calidad de Director del Trabajo, no me corresponde juzgar lo que ya el tribunal analizó muy positivamente en su día. Sí quiero, no obstante, reflejar algunas ideas que me surgen a partir de la nueva lectura que he realizado del estudio de José Arnáez.

Lo que tenemos ante nosotros es una Tesis de Geomorfología en la que lo estructural es sólo un soporte que contribuye a explicar la dinámica de laderas. Esta perspectiva puede ser discutible para algunos geomorfólogos, más habituados a poner de manifiesto la influencia de la litología o de las grandes unidades tectónicas en la organización y características de las formas de relieve. En mi opinión este último punto de vista está asentado sobre bases firmemente consolidadas; en no pocos ambientes la estructura ejerce un control casi determinante de las grandes formas de relieve y para explicar los trazos del paisaje geomorfológico es imprescindible recurrir a la diversidad litológica y a su disposición de acuerdo con las deformaciones tectónicas. Sin embargo, este no tiene por qué ser el único punto de vista. Una veces la estructura queda enmascarada por la homogeneidad litológica o por la gran antigüedad del relieve, reducido a superficies de erosión en las que apenas puede discernirse una influencia estructural. En cierto modo es lo que sucede en la Sierra de la Demanda, viejo fragmento del zócalo paleozoico, con suaves cumbres y divisorias (restos de antiguas superficies de erosión) separadas por profundos valles de incisión cuaternaria; apenas algunos escarpes dan muestra de la vieja estructura. Otras veces el investigador pretende conscientemente analizar y explicar problemas distintos de los meramente estructurales. Entramos así de lleno en una Geomorfología dinámica –ni mejor ni peor que la anterior; parcialmente distinta– que se centra en el estudio de procesos geomórficos y que resulta básica para interpretar el dinamismo y funcionamiento de los ecosistemas y para comprender la organización espacial de los fenómenos que explican la heterogeneidad del espacio. Trata, por lo tanto, de aportar una visión integrada de la naturaleza –en colaboración con otras ciencias– al definir al territorio como un sistema en el que nada es independiente del resto. José Arnáez Vadillo ha optado por esta vía y no se le puede negar ni el valor ni la consecución de unos resultados que contribuyen a comprender cómo es y cómo funciona una montaña de marcados rasgos oceánicos como la Sierra de la Demanda. Es importante, por otra parte, destacar la perspectiva espacial con que se han abordado todos los problemas; imprescindible a la hora de establecer relaciones y de integrar diversos factores ambientales; perspectiva geográfica que refuerza el papel de nuestra profesión en el estudio del dinamismo del medio ambiente.

Por tratarse de un estudio de Geomorfología dinámica, José Arnáez ha tenido que incorporar conceptos y métodos de la hidrología de laderas, pues la intensidad, características y distribución espacial de los diferentes procesos se hallan en estrecha relación con la forma

discriminada en que el agua escurre por las vertientes. De ahí el análisis, a veces minucioso, de la escorrentía subcortical y su variación en el tiempo, el régimen hidrológico de los *pipes* y sus consecuencias para la evacuación de sedimentos y, en parte, para la evolución del relieve, o el laborioso trabajo realizado para comparar el funcionamiento hidromorfológico de dos cuencas con rasgos de vegetación y de uso del suelo bien diferentes. Todo ello sin olvidar las aportaciones realizadas sobre el manto de derrubios que cubre gran parte de las laderas de la Sierra y que al final le ha permitido ofrecer al lector una imagen aproximada de la mayor o menor complejidad en la organización espacial de los procesos de la Sierra. Quedan –y él lo sabe– temas pendientes; convendría disponer de información sobre la variabilidad espacial –ya la hay temporal– de la escorrentía subsuperficial, sobre el comportamiento del frente de fusión y sus repercusiones geomorfológicas de detalle, sobre la localización de las áreas de contribución parcial en relación con las áreas fuente de sedimentos, sobre la evolución y dinámica de los campos de piedras y terracillas. Pero estas son cuestiones que –estoy seguro– van a abordarse por José Arnáez en los próximos años porque está entusiasmado con el tema y con *su* Sierra de la Demanda y porque no puede dejar de visitar a sus *gnomos y hobbits*, verdaderos dueños de los hayedos.

Este prólogo tiene además para mí un significado especial. José Arnáez ha sido uno de mis primeros alumnos cuando me incorporé al Colegio Universitario de La Rioja. Desde entonces hemos trabado una entrañable amistad que –todo hay que decirlo– se ha visto reforzada porque no nos separan tantos años de edad y porque es persona con la que difícilmente puede llegarse a enfrentamientos insolubles. Confío en que –a pesar de nuestra pertenencia a centros y organismos distintos– podamos seguir colaborando en temas de investigación que a ambos nos apasionan y en los que tanto tenemos que aprender.

No quiero terminar estas líneas sin destacar una cuestión de vital importancia. José Arnáez se ha incorporado recientemente al Colegio Universitario de La Rioja, en el que inició su formación como geógrafo. Previamente ha impartido docencia en el Colegio Universitario de Las Palmas, lo que le ha permitido entrar en contacto con un grupo de profesionales de gran valía científica y, especialmente, humana. Sin la acogida que ha tenido en Las Palmas esta Tesis quizás no hubiera sido posible, dadas las dificultades para trabajar a tanta distancia. Por eso creo que esta Tesis les pertenece también a ellos en una proporción difícil de valorar.

JOSE M. GARCIA-RUIZ

Instituto Pirenaico de Ecología
Febrero, 1987

RESUMEN

Utilizando como área de estudio la Sierra de la Demanda, viejo macizo paleozoico ubicado en el sector más noroccidental del Sistema Ibérico, se ha pretendido aportar información acerca de la distribución de los procesos dominantes en las vertientes y de los factores que explican su organización espacial. Algunos han sido parcialmente medidos sobre el terreno para valorar su dinamismo e incidencia. De otros sólo conocemos su distribución espacial a partir de la cual tenemos una idea aproximada de las situaciones espacio-temporales en las que se producen y de los fenómenos que los desencadenan. Todo ello ha llevado a definir una gradación altitudinal de sistemas morfogenéticos dominantes. Concretamente, observamos un nivel superior por encima de los 1.700 m. afectado por la nieve y su fusión estacional y otro, por debajo, que comparte tanto los efectos de la precipitación líquida, sobre todo en cotas inferiores a los 1.500 m., como de la nieve, aunque ésta hace su aparición en menor medida que en el sistema anterior. En este último nivel la cobertura vegetal se ha mostrado fundamental en el funcionamiento hidromorfológico de las laderas.

SUMMARY

Taking as area of study the Sierra de la Demanda, old Palaeozoic massif situated in the northwest sector of the Iberian System, we pretend to bring forward information about the distribution of dominante processes in its slopes and about factors that explain their spatial organization. Some have been measured partially on the terrain to value its dynamics and incidence. Of other we know only its spatial distribution, starting from this data we have an approximate notion about the temporal-spatial situations in which they are produced and about the phenomenons which they generate them. All that has led as to establish an altitudinal gradation of morphogenetic predominant system. Particularly, we observe a higher level over 1.700 m., affected by snow and its seasonal fusion and other level, under below 1.700 m., which shares as much the effects of the liquid precipitacion, mainly at heights below than 1.500 m., as those of snow, although last one shows up in smaller numbers than the previous system. In this level the tree cover has proved fundamental in the hydromorphological functioning of slopes.

I. INTRODUCCION

A partir de los años 50 han sido numerosos los nuevos campos de investigación que han cobrado cuerpo en el área de la Geomorfología. Sin duda, uno de los más destacados se centra en el estudio de las vertientes, que de ser un tema secundario ha alcanzado un inusitado auge paralelo al desarrollo y avance de las técnicas de campo. De este modo, lo que a principios de siglo eran estudios fundamentalmente descriptivos –e incluso especulativos– han dejado paso a trabajos más explicativos en los que progresivamente la cuantificación y experimentación controlan los métodos más habituales.

Partiendo de esta realidad, en la actualidad, la geomorfología de vertientes se detiene con especial énfasis en dos ámbitos de trabajo básicos: las mediciones de las formas (disposición de la ladera en un momento dado del tiempo) y el estudio de la naturaleza de los procesos o agentes que producen los cambios de forma.

Estos temas han recibido especial dedicación en la geografía anglosajona (ARNAEZ VADILLO, 1982; BERNABE Y CALVO, 1983), aunque realmente el interés se hace extensivo a otros países. Reflejo de ello fue la creación en 1952, en el seno de la Unión Geográfica Internacional, de la *Comission on the Evolution of Slopes* y el funcionamiento en la actualidad dentro de la misma organización de la *Comission on Field Experiments in Geomorphology*. Aparte de los textos clásicos (YOUNG, 1972; CARSON y KIRKBY, 1972) se han escrito una elevada cantidad de artículos (550 publicaciones contabiliza YOUNG –1978– en el período 1970-75) plasmados en revistas como *Catena*, *Zeitschrift für Geomorphologie*, *Progress in Physical Geography*, *Journal of Hydrology*; etc. En algunas de ellas aparece anualmente una recopilación y análisis de los trabajos llevados a cabo durante ese período, así como los avances que se están realizando en el campo de los procesos y formas de vertientes (CARSON, 1977, 1978, 1979; MOSLEY y O'LOUGHLIN, 1980, MOSLEY, 1982).

Los geógrafos españoles también han comenzado a utilizar pautas metodológicas y técnicas entroncadas con estas líneas de investigación. MUÑOZ JIMENEZ (1983) contabiliza 40 artículos para la década 1973-82 en los que se aplican técnicas de morfometría de relieves, de estimaciones cuantitativas de la erosión, de control y evaluación experimental de la misma, etc. Constatación de este afán por el estudio de los procesos contemporáneos ha sido la celebración en Jaca del «I Coloquio sobre Procesos Actuales en Geomorfología» en el año 1984 (*Cuadernos de Investigación Geográfica X y XI*), fruto del interés de diversos profesionales por entablar conexiones, experiencias e intercambio de opiniones sobre los distintos aspectos de los trabajos realizados. Esa misma revista ya había publicado en 1982 un número monográfico (tomo VIII) sobre procesos actuales en Geomorfología.

En La Rioja, a pesar de las lagunas bibliográficas que existen en numerosos temas (MUGA FERNANDEZ, MARTIN RANZ y GARCIA RUIZ, 1979), se dispone ya de cierta experiencia sobre el estudio de procesos geomorfológicos. Así, dentro del Departamento de

Geografía del Colegio Universitario de La Rioja se han abierto varias líneas de investigación relacionadas con la organización y funcionamiento de los sistemas naturales. Es el caso de los estudios sobre erosión hídrica en campos cultivados (LASANTA, 1985; LASANTA y ORTIGOSA, 1983 y 1984), sobre funcionamiento hidrológico de laderas (ARNAEZ y GARCIA-RUIZ, 1984; GARCIA-RUIZ y ARNAEZ, 1984), sobre dinámica fluvial (GOMEZ VILLAR, 1986; GARCIA-RUIZ, GOMEZ VILLAR y ORTIGOSA, 1986) o sobre dinámica crionival (ARNAEZ, 1983 y 1985). El trabajo que ahora presentamos se suma a esa labor, en un intento por globalizar más la información y por interpretar el funcionamiento general de las vertientes en un amplio espacio montañoso, como es la Sierra de la Demanda. A este respecto nos interesa resaltar dos cuestiones, una particular relacionada con esta Sierra y otra más general sobre la concepción teórico-general de nuestro trabajo:

a) Nos enfrentamos a una montaña con notables influencias oceánicas matizadas por la altitud y con un importante desnivel entre cumbres y fondos de valles; fuertes pendientes, contrastes climáticos altitudinales, escasa diversidad topográfica y la presencia de un manto de derrubios que recubre insistentemente el sustrato paleozoico son las características más peculiares de este medio, en el que la innivación y la fusión nival desempeñan un importante papel geomorfológico.

b) Pretendemos integrar la dinámica geomorfológica con el funcionamiento hidrológico de las vertientes. Entendemos, como así ha sido puesto ya de manifiesto por otros autores (SCHEIDEGGER, 1973; DUNNE, 1980; HAYWARD, 1980) que la evolución de vertientes está en relación directa con la forma en que el agua fluye por la ladera; este comportamiento hídrico se refleja en las tasas de infiltración o escorrentía superficial, en la capacidad de respuesta de la vertiente ante una precipitación concreta o ante la mayor o menor rapidez de la fusión nival; y a su vez todo ello tiene que ver con las características del sustrato, la distribución de las pendientes, la intensidad de las precipitaciones o el tipo de material que está en condiciones de ser transportado. La combinación de estos y otros muchos parámetros justifica el modelo de evolución de vertientes y la estabilidad o inestabilidad geomorfológica de la Sierra. De ahí el énfasis que –en la medida de nuestras posibilidades– vamos a poner en cuestiones hidrológicas.

Es evidente que en estas condiciones se abre un amplio espectro de objetivos, que pueden esquematizarse en los siguientes puntos:

1. Detectar y describir los procesos y formas que afectan a la evolución y dinámica de las vertientes de la Sierra de la Demanda.
2. Establecer relaciones entre algunos aspectos del funcionamiento hidrológico (infiltración, circulación subcortical) y procesos dominantes a gran escala en las laderas.
3. Determinar los factores que explican la distribución espacial de los procesos geomorfológicos.
4. Definir una gradación altitudinal de sistemas morfogénicos dominantes de acuerdo con la dinámica hidromorfológica que controla la aparición de grupos de procesos a diferente altitud.

Somos conscientes de que para cubrir estos objetivos nos enfrentamos a numerosas e importantes limitaciones, especialmente en el campo metodológico, en el tiempo requerido para obtener suficiente información y en cuanto a recursos financieros, imprescindibles para abordar determinadas medidas de campo con material de precisión. Sin embargo, nos hemos animado a llevar a cabo el estudio porque estamos convencidos de que, aun sin resolver muchos problemas, contribuimos a detectarlos y a presentarlos como cuestión a resolver en el futuro. Creemos, por lo tanto, que este trabajo debe ser el punto de partida de investigaciones

posteriores mucho más afinadas, a las que –en la medida de nuestras fuerzas– nos comprometemos desde aquí.

El estudio se ha organizado en dos grandes unidades. En la primera se presentan, de forma analítica, los factores que afectan a los procesos actuantes en la Sierra y que, a la vez, dan una visión general del área de estudio. El segundo bloque incluye a) la identificación de los problemas de erosión y la relación entre la distribución espacial de las formas y las variables topográficas y de usos del suelo, y b) los sistemas de evolución de las vertientes en la Sierra de la Demanda. En este último apartado se hará una descripción y explicación de ciertos aspectos funcionales de las distintas formas de erosión, integrándolas en dos de los ambientes que se perfilan en la Demanda.

No quisiera terminar estas líneas sin expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas que de una forma u otra han aportado su colaboración en este trabajo. En especial, es necesario mencionar todo el apoyo recibido de Alicia. Sin ella nada hubiese sido posible. También quisiera señalar mi profundo agradecimiento a José M.^a García-Ruiz; con él comencé a despertar a los estudios de Geografía y a su estímulo se debe la realización de esta obra. Tampoco puedo olvidar la ayuda recibida de la profesora Emma Pérez-Chacón, de Manuel Arnáez en las labores de programación y la de todos los amigos que me acompañaron en las tareas de campo, laboratorio o que, incluso, aportaron ideas y consejos (Teodoro Lasanta y Luis Ortigosa). Del mismo modo, debo mencionar a aquellos organismos que se vincularon a nuestra labor: el Departamento de Geografía del Colegio Universitario de La Rioja, donde surgió el tema de este estudio; el Instituto de Estudios Riojanos y el Colegio Universitario de Las Palmas que financiaron parcialmente la obra; el Laboratorio de Análisis Agrarios de la Comunidad Autónoma de La Rioja en donde se llevaron a cabo los análisis de suelo; y el Laboratorio de Química General del Colegio Universitario de La Rioja.

Finalmente, señalaré el caluroso trato recibido por parte de mis compañeros de la División de Geografía e Historia del Colegio Universitario de Las Palmas y del Departamento de Geografía de la Universidad de La Laguna durante mi estancia en las Islas. Su apoyo y ayuda han influido muy positivamente.

II. METODOS Y FUENTES

Para cumplir los objetivos previstos se ha aplicado una metodología sencilla con la que se ha pretendido medir y cuantificar sobre el terreno y en el despacho las formas y procesos más relevantes, a la vez que se ha intentado establecer relaciones entre las variables y parámetros que intervienen en la dinámica de vertientes. Por lo tanto, una labor de campo, abarcando el mayor número de fenómenos, y un trabajo de gabinete, que incluye consultas bibliográficas, elaboración de una cartografía lo más exhaustiva posible y el tratamiento de los datos obtenidos tanto en el campo como a partir de los mapas, han sido los pasos metodológicos seguidos en la realización de esta obra. Como complemento también se ha utilizado el laboratorio para el tratamiento de las muestras. Algunos de los aspectos que seguidamente exponemos serán tratados con más detenimiento en los capítulos correspondientes.

El trabajo de campo nos ha servido para obtener una información no sólo de medidas cuantitativas, sino también de apreciaciones cualitativas. Entre otras cuestiones más generales, sobre el terreno se ha trabajado en los siguientes puntos:

1. Recogida de datos del manto de derrubios, en el que se realizaron cortes con una profundidad aproximada de 2 metros a distintas altitudes: 2.100, 1.900, 1.700, 1.400, 1.200 mts... Se observó la distribución y existencia de distintos niveles de derrubios, se recogieron muestras que permitieron posteriormente en el laboratorio definir las texturas de la matriz fina y se cuantificaron y midieron algunos parámetros de los clastos (lado mayor de los cantos, lado menor, espesor, radio de curvatura, etc.). Una vez dispusimos de toda la información, se trató estadísticamente, especialmente las características del rodamiento, aplanamiento y tamaño de los cantos con el fin de comprobar irregularidades a lo largo de la ladera. Las conclusiones se relacionaron con información adicional sobre el espesor del manto, dinámica de laderas, etc.

2. Se recorrieron los sectores más elevados de la Sierra para obtener información de la tipología y características de las formas crionivales y se midieron diversas características de *pipkrakes*, con toma de muestras de suelo y materiales que levantan en parcelas de 0.25 m². Se seleccionaron 30 parcelas donde el fenómeno era funcional.

3. Se escogieron tres surgencias de *pipes*, ubicadas a distinta altitud (1.735, 1.510 y 935 mts.), para ver la evolución tanto de caudales como de carga en suspensión a lo largo del período 1982-83. Para ello se realizaron pequeñas obras de adecuación que permitieron la recogida de muestras y mediciones sin dificultad. Se hizo un seguimiento prácticamente semanal en el que se medían los caudales, se registraban las temperaturas y se obtenían muestras de agua para más tarde ser trasladadas al laboratorio donde se analizaba el contenido de sólidos. La posterior interpretación de estos datos aportó una información de elevado interés para explicar el comportamiento hidrológico de las vertientes.

4. Para conocer el funcionamiento de la escorrentía subcortical se instaló en una ladera cubierta de bosque, a 1.400 m. de altitud, un foso de 1 m. de profundidad en el que se colocaron dos bandejas de 60 cms. de largo, cuya misión era la de recoger el agua subsuperficial procedente de los primeros cms. del suelo (bandeja 1) y la que circula en el interior del manto de derrubios (bandeja 2). Las bandejas, ligeramente cóncavas, recogían el agua que por medio de un tubo de plástico iba a parar a unos depósitos preparados al efecto. Esta instalación, utilizada en otras áreas geográficas y por otros autores, a pesar de los problemas que plantea, nos proporcionó importantes datos tanto de carácter cuantitativo como cualitativo. Esta experiencia fue completada con el seguimiento de la evolución de las temperaturas del suelo durante el mes de enero. Algunos de estos aspectos son desarrollados con más detenimiento en el apartado correspondiente.

5. El estudio del papel hidrológico y geomorfológico que ejercen los barrancos en la Demanda se realizó por medio de la elección de tres cuencas ubicadas a distinta altitud, orientación y con distinta ocupación del suelo. Durante dos años aproximadamente se siguió la evolución de los caudales y carga en suspensión para, de este modo, intentar establecer relaciones entre las distintas variables que entran en juego dentro de la cuenca. Para conseguir este objetivo se llevó a cabo un seguimiento semanal con recogida de muestras que posteriormente fueron analizadas en el laboratorio. También fue necesario conocer cómo evolucionaban las curvas de caudales y de carga durante 24 horas, en pleno período de fusión. Por ello se recogió la correspondiente información durante un día completo con muestras cada dos horas aproximadamente. La necesidad de alcanzar una precisión máxima en todo tipo de controles nos obligó a trabajar mediante disolución de sal en el agua y medida de la concentración de elementos disueltos en la misma por medio de un conductímetro. El método, sencillo aunque laborioso, consistió en la inyección de una determinada cantidad de agua (1 ó 4 litros), según la morfología del cauce, con una disolución del 10% de sal y a una distancia también relacionada con las características de la cuenca en general y del cauce en particular (18-30 m.). Un

conductímetro a 25° C y 2.000 Ms. recogía cada 5" información de los solutos que circulaban por la sección del cauce. A medida que la disolución se acercaba éstos se incrementaban, pudiéndose construir una curva con un nivel de base (elementos disueltos en el arroyo antes de la inyección) y un «peak» (instante en el que circula la máxima concentración de sal). Una calibración posterior y la elaboración de un programa informático de los datos permitió, una vez introducida la información, conocer la evolución del caudal a lo largo del día.

Paralelamente, y mediante un termómetro digital, se recogió la temperatura ambiente, temperatura del agua y temperatura de la nieve a distinta profundidad. La ficha de campo se completó con el seguimiento del estado de la nieve en cada una de las cuencas y con la observación del estado del tiempo a través de los Boletines Meteorológicos del I.N.M.

6. Se midieron y evaluaron formas menores en la dinámica de vertientes, como es el caso de las microformas generadas en las laderas por la apertura de pistas forestales y acciones antrópicas diversas. Lo mismo se hizo con la reptación y solifluxión.

Una parte importante de las muestras recogidas en el campo fueron transportadas al laboratorio para realizar los análisis. De este modo, se obtuvo una información necesaria, en muchos casos, y complementaria, en otros, para la interpretación de los fenómenos observados sobre el terreno. En laboratorio *las muestras de suelo* recogidas fueron analizadas para poder determinar si la composición y características del suelo se comportan como factores determinantes. Fue necesaria la obtención de la proporción de arenas gruesas (2-0.2 mm.), arenas finas (0.2 a 0.02 mm.), limos (0.02 a 0.002 mm.), y arcillas (<0.002 mm.). El análisis químico incluía la proporción de carbonatos, caliza activa, materia orgánica oxidable y P.H. Todos estos datos fueron completados con la información recogida sobre el terreno, que comprendía el estudio de la estructura, la proporción de cantos, la cantidad y distribución de raíces, etc.

Las muestras de agua (1 litro) recogidas en las cuencas y *pipes* seleccionados fueron filtradas y pesada su carga en suspensión (peso electrónico) para, de este modo, poder seguir su evolución a lo largo del período de estudio.

Los ejemplos extraídos de las *parcelas* (0.25 m.²) de *pipkrakes* también fueron analizados en laboratorio. Aquí, para conocer la relación existente entre la cantidad de agua y los materiales levantados fueron separados ambos componentes procediendo a su pesaje. Los materiales sólidos fueron tamizados para obtener la correspondiente granulometría.

Por otra parte, el trabajo de cuantificación y distribución de formas, así como la descripción y estudio de otros aspectos de interés, están basados en la realización de una variada cartografía. Para su ejecución hemos contado con: a) los Mapas Topográficos Nacionales escala 1:50.000 (Pradoluengo n.º 239; Ezcaray n.º 240; Anguiano n.º 241; Canales de la Sierra n.º 278; Villoslada de Cameros n.º 279); b) los Mapas Geológicos (IGME) a escala 1:50.000 (Pradoluengo n.º 239; Ezcaray n.º 240; Canales de la Sierra n.º 278; Villoslada de Cameros n.º 279); c) Mapa provincial del Instituto Geográfico Nacional a escala 1:200.000 de La Rioja y Burgos; d) Mapa Geológico (IGME) a escala 1:200.000 de La Rioja y Burgos; e) Cartografía elaborada por otros autores: COLCHEN (1974) GONZALO MORENO (1981), CALVO PALACIOS (1977), etc.; f) Fotografía aérea correspondiente al vuelo llevado a cabo en agosto de 1977 por el Ministerio de Agricultura (escala 1:18.000). También, y como complemento, se manejó el vuelo del Servicio Geográfico del Ejercicio fechado en 1956-57.

Sobre el mapa topográfico 1:50.000 de cada una de las hojas que comprende la Sierra de la Demanda se ha constituido una *mallá de cuadrículas de 500 m.* de lado (1 cm. en el mapa). Para cada cuadrícula, además de asignarle un código, se ha recogido información topográfica: altitud del punto central, pendiente, exposición predominante. También para cada cuadrícula se ha recogido información geomorfológica, de usos del suelo y litología. Para las formas y

procesos se registró la presencia o ausencia de cada categoría en cuadrados de 250 m. de lado que resultaron de dividir en cuatro cada una de las cuadrículas originales. Con ello se pretendía adaptarnos a un grano más fino.

Cada cuadrícula-ficha aportaba, pues, nueve tipos de datos. En la Demanda se contabilizaron 4.477 cuadrículas, lo que supone una información de 40.293 datos. La realización de los correspondientes programas nos permitió obtener:

- La evaluación de las superficies totales ocupadas por las distintas clases de altitud, pendiente, exposición, uso del suelo, litología y categorías geomorfológicas.

- La distribución de cada tipo de vegetación y uso del suelo por altitud, pendiente y orientación tanto a nivel de cuenca como para el total de la Demanda.

- La distribución de cada forma de erosión de las distintas categorías de factores topográficos y usos del suelo. A cada cuadrícula de 250 m. de lado se le asignaron los valores topográficos medidos en las originales de 500 m.

- La distribución de cada forma de erosión en categorías que combinan los tres factores topográficos divididos en las siguientes clases:

- Altitud: 600-1.000 mts., 1.000-1.500, más de 1.500 mts.

- Pendiente: menos del 30%; entre el 30-50%; más del 50%.

- Exposición: N/NE/E; SE/S/SW; W/NW.

Al igual que advirtieron GARCIA RUIZ y PUIGDEFABREGAS TOMAS (1982) al aplicar esta misma metodología, debe tenerse presente la relativa imprecisión de los resultados consecuencia de asignar valores topográficos constantes a toda la superficie incluida en la cuadrícula de 500 m. de lado. Ello afecta fundamentalmente a las pendientes, que deben considerarse sólo como aproximadas.

III. EL AREA DE ESTUDIO: LOS GRANDES TRAZOS DEL RELIEVE

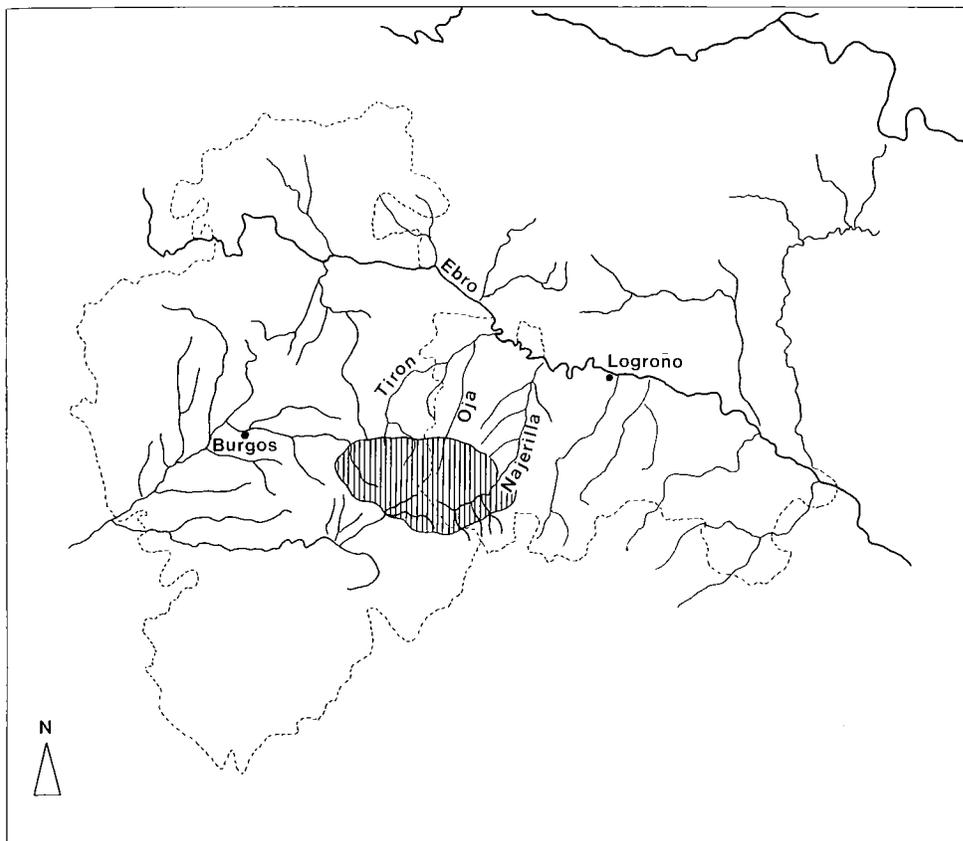
La Sierra de la Demanda se sitúa entre las provincias de Burgos y La Rioja, aproximadamente en los 40° 03' y 42° 19' 50" latitud norte y los 0° 12' y 0° 58' longitud este (meridiano de Madrid). Corresponde al sector noroccidental del Sistema Ibérico y forma una unidad homogénea que sirve de divisoria de aguas entre el Ebro y el Duero. La Sierra queda limitada al norte y al oeste por las Depresiones Terciarias del Ebro y Duero, respectivamente, y al este y sur por las formaciones secundarias de la sierra de Cameros y Picos de Urbión. Presenta tres unidades:

a) Sector occidental. Localizado en provincia de Burgos, comprende las sierras de San Millán (2.100 mts.), Mencilla (1.929 mts.) y otras menores.

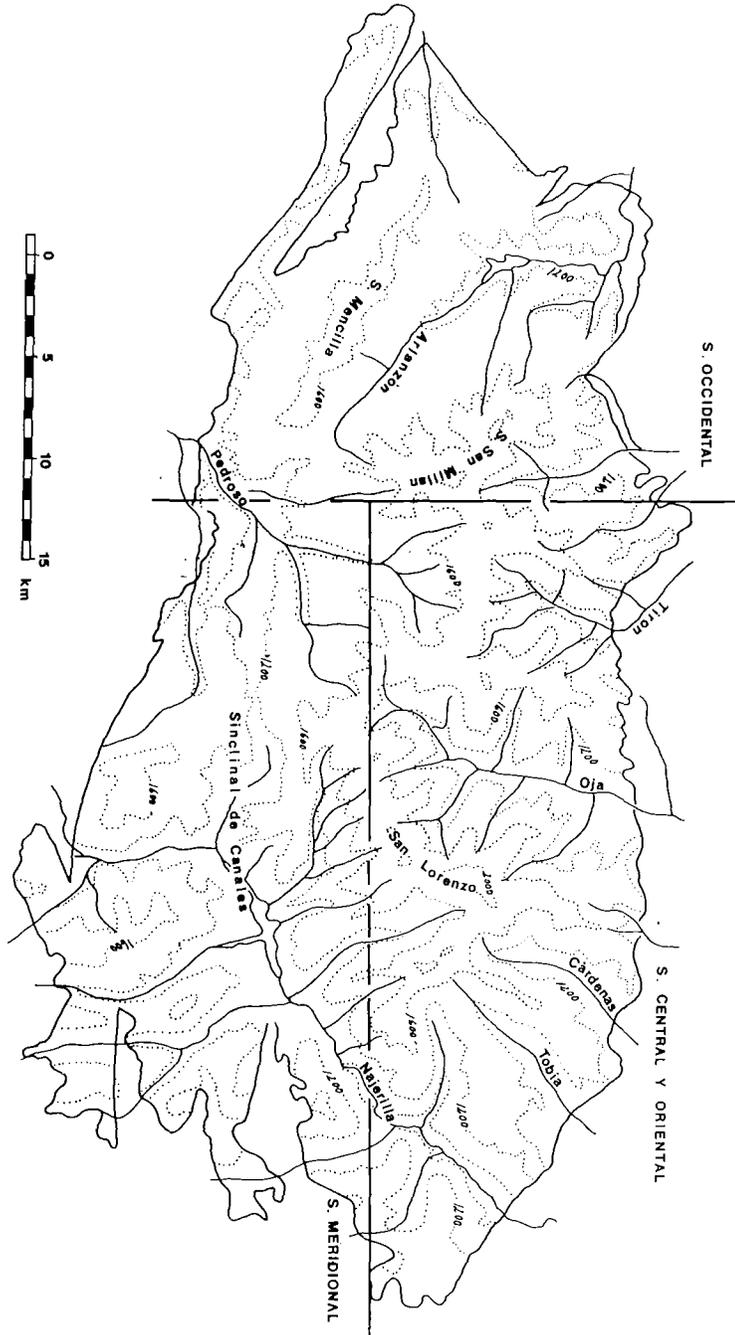
b) Sector central y oriental. Es la Sierra de la Demanda propiamente dicha. En él se localiza la Sierra de San Lorenzo, alineación que cuenta con las cumbres más elevadas de conjunto montañoso: San Lorenzo, 2.262 m.; Cabeza Parda, 2.106 m.; los Pancrudos, 2.072, 2.033 y 2.059 m.

c) Sector meridional. Corresponde a lo que en terminología geológica se conoce como sinclinal de Canales y forma una estrecha depresión alargada en sentido oeste-este.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



1. Situación en el conjunto peninsular de la Sierra de la Demanda



2. S. Demanda

En una primera aproximación puede afirmarse que la Sierra de la Demanda es un bloque paleozoico de dimensiones modestas a escala peninsular (1.119 Km.²) que se vio afectado por la orogenia alpina y que se halla casi totalmente desprovisto de su cobertera mesozoica. Esta última, por representar la dinámica de un sistema hidromorfológico diferente, queda fuera de nuestros objetivos, por lo que sólo marginalmente haremos referencia a ella. Vista desde lejos la Sierra muestra una cierta tonalidad grisácea –propia de sus materiales: pizarras y cuarcitas– y un aspecto masivo y compacto observable al ascender por cualquier valle desde el fondo de la Depresión. La cobertera mesozoica aparece sólo en el borde septentrional de la Sierra, levantada casi en estratos verticales o subverticales como consecuencia del levantamiento que experimenta el macizo paleozoico con el plegamiento alpino. En el resto de la Demanda el Mesozoico ha sido desmantelado por la erosión que da lugar a la sedimentación de conglomerados con cantos calcáreos en el borde de la Depresión del Ebro. Sólo excepcionalmente aparece el Mesozoico en el Sinclinal de Canales, donde se refugia protegido de la erosión por el hundimiento de una dovela paleozoica a modo de fosa que hunde también al Secundario fosilizante.

Los trazos generales del relieve en la Demanda vienen definidos a gran escala por la existencia de una línea de cumbres, en torno a 1.900-2.100 m., con sucesión monótona de collados y cimas redondeadas; por un fuerte encajamiento de la red fluvial; y por un escalonamiento de superficies de erosión. Estos explican gran parte de las características topográficas más destacadas sobre las que tiene lugar la dinámica de vertientes. A menor escala y de manera más localizada cabe añadir el impacto glaciario, a medio camino entre las formas de magnitud kilométrica y las observables a microescala. Este glaciario contribuye a alterar la monotonía de la divisoria principal, aunque se trata de un fenómeno de pequeña envergadura.

3.1. Las superficies de erosión en la Demanda

La observación de la Demanda permite distinguir la existencia de unos niveles erosivos tanto en el piedemonte, sobre los conglomerados de borde de cuenca, como en el interior de la misma.

En el Paleozoico no se encuentran plataformas o superficies de amplia extensión. El encajamiento de la red fluvial ha reducido considerablemente las antiguas superficies de cumbres, limitadas ahora a tiras alargadas y suavemente redondeadas. Con todo, no resulta difícil descubrir la repetición de altitudes a diferentes escalonamientos, así como la existencia de hombreras fluviales colgadas muy por encima de los cauces actuales.

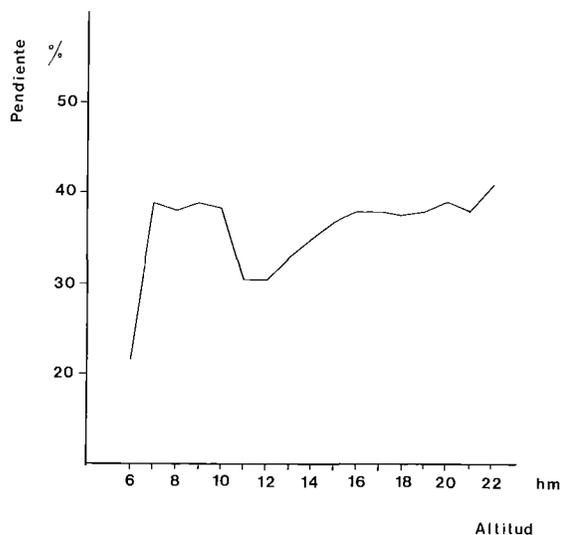
a) Las líneas de cumbres de los grandes derrames fluviales (Oja, Najerilla, Tirón...), con una altitud de 1.900-2.100 m. se resuelven por medio de la alternancia de suaves collados, cimas y pequeñas tablas. Este alineamiento parece indicar la existencia de una superficie de erosión de edad indefinida de la que sólo quedan algunos vestigios, al ser disecada por una red fluvial de gran capacidad erosiva. La altitud a la que se encuentra este nivel y el carácter abombado de la Demanda sugieren una edad pretriásica retocada (no en gran medida) por la red fluvial que desmanteló la cobertera mesozoica y que acumuló los depósitos conglomeráticos de piedemonte. No obstante, esta afirmación debe tomarse con las máximas precauciones, pues, por un lado, no disponemos de suficiente información sobre el comportamiento tectónico de detalle del interior de la Sierra, y por otro lado, el aislamiento topográfico en el que se encuentra la Sierra de la Demanda impide realizar extrapolaciones y conexiones verificables entre la línea de cumbres y otras formas correlacionables más o menos próximas.

b) Entre 1650-1750, aún puede distinguirse otro nivel de cumbres con cimas situadas a la misma altitud. Según CALATAYUD, GARCIA-RUIZ y PEREZ LORENTE (1980), es difícil saber si se trata de un nivel independiente del anterior o si desciende progresivamente desde los 2.000 m., confirmando la estructura abovedada de la Sierra. Sin embargo, el desnivel respecto a la superficie de erosión de cumbres y su reiterada presencia a lo largo de la sierra aconsejan, por el momento, individualizarlo como un nivel independiente

c) A lo largo de los valles del Tirón, Oja y Cárdenas se insinúan «hombreras» colgadas que, en la actualidad, comunican el fondo del valle, tras ascender por una fuerte pendiente de encajamiento, con las altas cumbres a través de suaves rampas.

A pesar de que en muchos valles presentan una altitud aleatoria (1.300-1.500 m.), podemos considerarlas como restos de niveles que empalman topográficamente con el nivel más elevado de los piedemontes (plataforma del Oja). No es improbable que las hombreras sean vestigios del antiguo lecho finiterciario de los ríos demandinos, que se hallan destacadas por el levantamiento del macizo y el fuerte encajamiento de la red fluvial (200 ó 300 m. por debajo de los niveles colgados). El levantamiento, centrado fundamentalmente en el borde de la Sierra, se manifiesta en una etapa prepliocena, aunque no pueden descartarse elevaciones cuaternarias como han demostrado siguiendo distintas líneas de investigación diversos autores (CALVO PALACIOS, 1975; PEREZ LORENTE, 1983, 1985; GARCIA-RUIZ, 1985). No obstante, LEMARTINEL (1985) arguye que, al menos durante el Cuaternario medio, no cabe sino señalar la estabilidad del conjunto de la Demanda, pues así parece deducirse de los niveles de glaciares que parten la Sierra hacia el norte.

Creemos que estas hombreras se corresponden con una red fluvial muy antigua, precedente de la actual, que sigue a grandes rasgos el mismo trazado. Se trata en todo caso de una red instalada sobre un relieve muy maduro, con valles extremadamente amplios y suaves, como lo demuestra la separación entre las laderas que dominan a las «hombreras» y la suavidad de las pendientes de estas últimas, que dan lugar a una importante ruptura de pendiente con el perfil actual de los valles.



3. Variación de los valores medios de pendiente según la altitud en la Demanda

La constatación cuantitativa de estos niveles se pone de manifiesto en el estudio de las relaciones que se establecen entre la altitud y la pendiente. Los resultados se plasman en el gráfico n.º 3. En él observamos una gran homogeneidad de pendientes en las distintas altitudes. A pesar de ello, se pueden intuir algunas rupturas de esta uniformidad. A los 700 m. apreciamos un importante valor de pendiente que vendría a corresponder a las laderas más inclinadas, próximas al fondo de los ríos más encajados (Najerilla). A partir de los 1.000-1.100 m. hay un descenso brusco de los gradientes que podríamos relacionar: a) con la existencia de un nivel erosivo que se mantiene a una altitud muy similar en las cotas más bajas de la Sierra, enrasando en algunos puntos con las cumbres de los conglomerados de contacto, b) con el fondo de los valles de algunos afluentes principales y c) con el fondo del sinclinal de Canales de la Sierra de suaves pendientes.

Entre los 1.200-1.600 m. las vertientes presentan un continuado incremento del gradiente. La generalización que supone el trabajar con datos del conjunto serrano impide la visualización de las hombreras de la Demanda. Sin embargo, son detectables en las cuencas donde adquieren una mayor representación espacial. Así, en el Tirón (gráfico, n.º 4) se repite un nivel erosivo a 1.400-1.500 m.; en el Oja (gráfico n.º 4) se genera un estancamiento entre los 1.300-1.500 m.

Por último, son de resaltar otros dos niveles entre los 1.700-1.800/1.900 y los 2.000-2.100 m. El primero correspondería a las divisorias secundarias; y el segundo a las líneas de cumbres de los grandes derrames fluviales. De cualquier modo la diferenciación de estos dos niveles es difícil de establecer con datos cuantitativos ya que la escala a la que se ha trabajado impide delimitar estas diferenciaciones, si bien son observables en el terreno.

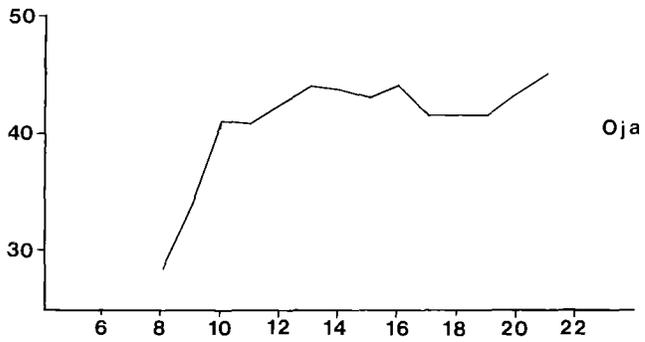
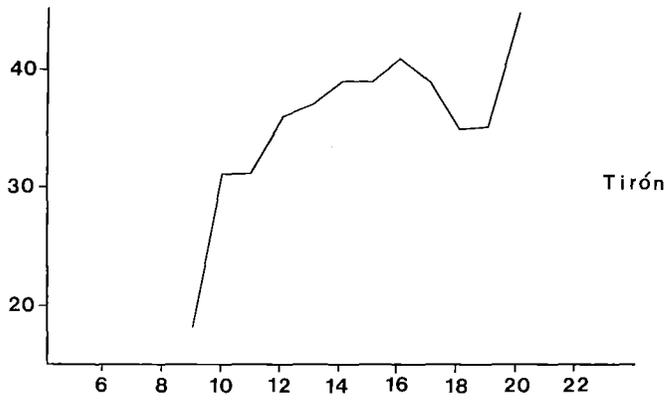
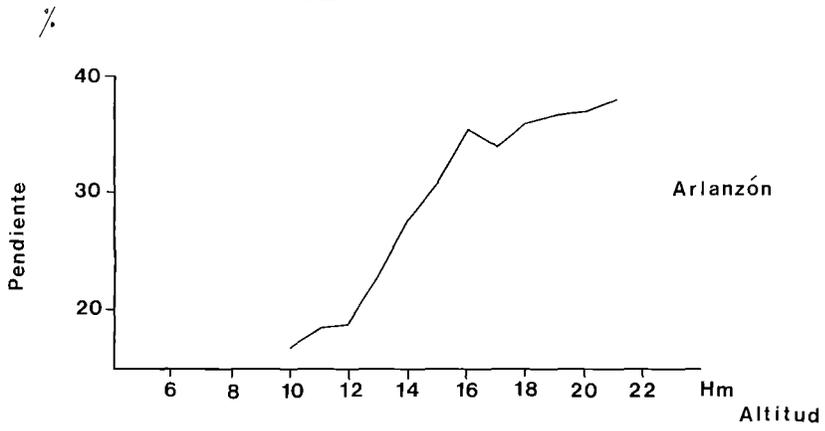
3.2. *El glaciario cuaternario*

Sólo muy parcialmente y de forma localizada la monotonía topográfica de las líneas de cumbres se interrumpe por la presencia de algunas formas derivadas de la acción glaciario cuaternario. Pequeños circos de paredes abruptas contribuyen a retocar las vertientes regularizadas y a diversificar el aspecto que ofrece el conjunto de la Sierra.

El glaciario de la Sierra de la Demanda ha sido ya estudiado por GARCIA RUIZ (1979) y ANTON BURGOS (1980). El lector interesado encontrará en ambos autores un análisis detallado de las formas y depósitos glaciares, por lo que nos limitaremos a presentar un esquema básico que permita comprender la magnitud y diversidad del fenómeno, en todo caso muy modesto.

Conviene precisar que se trata, fundamentalmente, de un glaciario limitado a los circos, algunos de ellos poco retocados y adosados a las vertientes (San Lorenzo, Gatón, Torocuervo), a modo de circo de pared. En un estadio más evolucionado puede aparecer un recuenco o fondo de circo, localizado a 1.750-1.800 m. de altitud, con paredes abruptas y morrenas a la salida en un número que oscila entre 1 y 4. Excepcionalmente el recuenco puede estar ocupado por una laguna (Pozo Negro, Hoyas Grandes). Las morrenas son también de reducidas dimensiones, con bloques muy heterométricos poco o nada rodados y con casi total ausencia de matriz fina. En casos extremos algunas de estas acumulaciones son más bien morrenas de nevé situadas muy cerca de una pared que pudo mantener un nevero o una placa

JOSE ARNAEZ VADILLO

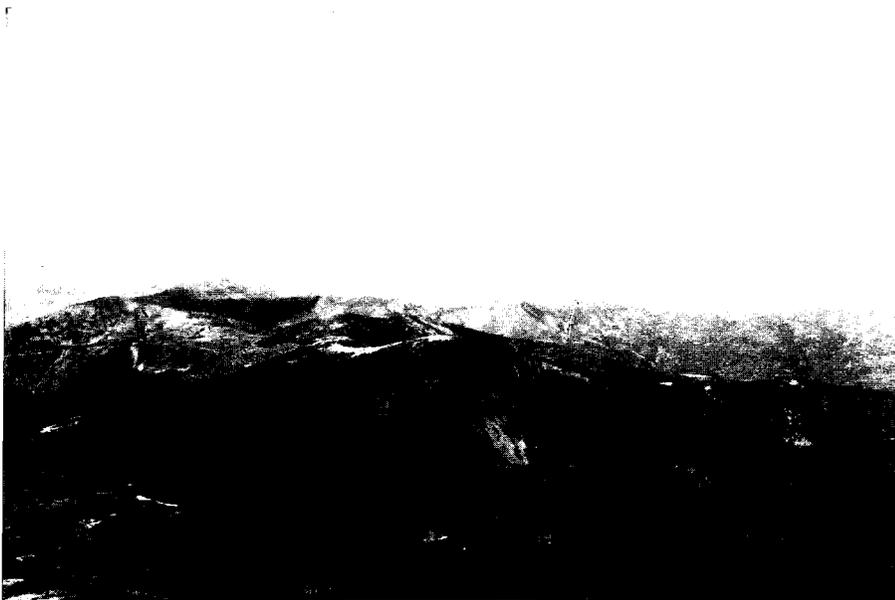


4. Variación de los valores medios de pendiente según la altitud por cuencas

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



F.1. En primer plano, ladera cubierta de matorral. Al fondo «hombreras colgadas» en el valle del río Cárdenas.



F.2. Línea de cumbres principal en torno a los 2.000 m. de altitud retocada por la acción glacial cuaternaria. Sucesión monótona de collados y cumbres redondeadas.

de hielo. El diámetro medio de los circos no suele llegar a medio kilómetro, aunque existen ejemplares de mayor tamaño:

	Anchura m	Longitud m	Altitud	Orienta.
San Millán	594	1.260	2.131	N
Gatón Este	900	720	2.037	NE
Cabeza Agúlez	810	720	2.033	NE
Gatón Norte	900	630	2.037	N
Pobolarza	810	540	1.942	N
Hoyas Grandes	720	540	1.911	N

Los circos aparecen orientados predominantemente al norte y noreste como consecuencia del efecto umbría y de la discriminada acumulación de nieve en unas laderas y no en otras por acción del viento. En dos casos (Escolracia, en la vertiente E del pico Otero, y San Millán) puede hablarse hasta cierto punto de glaciares de valle muy corto, con menos de 1 km de longitud y sin morrenas laterales.

Como formas de menor entidad, aunque de notable significación paleogeográfica, se señala la existencia de algunos glaciares rocosos, de los que el situado en la vertiente SE del pico de San Lorenzo es el más destacado. Todos ellos suponen un estadio regresivo del medio glaciar, en un período de transición hacia condiciones más propiamente periglaciares, pues aparecen festoneados hacia el exterior por morrenas auténticas que representan la fase de máximo glaciar.

En conjunto se trata de un glaciario de escasa entidad, que tienen sin embargo una notable diversidad de formas de detalle y que altera la homogeneidad de las zonas de cumbre de la Demanda. Su importancia queda por debajo de la de otros macizos del Sistema Ibérico, como la Sierra de Urbión (THORNES, 1968) y la Sierra de Cebollera (ORTIGOSA IZQUIERDO, 1986), seguramente por el papel de la topografía preglaciar y el rápido descenso altitudinal desde las líneas de cumbres, lo que impide acumulaciones importantes de nieve y hielo.

3.3. Características cuantitativas del relieve en la S. de la Demanda

Dadas las características del estudio, teníamos mucho interés por disponer de información sobre los rasgos cuantitativos más elementales del relieve muy relacionados con la distribución de las formas y con la funcionalidad y predominio de determinados procesos geomorfológicos. Con ese fin se superpuso al territorio estudiado una malla de cuadrículas que pudiera servir de base espacial para la cuantificación y posterior tratamiento estadístico de varios atributos del relieve. Así, la altitud, pendiente y exposición quedaron distribuidas en las siguientes clases:

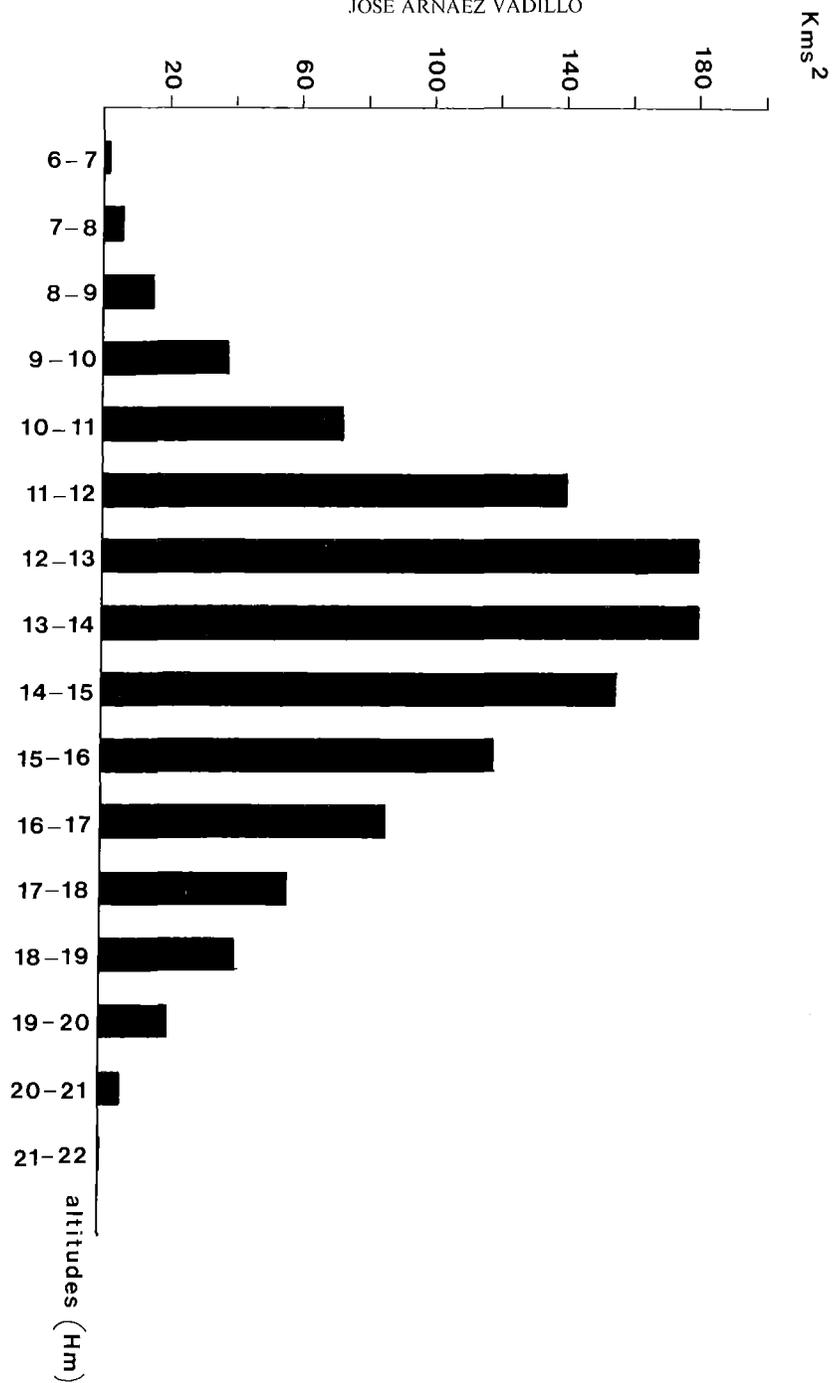
- Altitud: intervalos tomados de 100 en 100 mts. desde los 600 a los 2.220 m.
- Pendientes: de 0 a 100% en intervalos de 10 en 10.
- Exposiciones: N, NE, E, SE, S, SW, W, NW.

Los gráficos 5 y 6 representan la distribución de las distintas altitudes de la Sierra, así como la curva acumulativa de las superficies ocupadas por las clases de altitudes. La banda que incluye mayor extensión es la que va de 1.100 a 1.600 m. que viene a suponer un 69% del total de la Sierra, y especialmente las de 1.200-1.300 m. (16%), 1.300-1.400 mts. (16%) y 1.400-1.500 m. (14%). Es curioso constatar el hecho de que las frecuencias de 1.300 a 1.500 m. suponen un 30% de la superficie total, viniendo a coincidir con el nivel erosivo que hemos denominado en otro apartado del trabajo como «hombreras de la Demanda».

El gráfico n.º 6 muestra en la curva acumulada de altitudes un ligero incremento inicial, un brusco ascenso casi lineal, correspondiente al aumento de las clases altitudinales de 1.000 a 1.500 m.; a partir de ahí se aprecia primero una suavización de la tendencia ascensional y, finalmente, una paralización del incremento, pues son menos frecuentes los sectores con más de 1.800 ó 1.900 m. de altitud. Las áreas más elevadas se asocian a divisorias estrechas y alargadas, de gran importancia en la configuración general del relieve pero escasamente extendidas en superficie.

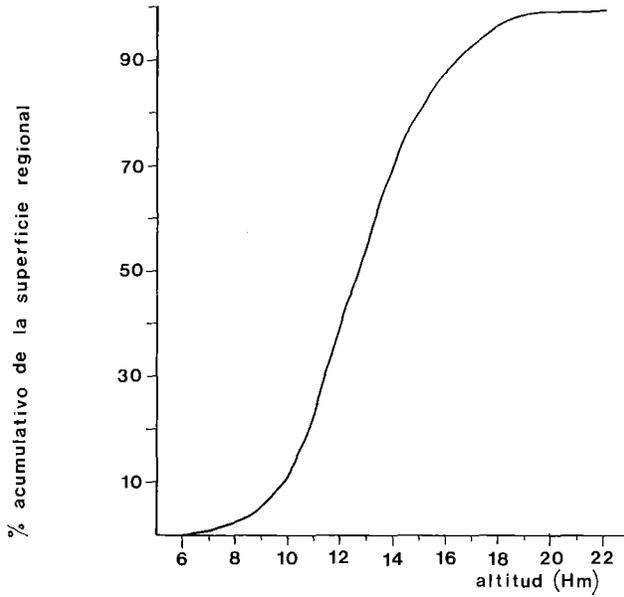
Como cabría esperar de una zona de montaña las pendientes se concentran en torno al 20-50%, intervalo que representa un 76.5% del conjunto de la Sierra. La superficie ocupada por pendientes superiores al 60% disminuye considerablemente, pues sólo representan el 2.5%. Lo mismo le ocurre a aquellas que se sitúan por debajo del 10% (2% de la superficie total). Estas últimas son propias de las líneas de cumbres o fondos de barrancos planos o en forma de cuna (Oja, Tirón, etc.). La constante repetición de pendientes entre 20-50% y la falta de otras de mayor envergadura se explica, como afirma GOMEZ VILLAR (1986), por la ausencia casi general de grandes contrastes en un zócalo paleozoico de formas pesadas y repetitivas. Lo cierto es que a nivel general escasean los auténticos escarpes. El encajamiento de la red fluvial en el zócalo paleozoico ha desarrollado pendientes prolongadas y muy inclinadas pero sólo excepcionalmente presenta escarpes con caída vertical del roquedo. Sólo algunos frentes de cuesta, ciertas fallas puestas de relieve por la instalación de barrancos o las laderas N y NE de los circos glaciares contienen huellas de formas más agresivas. No obstante, suelen ser escarpes poco extensos y raras veces con importante desarrollo vertical; contribuyen sólo a romper muy excepcionalmente la monotonía general de las formas de relieve de la Demanda y muchos de ellos ni siquiera se muestran en la cartografía a escala 1:50.000, por lo que quedan al margen de la estadística llevada a cabo por nosotros. La consecuencia es que en el gráfico n.º 7 la curva acumulativa se hace plana a partir de una pendiente del 60%.

La distribución de las vertientes responde a la organización lógica y conocida de la Sierra. La existencia de un cordón principal de cumbres con trazado W-E y con ejes secundarios de S a N y viceversa reduce considerablemente las vertientes puramente septentrionales (8.4%) y meridionales (9.4%) que quedarían exclusivamente reducidas a las cabeceras de los grandes derrames (Oja, Tirón, Cárdenas). Por el contrario, las vertientes nororientales (17.4%), noroccidentales (15.0%), suroccidentales (19%) y surorientales (12%) son mayoría, correspondiendo, las primeras, a las laderas que enmarcan los ríos que circulan hacia el norte; las segundas estarían relacionadas con aquellas que limitan los cursos que discurren hacia el sur (Pedroso, afluentes por la izquierda del Najerilla, etc.).

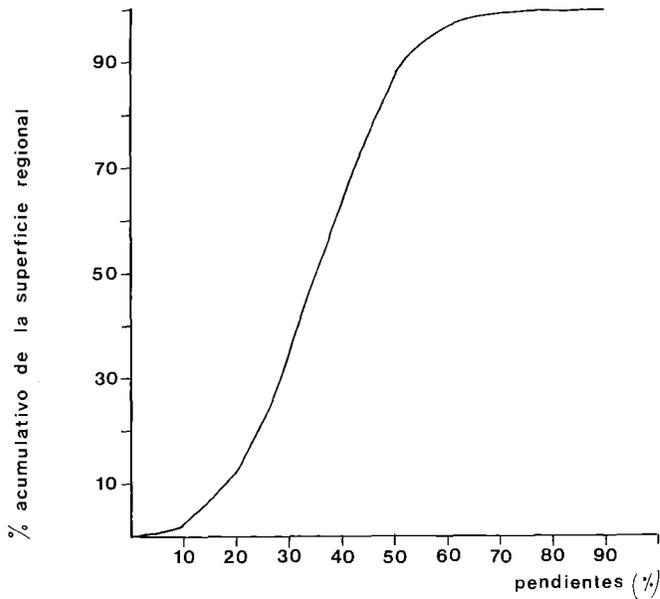


5. Histograma de distribución de las superficies de la Demanda por tramos de altitud

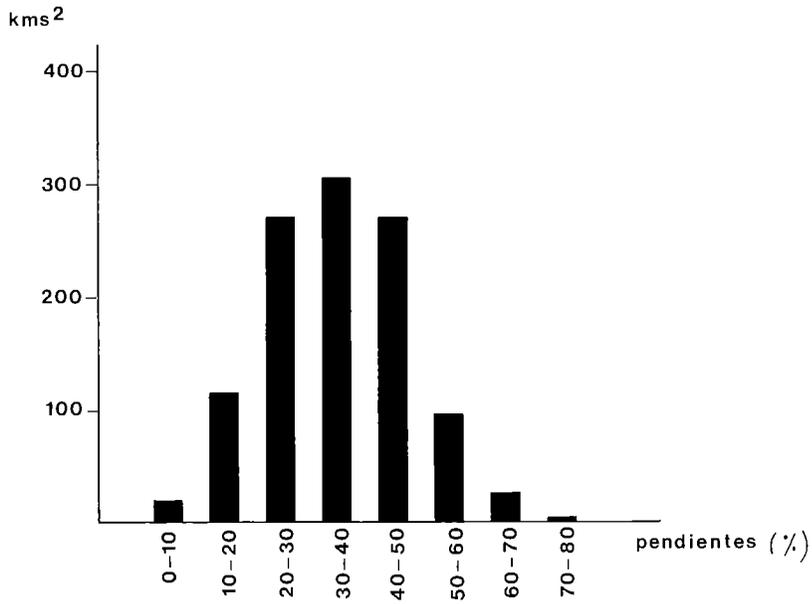
FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



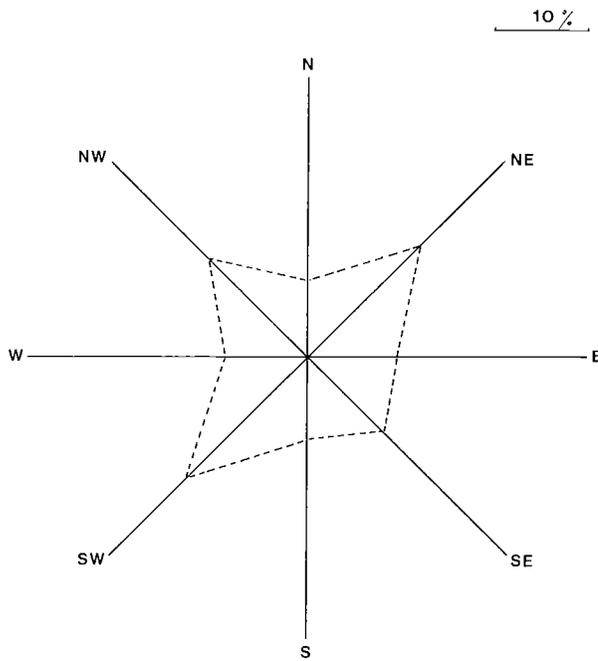
6. Curva acumulativa de las superficies ocupadas por las distintas clases de altitud



7. Curva acumulativa de las superficies ocupadas por las distintas clases de pendiente



8. Histograma de distribución de las superficies de la Demanda por intervalos de pendientes



9. Porcentaje de la superficie de la Demanda ocupada por las distintas exposiciones

IV. FACTORES CONDICIONANTES DE LA DINAMICA DE VERTIENTES

En este capítulo presentamos los rasgos más característicos de los factores que en mayor o menor medida y de forma combinada contribuyen a explicar la diversidad espacial en el funcionamiento hidromorfológico de la Sierra de la Demanda. Se analiza en primer lugar la litología y, especialmente, la importancia relativa de cada tipo de rocas, para pasar a continuación a estudiar el manto de derrubios, de especial significación en la dinámica geomorfológica. Los condicionantes climáticos – y sobre todo su variabilidad altitudinal y el papel de la nieve– así como, con menor intensidad, la vegetación, cuentan con apartados específicos por su gran función morfoclimática.

4.1. La litología

La Sierra de la Demanda está constituida por dos tipos de materiales: unos paleozoicos, generalmente duros y resistentes, que ocupan la mayor parte del conjunto montañoso, incluidas las altas cumbres, y otros más recientes, mesozoicos que, reducidos a una estrecha franja, se ciñen al borde septentrional y al sinclinal de Canales.

Geológicamente estamos ante un gran sinclinorio donde los materiales más modernos del Paleozoico afloran en el sector central, siendo más antiguos los más próximos a sus bordes, ya en contacto con el Secundario. Efectivamente, si realizamos un corte norte-sur, en el eje aproximado Pazuengos, Cabeza Parda, Cerezales, podremos observar en el mismo centro de la Sierra las cuarcitas y pizarras del Ordovícico escoltadas a ambos lados por el Cámbrico superior. Si, a partir de aquí, continuamos hacia el norte, aparecen los afloramientos del Cámbrico medio y, finalmente, el inferior en contacto con las arcillas, areniscas y calizas mesozoicas. A partir también del Ordovícico, y hacia el sur, el esquema se repite, aunque en esta zona el Cámbrico medio se ve interrumpido por el sinclinal de Canales de la Sierra cuyos estratos secundarios, sepultan al Paleozoico. Pasado el sinclinal vuelven a aflorar los materiales primarios.

Con más de 3.500 m. de potencia, según COLCHEN (1974), el Paleozoico demandino está formado por un zócalo precarbonífero y una cobertera carbonífera. El zócalo cuenta con esquistos precámbricos, conglomerados, cuarcitas y dolomías del cámbrico inferior, esquistos del Cámbrico medio, cuarcitas del Cámbrico superior, y conglomerados y cuarcitas de un probable Ordovícico inferior. El Carbonífero incluye conglomerados, areniscas, esquistos, y lechos de carbón. En conjunto, pues, aparecen algunas lagunas estratigráficas de notable significación, ya que están ausentes materiales silúricos, devónicos y pérmicos, y el Carbonífero sólo está presente en sus fases superiores (Wesfaliense C-D). Cierta interacción –a pesar de su escasa representación espacial– reviste el hecho de que por debajo del Cámbrico inferior afloran esquistos filitosos atribuidos al Precámbrico (Anguiano, Pazuengos y Cilbarrena); una discordancia sedimentaria señala el paso del Precámbrico al Cámbrico inferior.

La orla mesozoica, con un espesor variable, que puede sobrepasar los 500-550 m. incluye materiales triásicos (conglomerados, areniscas, calizas, arcillas y yesos). En concordancia con el Triás se disponen las series liásicas y jurásicas: carniolas, calizas, margas... Estos materiales mesozoicos se disponen de forma discordantes sobre el zócalo infrayacente; en ellas las series carecen de lagunas hasta el Cretácico inferior. Faltan la totalidad del Eoceno y quizás parte del Oligoceno, al menos en afloramientos superficiales.

En el cuadro I. puede apreciarse la importancia relativa de cada tipo de roca en el conjunto de la Sierra, sin contar con los sedimentos mesozoicos.

I. SUPERFICIE OCUPADA EN LA DEMANDA POR LOS DISTINTOS TIPOS DE ROCAS PALEOZOICAS

	Kms ²	%
Alternancia cuarcita/piza.	463	47.0
Congl/aren/carbón	39	3.9
Esquistos y pizarras	288	29.3
Cuarcitas	155	15.7
Dolomías	30	3.0
Conglomerados	7	0.7

Constatamos muy poca variedad litológica, con predominio de cuarcitas, esquistos y pizarras. A pesar de ello estos materiales han respondido de forma heterogénea a los agentes de erosión. Si analizamos, por ejemplo, la relación existente entre la litología y la pendiente, comprobamos un aumento del gradiente de la ladera a medida que el material se hace más resistente. Los esquistos y dolomías presentan una mayor proporción de vertientes entre el 40-50%, al ofrecer una mayor resistencia a los agentes de denudación, las cuarcitas entre el 30-40%, las calizas entre el 20-30% y, finalmente, con un 10-20% están las pendientes desarrolladas en areniscas, conglomerados y margas del grupo Tera –generalmente materiales poco deformados por la tectónica– o las areniscas y carbón del Carbonífero. Si esta realidad la trasladamos a cada una de las grandes cuencas demandinas, vemos que aquellas que cuenta con un predominio de cuarcitas (Cárdenas o Tobía) o esquistos (Tirón, Oja y Najerilla) poseen una elevada proporción de pendientes entre un 30-50%. El menor gradiente, sin embargo, nos lo ofrecen el Arlanzón y el Pedroso. El primero porque cuenta con una importante proporción de materiales carboníferos a favor de los cuales se inscribe la red fluvial; el segundo porque abarca parte del sinclinal de Canales con predominio de materiales deleznales del Weald. La litología, pues, ha sido un importante condicionante de la evolución pasada de las laderas y ha determinado muy directamente el aspecto que hoy en día muestra la Sierra.

4.2. *El manto de derrubios*

Coetánea y posteriormente a la acción glaciaria sobre las pendientes de la Sierra de la Demanda se instaló un manto de derrubios procedente de la gelifracción de rocas muy tectonizadas. Los cantos se encuentran empastados en una matriz producto de la alteración de

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

cuarcitas y esquistos. Desde un punto de vista hidromorfológico su importancia radica en el hecho de que posee una gran capacidad de absorción de agua y facilita la circulación de escorrentías subsuperficiales entre sus macroporos (GARCIA RUIZ y ARNAEZ VADILLO, 1984). Es decir, los derrubios actúan como auténticas esponjas admitiendo grandes cantidades de agua, impidiendo la saturación del suelo y reduciendo las escorrentías superficiales. Ligado a esta realidad el manto de derrubios se ha revelado como un activador de muchas formas y procesos de vertientes.

II. MATERIALES Y PENDIENTES PREDOMINANTES EN LAS CUENCAS DE LA SIERRA DE LA DEMANDA

Cuenca	Materiales predominantes		Pendiente predominante	
	Tipo	% s/t cuenca	Intervalo	% s/t cuenca
Arlanzón	Alter. cuar/piza.	67	20-30 %	40
	Cong/aren/carbón	16		
Tirón	Esquistos	54.9	30-40 %	38
Oja	Esquistos	35.1	40-50 %	39.5
Cárdenas	Cuarcitas	81.4	40-50 %	39.5
Tobía	Cuarcitas	70.3	30-40 %	29.6
Pedroso	Altern. cuar/piz	37	20-30 %	33.7
	Weald/Col./Aluv.	17		
Najerilla	Altern cuar/piz	46.20	40-50 %	32.6
	Esquistos	22.9		

4.2.1. Descripción y niveles del manto de derrubios

El manto de derrubios de la Demanda se encuentra muy estabilizado por debajo de los 1.800 m. Una vegetación arbórea, en unos casos, o de matorral, en otros, tapiza la superficie del mismo. Por encima de los 1.800 m. es un matorral abierto con *Erica arborea*, *Calluna vulgaris* y *Juniperus communis ssp. nana* el que se encarga de recubrirlo de forma muy poco densa, aunque en los sectores mejor orientados, más venteados y de mayor altitud se muestra funcional con sucesión de pequeños cachales, coladas de piedra y barro, etc.

Es difícil calcular el espesor del derrubio, ya que lógicamente depende del relieve preexistente y de la cantidad de material que se dispuso para transportar. Hay que tener en cuenta que el manto de derrubios regulariza la forma de las vertientes, en las que oculta el relieve previo al período de meteorización mecánica; obviamente, ese efecto de regularización esconde una topografía relativamente irregular, de la que ocasionalmente emergen a media ladera pequeños cantiles cuarcíticos que aún no han sido rebajados del todo por la acción de hielo-deshielo y los movimientos de los cachales ladera abajo. En todo caso, diversas evidencias nos obligan a pensar que la potencia de los derrubios supera los 2 metros en los lugares más favorecidos.

En los cortes realizados de techo a base de los derrubios, es decir, desde la superficie a la roca madre, se pueden distinguir los siguientes niveles:

1) Un nivel superior cuyo espesor oscila entre los 10 y 15 cms., aunque en algunos puntos puede alcanzar los 30 cms. correspondiente a un horizonte de suelo tipo «mull» (A1). Presenta

una estructura grumosa con una proporción elevada de clastos de pequeño tamaño (la proporción aumenta a medida que ascendemos en altitud) y una textura de tipo franco (suelo equilibrado/arenoso). Un alto grado de aireación, una abundancia considerable de raíces y la labor excavadora de los micromamíferos permiten la existencia de *percolines* y microconductos por donde puede llegar a circular el agua de retención capilar o infiltración.

2) Por debajo de este primer nivel nos encontramos con el manto de derrubios propiamente dicho. El trabajo de campo nos ha permitido distinguir dos mantos superpuestos, nítidamente diferenciados, aunque en las líneas de cumbres, y en sectores apropiados, el número de éstos puede aumentar debido a la mayor actividad periglacial a la que se han visto sometidas.

El manto de derrubios superior (D.1), y por lo tanto el más reciente en el tiempo, es el mejor definido. Con un espesor que oscila entre los 40 cms. y el metro, cuenta con una estructura tipo *open work* con agregados de morfología grumosa. La proporción de clastos (cuarcitas y pizarras) es elevada, no siendo inferior en ninguno de los casos al 75%. La matriz que los envuelve es arenosa y ácida (PH entre 5 y 6). Las arcillas son muy escasas representando solamente de un 4 a un 5% del total, procedentes de la iluviación del horizonte superior. Estamos, pues, en presencia de un depósito poco alterado, dada la resistencia de los cantos que entran en la mezcla (proporción dominante de cuarcitas) y la paralización de la actividad biológica durante buena parte del año a partir de 1.600 mts. de altitud.

La gama de colores de este nivel de derrubios no es muy variada, con predominio de las tonalidades marrones (7.5 YR 4/4) a marrones amarillentos (10 YR 3/6; 10 YR 4/5; 10 YR 3/4).

Desde el punto de vista hidromorfológico, lo más destacado del manto de derrubios superior (D.1) es su organización en forma de *open work*, así como la penetración que en él llevan a cabo las raíces de los árboles y arbustos. Todo ello, como veremos más adelante, facilita en gran medida la circulación del agua que incluso se llega a entubar y funcionar en forma de *pipes*. Los cortes facilitan la observación de distintos tubos y surgencias de escorrentía subcortical laminar. Uno de éstos precisamente nos ha permitido comprobar cómo la circulación de flujos subcorticales en lámina se lleva a cabo en la línea de contacto entre el manto de derrubios superior (D.1) y el inferior (D.2) con lavado de finos por el sector por donde discurre. La menor permeabilidad del manto de derrubios inferior por mejor encajamiento entre sí de los clastos de pequeño tamaño –en otros casos por incremento de arcilla– impide la percolación del agua hasta el sustrato. Esta no tiene más remedio que circular siguiendo la dirección aguas abajo de la ladera hasta encontrar el cauce principal.

El contacto entre el nivel del manto de derrubios que estamos definiendo y el infrayacente se realiza de forma nítida. En algún ejemplo esta línea presenta una forma convexa lo que nos hace presuponer el funcionamiento del nivel inferior (D.2) en forma de lóbulo de gelifluxión en un período climático frío, pero con humedad abundante, y una superposición posterior de derrubios con características y génesis totalmente diferente. En cierto modo pues, aunque a microescala, el nivel D.1. viene a ocultar una topografía ligeramente ondulada y elaborada a expensas del nivel D.2.; este último –y ciertamente no cabe sorprenderse por ello– organiza su plano superior en pequeños abombamientos y depresiones, indicadores de movimientos masivos de escasa envergadura, enmarcados en este caso dentro del término general de solifluxión.

3) El manto de derrubios inferior (D.2) tiene un espesor que oscila entre 30 y 100 cm. Seguimos estando ante formaciones con un alto porcentaje de clastos (50-85%) y con una matriz areno/limosa en donde la proporción de arcillas es más baja todavía que la observada en D.1 (la mayor distancia con respecto al horizonte húmico reduce el aporte de arcillas). La acidez es importante (PH 5-6) y desaparecen prácticamente los restos de materia orgánica así como las raíces. Estas últimas sólo hacen acto de presencia si el conjunto del manto de derrubios es de

poco espesor. Predomina el color marrón con gamas que van desde el marrón oscuro (7.5 YR 4/6; 7.5 YR 3/4) y marrón oliva (2.5 Y 5/6) al marrón amarillento oscuro (10 YR 4/4; 10 YR 3/4).

En este nivel la circulación del agua es más reducida. En algunos ejemplos, hace de capa relativamente impermeable, impidiendo la circulación hacia abajo y favoreciendo las escorrentías laterales.

4.2.2. Algunas conclusiones sobre el manto de derrubios

En las páginas precedentes hemos descrito los rasgos más elementales de los derrubios que tapizan las vertientes de la Sierra de la Demanda. Por supuesto que se trata de un esquema que elimina notorias particularidades; según la topografía original y, especialmente, según la litología alimentadora del canchal, pueden distinguirse otros modelos que enriquecen la diversidad del derrubio de la Sierra.

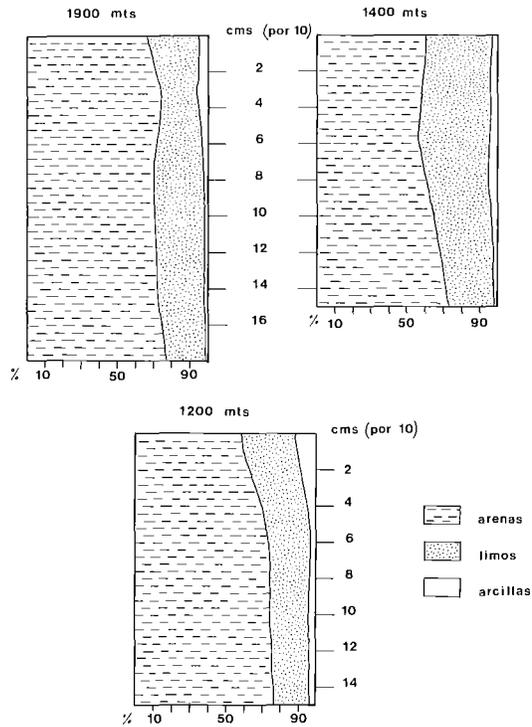
La realización de una serie de cortes a 2.100, 1.900, 1.700, 1.400, 1.200 y 1.100 m. nos ha permitido medir la cantidad de cantos suficientes como para caracterizar el manto. El tratamiento estadístico de los mismos permitió la obtención de histogramas de frecuencias de las diferentes clases de tamaños, su aplanamiento y desgaste. También se calcularon las medias, medianas, modas y desviaciones estándar y varianza. Como medidas de dispersión se obtuvieron los percentiles correspondientes al 10, 25, 75 y 90% y el coeficiente de variación. A partir de esta información se ha podido corroborar la existencia general de los dos niveles de derrubios ya mencionados, que además parecen corresponder a dos modelos diferentes de evolución de vertientes, aunque mantienen muchas características en común. Entre ellas merecen destacar:

a) *El contenido en arcillas es muy pobre (gráfico n.º 10).* Frente al predominio de arenas, las arcillas representan menos del 10% cualquiera que sea la profundidad a la que se toma la muestra. Su proporción aumenta ligeramente hacia el techo del depósito, como consecuencia de la meteorización bioquímica que explica la formación de suelo; pero este último es de escasa entidad, lo que justifica el que no se dé una clara eluviación de arcillas hacia niveles más profundos de los derrubios. Por otro lado, sobre el nivel inferior no se aprecian restos de un paleosuelo, seguramente porque no llegó a formarse o, si lo hizo, porque quedó bloqueado en un estadio muy inicial; no creemos que pueda aludirse a la posibilidad de erosión de ese hipotético suelo pues el contacto entre uno y otro nivel no es erosivo en la mayor parte de los cortes observados. Esto obliga a pensar que no existe un importante desfase cronológico entre el nivel inferior y el superior; es decir, no hubo un período interfásico más tibio y prolongado capaz de forzar a una meteorización más bioquímica del depósito.

b) *El tamaño de los cantos disminuye ladera abajo (Gráficos 11, 12, 13, 14; tabla III y IV).* Los muestreos realizados indican que el tamaño de los cantos presenta cierta tendencia a reducirse desde la parte alta a la baja de la ladera. Este esquema está en relación con:

1. La reducción del gradiente de la ladera a medida que descendemos, lo que limita la competencia del transporte al disminuir la velocidad;

2. El propio mecanismo de transporte se encarga de reducir el tamaño de los cantos como consecuencia de las fracturas originadas por desplazamientos y choque entre sí de los diferentes fragmentos;

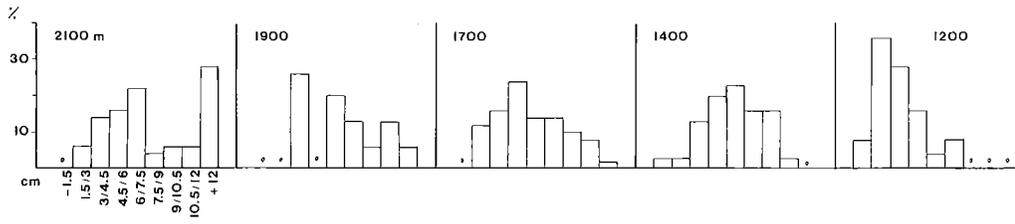


10. TEXTURAS DEL MANTO DE DERRUBIOS DE LA DEMANDA

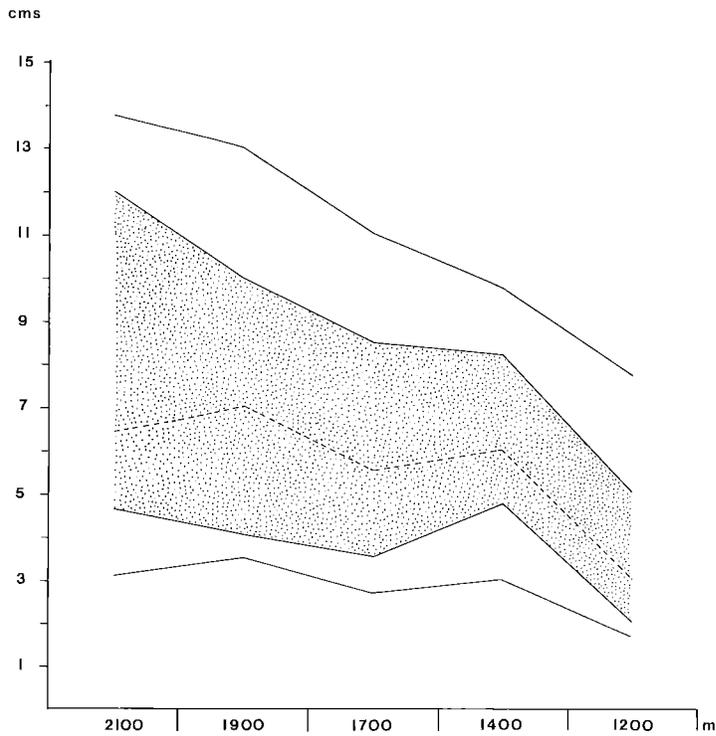
3. Los bloques de gran tamaño, una vez desgajados desde la cornisa, son fuertemente atraídos por la fuerza de la gravedad y por ello no son capaces de permanecer en la ladera; su inestabilidad les obliga a deslizarse hasta el pie de la vertiente donde son recogidos por las aguas corrientes concentradas.

Los resultados obtenidos contrastan con la idea admitida de que en un canchal o talud de derrubios el tamaño de los cantos aumenta ladera abajo, como consecuencia de la atracción que ejerce la gravedad sobre las piedras mayores, que viajan a mayor velocidad y más lejos a favor de la pendiente. Esa es la opinión de PEREZ (1986) y CARNIEL and SCHEIDEGGER (1974), por ejemplo. El que no suceda algo parecido en las laderas de la Sierra de la Demanda se explica por varias razones. En primer lugar, los cantos desprendidos desde los escarpes no suelen ser de grandes dimensiones, dada la gran esquistosidad y diaclasado de los estratos, factores que fuerzan a desgajamiento de cantos de pequeña y mediana entidad. La presencia de estos grandes bloques es poco menos que nula en la vertiente porque, de haberse formado, habrían rodado hacia la parte baja de la ladera, donde son retomados por la red fluvial y donde, efectivamente, pueden observarse algunos ejemplares aislados. Las piedras de tamaño medio y pequeño, inferiores a 25 cms., no se sienten tan atraídas por la fuerza de la gravedad y alcanzan pronto su posición de estabilidad, sin desplazarse muy lejos por su propio peso. Por otra parte, la ausencia de grandes cantiles con caída libre de cantos impide que éstos alcancen gran velocidad, con lo que el funcionamiento del talud de derrubios no se asemeja al de los ejemplos más conocidos.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

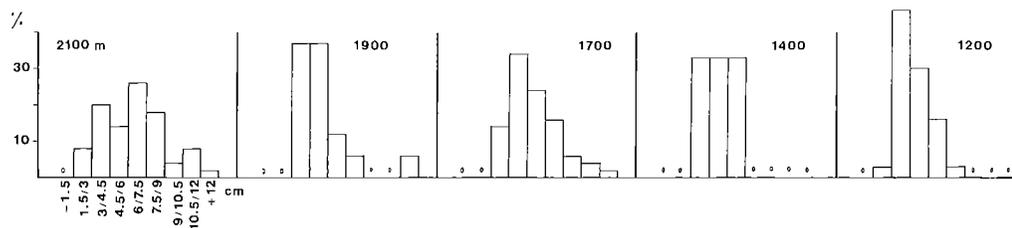


11. Histogramas del tamaño de los cantos
Manto de derrubios superior D.1



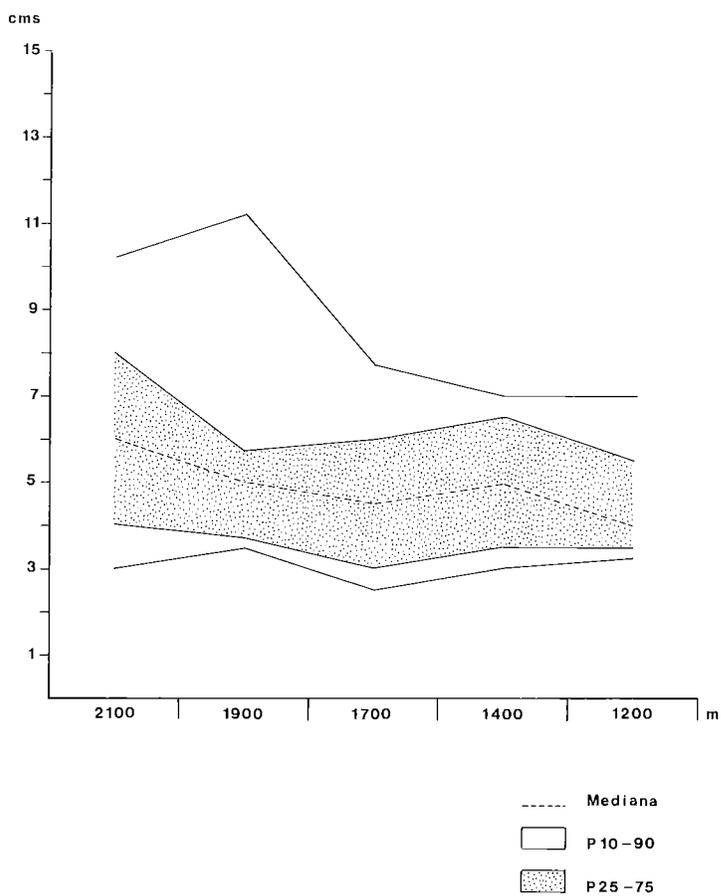
----- Mediana
 □ P10-90
 ■ P25-75

12. Percentiles del tamaño de los cantos
Manto de derrubios superior D.1



13. Histogramas del tamaño de los cantos

Manto de derrubios inferior D.2



14. Percentiles del tamaño de los cantos

Manto de derrubios inferior D.2

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

El que los cantos reduzcan ligeramente su tamaño hacia abajo obliga a pensar en mecanismos de transporte ajenos a la simple gravedad; en ese caso conviene aludir a movimientos en masa de escasa entidad y a cierta influencia de la escorrentía superficial. De cualquier forma interviene un sistema de transporte que ejerce una selección, aunque ligera, de las partículas por su tamaño. Baste insistir por ahora en que los derrubios de la Sierra de la Demanda no coinciden con los canchales o *scree*s típicos en los que la organización espacial de los cantos se halla íntimamente relacionada con la acción de la gravedad y con la pendiente de la ladera. En nuestra área de estudio las características de los gelifractos, la pendiente de la vertiente y los mecanismos de transporte originan una organización diferente de la evolución del tamaño de cantos.

III. TAMAÑO DE LOS CANTOS DEL MANTO DE DERRUBIOS SUPERIOR (D.1)
-DEMANDA-

	2.100 m.	1.900 m.	1.700 m.	1.400 m.	1.200 m.
Media	8.24	7.7	6.14	6.39	3.55
Desviación	4.81	3.16	2.82	2.52	1.86
Coef. variación	58.37	41.03	45.9	39.3	52.39
Varianza	23.15	10	7.95	6.35	3.45
Moda	+12	3/4.5	4.5/6	6/7.5	1.5/3
Mediana	6.5	7	5.5	6	3
Percentiles					
10%	3.1	3.5	2.7	3	1.75
25%	4.6	4	3.5	4.75	2
75%	12	10	8.5	8.25	5
90%	13.7	13	11	9.75	7.75

IV. TAMAÑO DE LOS CANTOS DEL MANTO DE DERRUBIOS INFERIOR (D.2)
-DEMANDA-

	2.100 m.	1.900 m.	1.700 m.	1.400 m.	1.200 m.
Media	6.44	5.56	4.89	5.06	4.65
Desviación	3.11	2.72	2.50	1.49	1.39
Coef. variación	48.29	48.92	51.12	29.44	29.89
Varianza	9.68	7.41	6.25	2.2	1.93
Moda	6/7.5	3/4.5	4.5/6	*	3/4.5
Mediana	6	5	4.5	5	4
Percentiles					
10%	3	3.5	2.5	3	3.2
25%	4	3.7	3	3.5	3.5
75%	8	5.7	6	6.5	5.5
90%	10.25	11.25	7.75	7	7

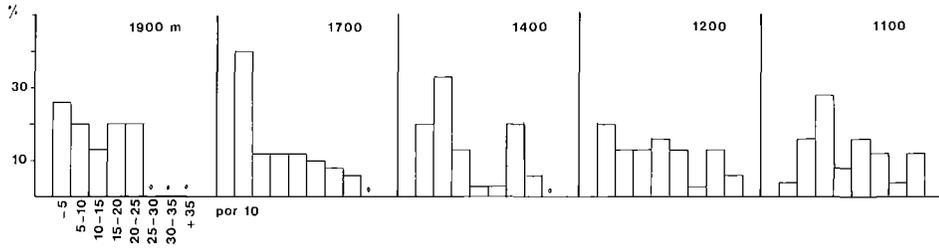
c) *El desgaste de los cantos aumenta ladera abajo (Gráficos 15, 16, 17, 18; tablas V y VI).*

En un estudio sobre taludes de derrubios en las Rocosas, GARDNER (1968) llegó a la conclusión de que el rodamiento o desgaste de las partículas no experimenta ninguna variación a lo largo del canchal. Las muestras que hemos tomado indican que existe un aumento del rodamiento hacia la base de la ladera lo que demuestra que hay un transporte que desgasta, siquiera sea tímidamente, algunas de las aristas. La conclusión a la que llega GARDNER (1968) es válida para taludes de gravedad, en los que los cantos fragmentados en la cornisa se desploman sobre el talud y ruedan rápidamente sobre él, dándose golpes que pueden romper el clasto, y por lo tanto, mantener las aristas muy vivas. Pero si el transporte es más lento y en el desplazamiento interviene el agua, no cabe sino esperar una ligera tendencia al desgaste. En unos casos –y hay pruebas de ello– el transporte tiene lugar mediante pequeños movimientos en masa de diferentes características, generalmente lentos, que dan lugar a choque y fricción de unas partículas con otras lo que contribuye a dar un carácter menos vivo a las aristas y a imprimir estrías en las facetas de los clastos. En otros casos debe contribuir cierto arroyamiento superficial, caracterizado por su mayor capacidad de selección y por el desgaste que produce en los cantos desplazados. GARDNER (1979) admite la existencia de escorrentía superficial en taludes de derrubios, provocada sobre todo por aguas de fusión, y más aún si accede al talud agua ya concentrada desde la cornisa; no obstante, señala que a media ladera tiende a desaparecer por infiltración en el depósito de gravas.

V. INDICES DE RODAMIENTO DE LOS CANTOS EN EL MANTO DE DERRUBIOS SUPERIOR (D.1) –DEMANDA–

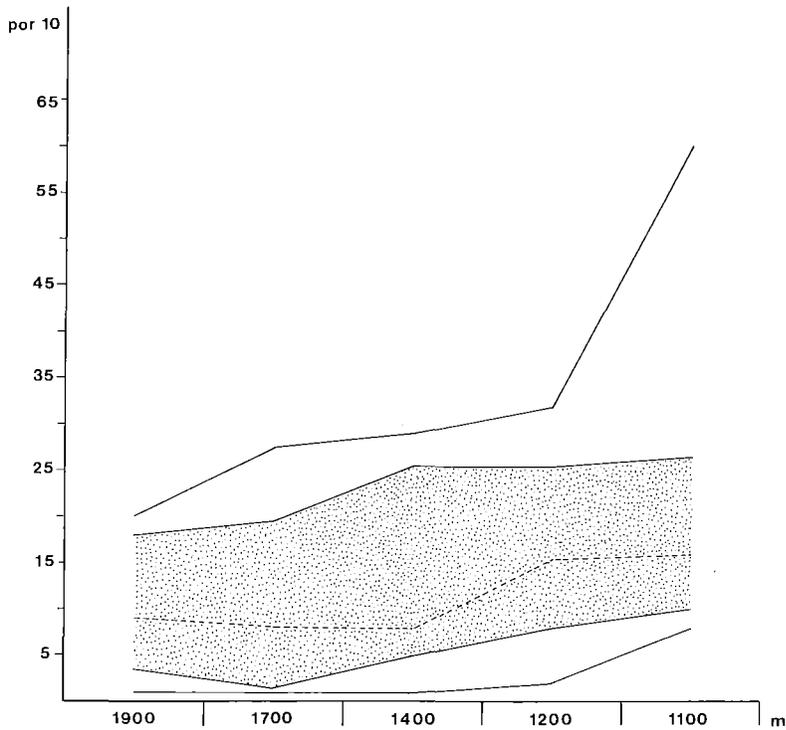
	1.900 m.	1.700 m.	1.400 m.	1.200 m.	1.100 m.
Media	107.86	110.54	128.76	170.46	223.8
Desviación	68.76	104.53	101.33	118.26	205.09
Coef. variación	63.74	94.56	78.69	69.37	91.63
Varianza	4.728.4	10.926.9	10.269.03	13.986	42.065
Moda	0/50	0/50	50/100	150/200	100/150
Mediana	93	84	80	153	155
Percentiles					
10%	10	10	10	20.5	77.5
25%	37.5	10	50	80	100
75%	180	195	255	250.5	266
90%	200	274.5	290	344	600

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



15. Histogramas del rodamiento de los cantos

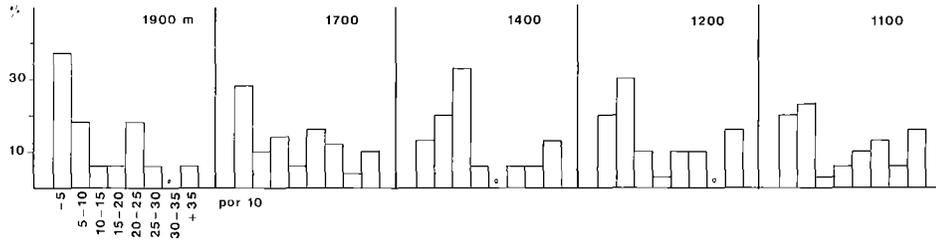
Manto de derrubios superior D.I



----- Mediana
 □ P 10-90
 ■ P 25-75

16. Percentiles del rodamiento de los cantos

Manto de derrubios superior D.I



17. Histogramas del rodamiento de los cantos

Manto de derrubios inferior D.2



18. Percentiles del rodamiento de los cantos

Mantos de derrubios inferior D.2

VI. INDICES DE RODAMIENTO DE LOS CANTOS EN EL MANTO DE DERRUBIOS INFERIOR (D.2) -DEMANDA-

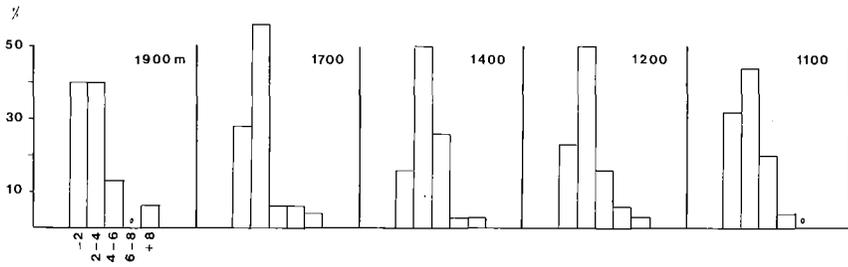
	1.900 m.	1.700 m.	1.400 m.	1.200 m.	1.100 m.
Media	127.81	161.82	165.8	177	198.26
Desviación	119.93	139.72	128.38	183.9	192.02
Coef. variación	93.83	86.34	77.43	103.92	96.85
Varianza	14.383.7	19.521.6	16.481.8	33.837.7	36.874.5
Moda	0/50	0/50	100/150	50/100	50/100
Mediana	72	133	118.5	92	160
Percentiles					
10%	18	10	41	28	14.5
25%	40	10	76	53.5	29
75%	218	266	280.6	285	292.5
90%	256.5	341.5	353	457	457

d) *La dispersión del rodamiento y aplanamiento de los cantos aumenta ladera abajo.* En las muestras obtenidas se comprueba que las medidas de dispersión calculadas para el desgaste y el aplanamiento de los cantos aumentan hacia la base de la ladera. Así sucede tanto con la desviación estándar como con el coeficiente de variación; en este caso es bien ilustrativo el hecho de que aunque disminuya el tamaño de los cantos, aumente la desviación, prueba inequívoca de que hay una notable dispersión de los valores respecto a los datos medios.

Este incremento de la dispersión se halla en relación con la diversidad litológica y con la gama de procesos que intervienen en el transporte de clastos. En el primer caso, el comportamiento de las diferentes litologías (cuarcitas y pizarras, a veces areniscas) frente al desplazamiento hace que unos cantos no reaccionen frente a los mecanismos de transporte y otros por el contrario tiendan a rebajar pronto sus aristas. El segundo caso se refiere a que hacia abajo el depósito está formado cada vez más por una mezcla de clastos transportados por diversos sistemas, lo que da una amplia gama de resultados en el desgaste y aplanamiento. A ello debe añadir el hecho de que a media ladera pueden aparecer microescarpes que alimentan de cantos al derrubio, lo que significa la incorporación de partículas frescas, no alteradas en su forma por ningún proceso de transporte.

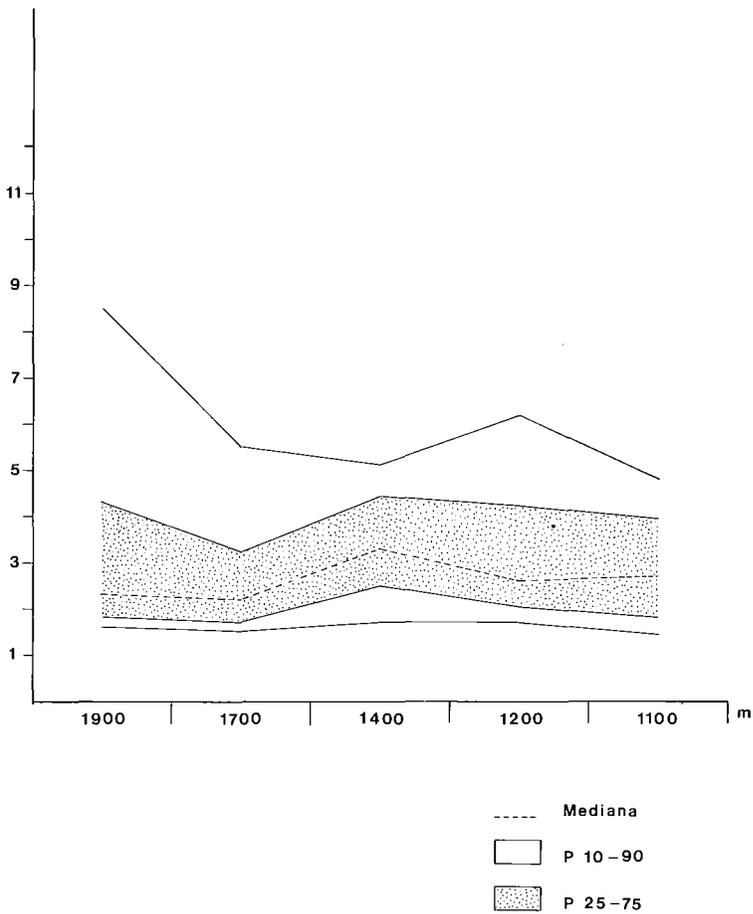
En definitiva, nos hallamos ante un depósito de ladera, muy general en el conjunto de la Sierra de la Demanda, que no responde al modelo típico de los taludes de derrubios, por ausencia de escarpes verticales de suficiente entidad; por todo, la persistencia de períodos fríos prolongados en la mayor parte del macizo ha dado lugar a una segregación mecánica del roquedo y a un tapizado de clastos con escasa matriz fina. La escasa importancia de la meteorización bioquímica es otro de los caracteres dominantes. Ahora bien, hemos señalado que pueden distinguirse dentro del manto de derrubios dos niveles con algunas diferencias de matiz. A partir de los datos disponibles, la distinción entre uno y otro se apoya en los siguientes puntos:

JOSE ARNAEZ VADILLO



19. Histogramas del aplanamiento de los cantos

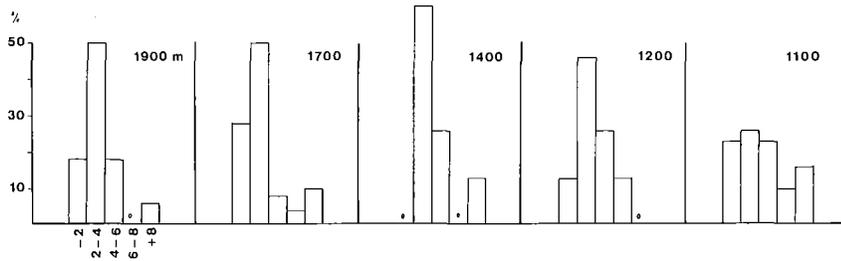
Manto de derrubios superior D.1



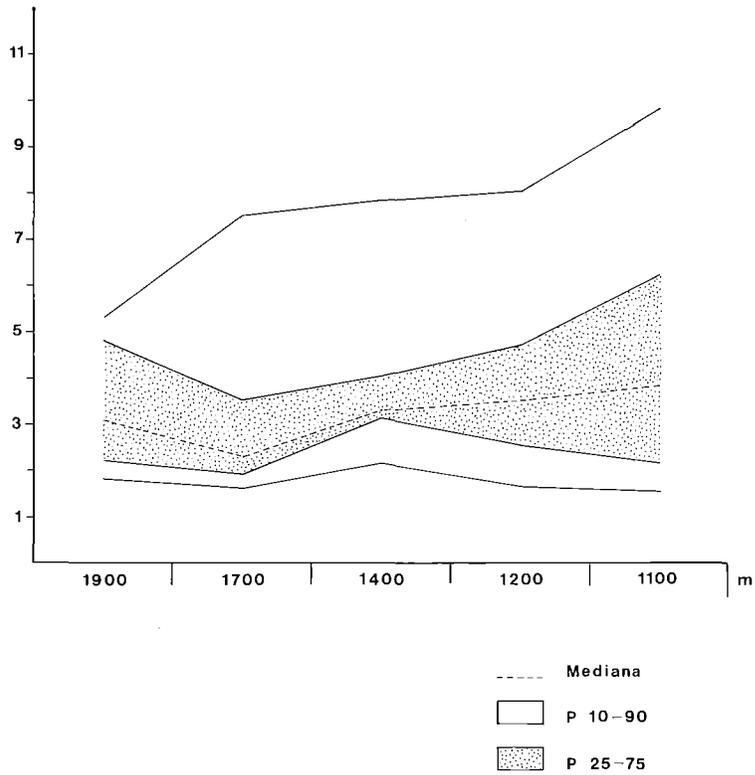
20. Percentiles del aplanamiento de los cantos

Manto de derrubios superior D.1

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



21. Histogramas del aplanamiento de los cantos
Manto de derrubios inferior D.2



22. Percentiles del aplanamiento de los cantos
Manto de derrubios inferior D.2

VII. INDICES DE APLANAMIENTO DEL MANTO DE DERRUBIOS SUPERIOR (D.1)
-DEMANDA-

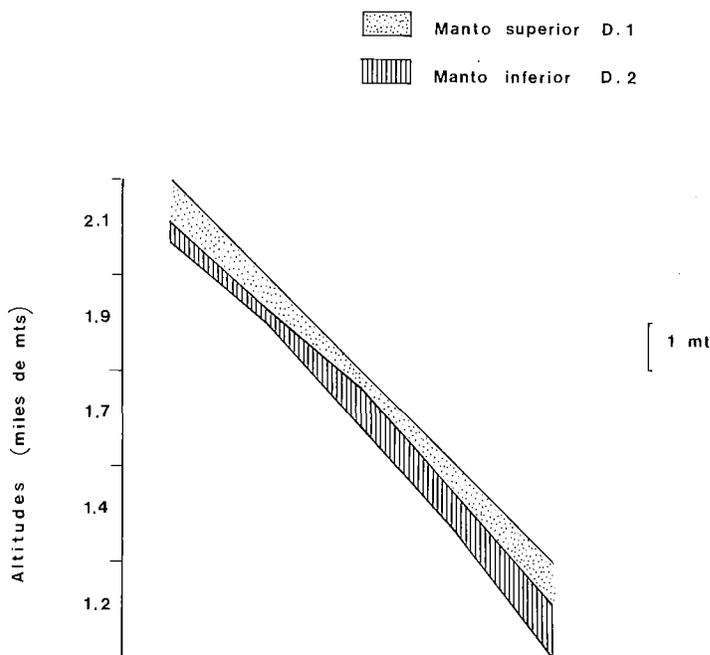
	1.900 m.	1.700 m.	1.400 m.	1.200 m.	1.100 m.
Media	3.27	3	3.29	3.49	3.03
Desviación	2.50	1.98	3.01	1.99	1.26
Coef. Variación	76.45	66	91	57.02	41.58
Varianza	6.28	3.92	9.11	3.97	1.59
Moda	2/4	2/4	2/4	2/4	2/4
Mediana	2.3	2.2	3.3	2.66	2.7
Percentiles					
10%	1.63	1.52	1.76	1.75	1.41
25%	1.82	1.7	2.55	2	1.87
75%	4.37	3.26	4.4	4.25	3.81
90%	8.52	5.5	5.16	6.22	4.8

VIII. INDICE DE APLANAMIENTO DEL MANTO DE DERRUBIOS INFERIOR (D.2)
-DEMANDA-

	1.900 m.	1.700 m.	1.400 m.	1.200 m.	1.100 m.
Media	3.63	2.99	4.22	3.61	4.77
Desviación	1.95	2.70	2.3	1.5	3.19
Coef. Variación	53.71	90.30	54.50	41.50	66.84
Varianza	3.81	7.32	5.3	2.5	10.23
Moda	2/4	2/4	2/4	2/4	2/4
Mediana	3.16	2.37	3.23	3.5	3.73
Percentiles					
10%	1.89	1.62	2.1	1.6	1.58
25%	2.12	1.93	3.16	2.5	2.12
75%	4.87	3.5	4	4.75	6.25
90%	5.35	7.5	7.75	8	9.75

- El nivel inferior se engrosa progresivamente ladera abajo, mostrando una forma y estructura más parecida a las de un típico talud de derrubios; el superior es más potente en la parte alta de la ladera y posteriormente se adelgaza algo, aunque lo normal es que vuelva a engrosar hacia la base de la ladera. Esta disposición nos obliga a pensar, en cierto modo, que durante la formación del nivel inferior la disponibilidad hídrica era mayor, con transporte relativamente fácil de los clastos ladera abajo, bien de forma masiva o individual (arroyamiento

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



23. Espesores del manto de derrubios a distintas altitudes

superficial). En el momento en que se formaba el nivel superior, los cantos no han sido tan fácilmente evacuados, lo que permite deducir una vez más el casi nulo papel desempeñado por la simple gravedad como mecanismo de transporte y, por otra parte, nos fuerza a pensar en una menor disponibilidad de agua como medio de desplazamiento.

– En el nivel inferior el aplanamiento y el rodamiento aumentan más rápidamente ladera abajo que en el nivel superior. Esta diferencia, aparentemente de matiz, da idea de que en el transporte de partículas intervinieron más procesos durante la formación del depósito inferior; esa mayor diversidad y, seguramente también mayor actividad geomorfológica por la presencia de agua, garantiza el que los cantos sufran un desgaste parcial.

En conclusión, creemos que los datos disponibles permiten afirmar que el nivel inferior del manto de derrubios se formó en condiciones de frío húmedo; en ese momento la actividad crioclástica se hallaba en pleno auge y a la vez se aseguraba una evacuación relativamente fácil de los cantos hacia la base de la vertiente. Los mecanismos de transporte eran variados, con predominio de pequeños movimientos en masa (hay pruebas de geliflujión en el contacto con el nivel superior, como ya se ha señalado) acompañados de cierto arroyamiento superficial, especialmente difuso pero quizás también concentrado, sobre todo en periodos de rápida fusión nival y más aún si había placas de hielo en el interior del depósito. Posteriormente se dio un cambio climático en el que el frío siguió siendo un parámetro dominante, pero se vio acompañado de un descenso de las precipitaciones; la disgregación mecánica era un proceso funcional, pero el transporte hacia la base de la ladera encontraba mayores dificultades que antes. Por eso la potencia del depósito es más irregular y a la vez es menor el desgaste de las partículas.

En una aproximación cronológica al problema creemos que estos dos niveles son adscribibles respectivamente al último máximo glacial y al postglacial (Dryas o Tardiglacial, con todas sus secuelas posteriores). Las características climáticas de ambos períodos coinciden en esquema con las señaladas para explicar cada uno de los niveles descritos. En ningún caso el depósito inferior, el más antiguo, puede ser posterior al máximo glacial, pues las paredes de los circos carecen de un depósito de características semejantes; por lo tanto hay que pensar que el primer manto de derrubios se estaba formando a la vez que los circos se hallaban cubiertos por el hielo. Por otra parte, esa contemporaneidad entre glacial y periglacial en un espacio reducido y en cortas distancias no deja de ser lógica si se tiene en cuenta que los circos glaciares se desarrollaron en muy especiales condiciones topográficas y de exposición (GARCIA RUIZ, 1979); en situaciones menos favorables para la acumulación persistente de nieve y hielo la actividad periglacial tenía que ser dominante, con meteorización mecánica de las rocas, formación de taludes y desplazamiento de materiales ladera abajo por los procedimientos ya aludidos más arriba. Tras el máximo glacial, el enfriamiento del Tardiglacial, acompañado de un menor volumen de precipitaciones, reactivó el periglacialismo, originándose así un segundo depósito de clastos, que fosiliza al más antiguo y del que le separan algunas pequeñas diferencias. Este nivel superior debe ser adscrito a ese período de frío seco, pues posteriormente las condiciones climáticas generales y las particulares de la Demanda dieron lugar a una colonización por parte de la vegetación, lo que contribuyó a estabilizar el manto de derrubios; sólo en las partes altas de las laderas y al pie de cantiles han seguido actuando los procesos de formación de canchales, pero ya de forma muy limitada, tanto en el tiempo como en el espacio.

4.3. El factor climático y la nieve

La Rioja se encuentra sometida a un doble gradiente término y pluviométrico. Las temperaturas medias mensuales y anuales disminuyen de norte a sur y de este a oeste en relación con la progresiva elevación del relieve y con el alejamiento del Mediterráneo (sus efectos se dejan notar débilmente a partir del meridiano de Logroño). La precipitación anual disminuye de oeste a este y de sur a norte a consecuencia de la altitud y de la mayor o menor proximidad con respecto al Atlántico. En función de estas coordenadas la Sierra de la Demanda, situada en el sector suroccidental de La Rioja, constituye no sólo una de las áreas más frescas de toda la región, sino también la más húmeda, por encontrarse abierta a la entrada de frentes oceánicos y por su desarrollo altitudinal.

En este apartado nos interesa poner de relieve algunos aspectos climáticos que tienen influencia geomorfológica y en la dinámica hidromorfológica de vertientes; por eso tratamos de aportar información sobre las características de las temperaturas, la distribución y volumen de las precipitaciones, la extensión estacional del manto nival y las condiciones de su fusión.

Para llevar a cabo nuestros fines hemos utilizado, a falta de otros datos, las estadísticas de la estación termopluviométrica de Valvanera, localizada a 1.010 m. en el sector nororiental de la Sierra, en el valle del mismo nombre. Somos conscientes de las dificultades que puede suponer trabajar con tan escaso material, y mucho más en montaña donde existen grandes variaciones térmicas y pluviométricas por razones exclusivamente locales (topografía, orientaciones...). Creemos, no obstante, que con otras estaciones próximas podremos dar una idea de las características climáticas más destacadas de la Sierra de la Demanda, lo que seguramente será suficiente para nuestros objetivos.

La ausencia también de puntos de medición por encima de Valvanera nos obliga también a realizar las correspondientes conversiones que permitan trabajar con los datos de dos hipotéti-

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

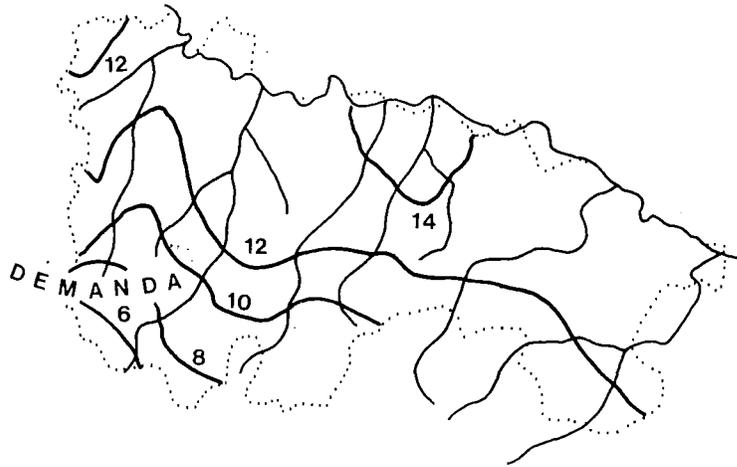
cas estaciones a 1.500 y 2.000 m. Para ello se ha manejado información de ocho estaciones riojanas ubicadas a distinta altitud sobre el nivel del mar (Haro, Santo Domingo de la Calzada, Valvanera, Logroño, Lumbreras, Calahorra, Neila y Ortigosa) y se han calculado distintos índices estadísticos que nos ayudan a conocer y cuantificar la conexión existente entre temperaturas medias, precipitación y altitud. Un análisis de regresión muestra que efectivamente existe una relación lineal entre temperatura y altitud estimada en nuestra región en -0.58°C por cada 100 m. El coeficiente de correlación queda fijado en -0.95 , lo que garantiza –al menos hasta cierta altitud– la fiabilidad de los datos. Este cálculo, realizado sobre las temperaturas medias anuales, es de esperar que sufra modificaciones si se realiza mensualmente. Los ajustes obtenidos por rectas de regresión con las temperaturas medias mensuales, y utilizados en la tabla X, son los siguientes:

Enero	$t = 7.43 - 0.0052h$	$r = -0.99$
Febrero	$t = 8.70 - 0.0054h$	$r = -0.97$
Marzo	$t = 11.58 - 0.0057h$	$r = -0.94$
Abril	$t = 12.9 - 0.0058h$	$r = -0.82$
Mayo	$t = 17.1 - 0.0061h$	$r = -0.91$
Junio	$t = 20.7 - 0.0059h$	$r = -0.91$
Julio	$t = 24.08 - 0.0069h$	$r = -0.92$
Agosto	$t = 23.72 - 0.0061h$	$r = -0.94$
Septiem.	$t = 20.5 - 0.0052h$	$r = -0.92$
Octubre	$t = 16.6 - 0.0069h$	$r = -0.93$
Noviembre	$t = 10.6 - 0.0051h$	$r = -0.96$
Diciembre	$t = 7.7 - 0.0042h$	$r = -0.87$

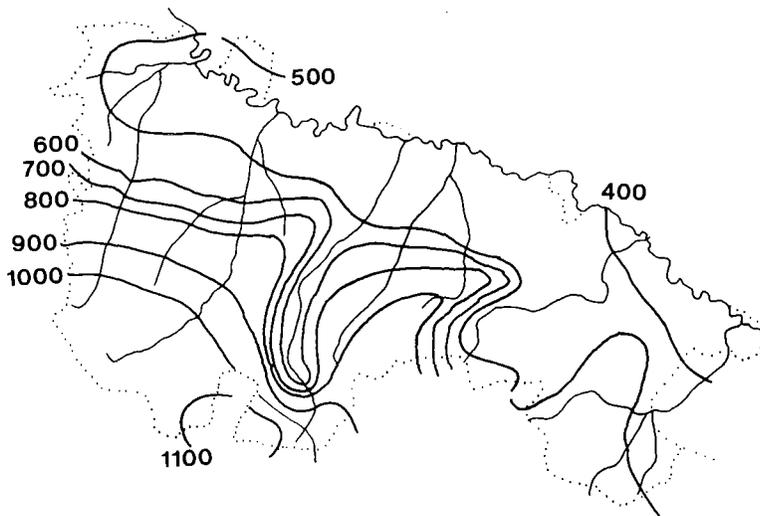
IX. ATRIBUTOS BASICOS DE LAS ESTACIONES METEOROLOGICAS UTILIZADAS

Estación	Localización	Altitud	Latitud	Longitud	Años registro
Valvanera	S. Demanda	1.010	$42^{\circ}13'50''$	$0^{\circ}49'00''$	T:16 P:18
Haro	D. Ebro	480	$42^{\circ}34'30''$	$0^{\circ}50'30''$	T:37 P:49
S. Domingo	D. Ebro	640	$42^{\circ}26'20''$	$0^{\circ}44'00''$	T:14 P:17
Neila	S. Neila	1.175	$42^{\circ}03'40''$	$0^{\circ}41'30''$	T:6 P:7
Lumbreras	S. Cebollera	1.175	$42^{\circ}06'20''$	$1^{\circ}04'00''$	T:10 P:27
Ortigosa	S. Cameros	1.072	$42^{\circ}10'40''$	$0^{\circ}59'00''$	

En cuanto a las precipitaciones el cálculo del análisis de regresión nos ha servido para elaborar la tabla XI. Los incrementos de la precipitación por cada 100 m. vendrían a ser los siguientes: enero, 6.1 mm.; febrero, 9.2 mm.; marzo, 6.0 mm.; abril, 7.0 mm.; mayo, 2.8 mm.; junio, 5.9 mm.; julio, 2.0 mm.; agosto, 0.3 mm.; septiembre, 0.9 mm.; octubre, 5.9 mm.; noviembre, 7.3 mm.; diciembre, 8.6 mm.



24. Isotermas medias anuales en La Rioja



MOPU, 1986

25. Precipitación media anual en mm. en La Rioja

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

X. TEMPERATURAS MEDIAS MENSUALES EN DIVERSAS ESTACIONES RIOJANAS

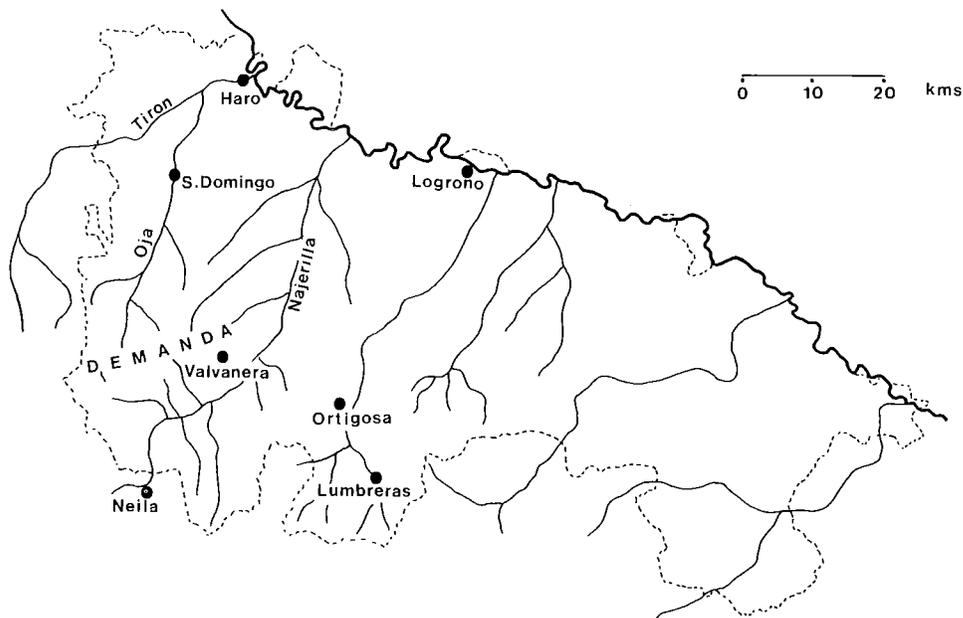
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Enero	2.4°	-0.4	-3.0	5.1	3.7	5.5	5.5	1.2	1.2	2.2
Febrero	3.2	0.5	-2.2	6.1	4.5	6.9	6.9	1.8	2.9	3.4
Marzo	6.5	2.8	0.1	9.1	8.6	9.6	8.6	4.2	5.2	4.8
Abril	7.7	4.2	1.3	11.4	9.5	11.3	11.2	6.7	7.1	5.3
Mayo	11.8	7.9	4.9	14.3	13.5	15.1	14.8	9.9	10.9	9
Junio	15.1	11.8	8.8	18.1	16.5	18.7	18.8	14.5	14.4	12.7
Julio	17.9	13.6	10.2	20.6	18.6	21.7	22.4	16.4	16.7	15.2
Agosto	18.3	14.5	11.5	20.6	19.3	21.5	22.1	16.8	17.1	16.1
Septiembre	16.1	12.7	10.1	18.4	16.7	18.8	18.8	15.2	14.5	13.8
Octubre	10.6	6.1	2.7	13.3	11.9	13.9	14.4	6.9	9.8	9.1
Noviembre	5.6	2.9	0.3	8.5	7.3	8.7	8.7	3.9	5.5	5.2
Diciembre	3.3	1.4	-0.6	5.9	5.6	8.7	5.8	1.8	4.4	2.7
	9.9	6.5	3.6	12.6	11.3	13.3	13.4	8.3	9.1	8.3

1. Sierra de la Demanda (Valvanera); 2. Sierra de la Demanda (1.500 m.); 3. Sierra de la Demanda (2.000 m.); 4. Haro; 5. Sto. Domingo; 6. Logroño; 7. Calahorra; 8. Neila; 9. Lumbreras; 10. Ortigosa

XI. PRECIPITACIONES MENSUALES (mm.) EN DIVERSAS ESTACIONES RIOJANAS

	1	2	3	4	5	6	7	8
Enero	70	98.9	129.9	142.3	39	41	40	60.6
Febrero	79	122.0	168.2	186.7	33	35	32	61.2
Marzo	69	97.1	127.5	139.7	39	39	38	65.3
Abril	87	115.1	150.1	164.1	46	51	49	75.6
Mayo	74	88.6	103	108.7	58	66	73	68.0
Junio	81	108.2	133.7	143.9	51	72	69	70.7
Julio	39	49.1	59.6	66.8	28	31	45	39.7
Agosto	25	27.5	29.1	29.8	22	28	33	52.9
Septiembre	53	58.4	63.3	65.2	47	51	44	36.1
Octubre	80	110.3	140.2	152.2	47	62	48	49.7
Noviembre	84	120	157	171.8	45	56	46	54.3
Diciembre	93	133.9	177.2	194.5	49	55	48	66.7

1. Sierra de la Demanda (Valvanera); 2. Sierra de la Demanda (1.500 m.); 3. Sierra de la Demanda (2.000 m.); 4. Sierra de la Demanda (2.200 m.); 5. Haro; 6. Sto. Domingo; 7. Lumbreras; 8. Ortigosa.



26. Localización de las estaciones seleccionadas

4.3.1. Las temperaturas y las precipitaciones

Desde un punto de vista térmico la Sierra de la Demanda, dada su altitud, presenta un marcado descenso de temperaturas con respecto al valle del Ebro. Sin embargo, dentro del conjunto montano riojano, muestra una ligera dulcificación en relación con las sierras centrales como consecuencia de la suavización que ejercen las influencias atlánticas. La realidad es que se trata de un conjunto montañoso ampliamente abierto hacia el norte y noroeste, pues se levanta bruscamente al sur de la Depresión sin que las montañas de la llamada «Depresión Vasca», más bajas, puedan ejercer una labor de bloqueo de la circulación ciclónica. Esa apertura es la que permite la fácil llegada de masas de aire de procedencia atlántica notablemente húmedas y con gran inercia estacional.

Valvanera registra una temperatura media anual de 9.9° C que pasan a ser de 6.5° C a 1.500 m. de altitud y 3.6° C en las zonas de cumbres. Esta media es ligeramente más baja en Lumbreras, donde se alcanzan los 9.1° C, en Ortigosa y en Neila; estaciones que muestran un carácter más continentalizado. Efectivamente, aplicado el índice de continentalidad de JOHANSSON(*) por SOBRON (1984) a la estación de Valvanera y Lumbreras, los resultados obtenidos fueron de 21.71, en el primer caso, y de 24.69, en el segundo. Ambos muestran, pues, unos valores de continentalidad moderados, aunque el índice de Valvanera es algo más bajo debido a la ya reseñada influencia atlántica. De cualquier modo, este último queda muy por

$$* I_k = \frac{1.6 (t_c - t_f) - 14}{\text{sen.}}$$

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

encima de los netamente oceánicos, que FONT TULLOT (1983) sitúa en la Península por debajo del índice 10 (franja cantábrica).

Afectada por las borrascas atlánticas y por el factor altitudinal, la Demanda se presenta como la zona más húmeda de la región. Según el factor pluviométrico de LANG(**) alcanza un índice de 84.24 frente a la mayor influencia mediterránea que afecta al sector montano oriental (Lumbreras, índice 62.08) y frente a la menor altitud del fondo de la Depresión (Sto. Domingo, índice 59; Haro, índice, 40).

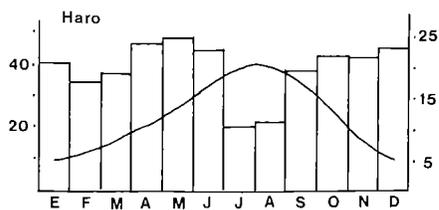
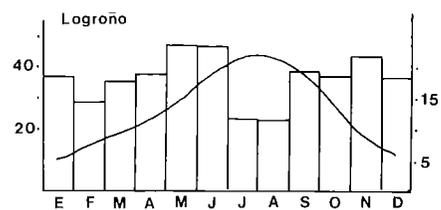
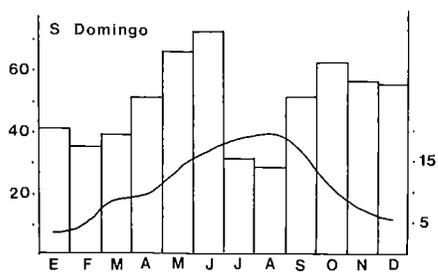
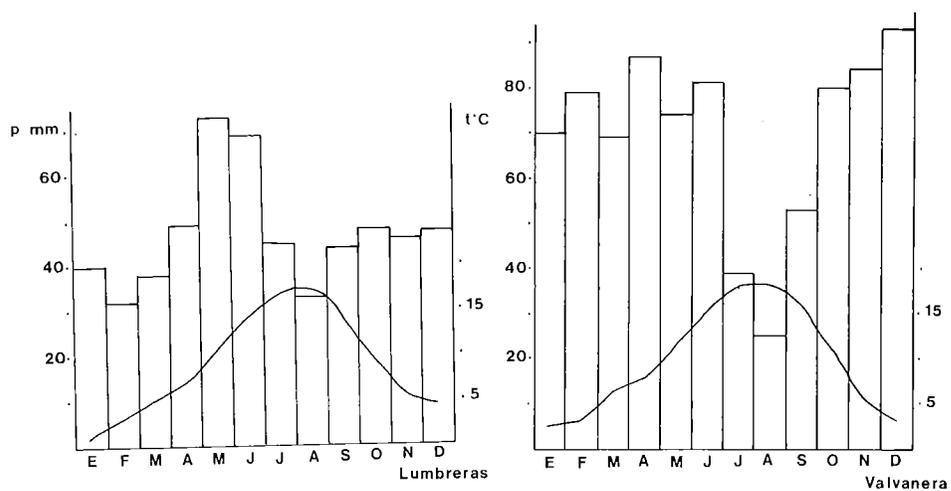
Valvanera recibe anualmente una media del orden de 834 mm. y, si atendemos a los lógicos incrementos de la lluvia con la altitud, podemos esperar cifras superiores a los 1.000 mm. anuales a partir de los 1.500 m. y aún más elevadas en las cimas. Utilizando los observatorios de Haro, Sto. Domingo y Valvanera, hemos calculado con cierta aproximación el aumento medio anual de las precipitaciones por cada 100 mts. Para La Rioja Alta este incremento queda fijado a partir de análisis de regresión en un valor medio de 63 mm. Aplicándolo obtenemos los siguientes resultados que creemos deben alejarse poco de la realidad:

ESTACION	ALTITUD (m.)	PRECIP. ANUAL (mm.)
Haro	480	504
Sto. Domingo	640	587
Demanda (Valvanera)	1.010	834
Demanda	1.500	1.139
Demanda	2.000	1.455
Demanda	2.200	1.581

En los últimos años son numerosos los trabajos en diversas regiones que tratan de descubrir las relaciones entre clima, formas de modelado, procesos y sistemas morfogenéticos (RODRIGUEZ VIDAL, 1979, 1982; CUADRAT y PELLICER, 1983). En nuestro estudio es de gran interés conocer el papel que ejercen las temperaturas y precipitaciones en la activación de ciertos procesos en laderas. En este sentido, el otoño, invierno y la primavera son las estaciones más propicias para cierto tipo de fenómenos ligados a la acción del hielo-deshielo, a las escorrentías superficiales y a la fusión de la nieve. Si dejamos de lado esta última, que tendrá un tratamiento especial más adelante, a la anterior afirmación hemos llegado a partir del estudio del período de heladas (temperaturas media de las mínimas absolutas) y de la intensidad media de las precipitaciones. De todos modos, no debemos olvidar que estas líneas son una simple aproximación al problema.

$$** Pf = \frac{P}{T}$$

JOSE ARNAEZ VADILLO



27. Ombrotermogramas de la Demanda y estaciones próximas

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

El otoño y comienzos de la primavera son las estaciones más apropiadas para la actuación del hielo. En noviembre con una temperatura media de las mínimas absolutas de -3.2° , la falta de cobertera nival (la isoterma de los 0° se ubica por encima de los 2.000 mts.) favorece la proliferación de ciertos procesos vinculados a la intervención más o menos esporádica del hielo. Lo mismo ocurre en primavera, especialmente en abril e incluso en mayo. En estos meses las bajas temperaturas junto con importantes cantidades de humedad procedentes de la fusión y la existencia de amplios rodales faltos de nieve son los elementos imprescindibles para incentivar los procesos crionivales.

TEMPERATURA MEDIA DE LAS MINIMAS ABSOLUTAS Valvanera (1.010 mts.)

Noviembre	-3.2°
Diciembre	-5.5°
Enero	-7.9°
Febrero	-6.2°
Marzo	-3.3°
Abril	-1.5°

Durante el invierno el límite de las nieves (isoterma 0°) se sitúa a distinta altitud. En diciembre lo encontramos a 1.800 m., en enero desciende a 1.500 m. y en febrero, con la dulcificación de las temperaturas, vuelve a ascender a 1.800 m. Esto indica una mayor y más eficaz protección del suelo por encima de las cotas señaladas. Son de esperar, en consecuencia, procesos crionivales en la franja comprendida entre 1.000 y 1.500 ó 1.700 m. según el mes en que nos situemos. Por el contrario, en pleno invierno –por encima de los 1.600 m.– sólo los escarpes libres de nieve en las paredes de los circos o los correspondientes a fallas se ven afectados por procesos de hielo-deshielo, pues carecen de protección y la abundante humedad y el descenso de las temperaturas lo favorecen; las zonas cubiertas de nieve se hallan bien protegidas y los efectos de las bajas temperaturas carecen de significación. La misma línea de cumbres e incluso el pico del San Lorenzo (2.263 m.) se hallan recubiertos por una placa de hielo en un ambiente extremadamente crudo y venteado. Su funcionalidad es, sin embargo, mucho más evidente en primavera, cuando existen todavía algunas manchas de nieve que aportan abundante humedad a los derrubios y a las fisuras de las rocas y cuando se producen rápidos y frecuentes descensos nocturnos de temperatura por debajo de 0° .

El invierno es también la estación del año con una mayor intensidad media pluviométrica que supera la media anual (9.57 mm. en 24 horas) y que coincide con los períodos de máximas precipitaciones (29% sobre el total anual). Antes estas circunstancias es de esperar una rápida activación de los procesos ligados a las escorrentías superficiales. Sin embargo la nieve y el espeso manto de derrubios que cubren la Sierra juegan un papel destacado en el freno a la erosión. El manto nival impide el impacto de las gotas de lluvia, sobre todo por encima de los 1.700 m. Con el manto de derrubios, las posibilidades de saturación del suelo son escasas; actúa como auténtica esponja admitiendo importantes cantidades de agua que circulan por canales subcorticales. Sólo son de esperar áreas saturadas en las proximidades de los cauces por confluencia de los distintos macroporos del suelo. Es aquí, y esto quedará mejor definido en los siguientes capítulos, donde pueden localizarse importantes procesos erosivos. De cualquier modo, durante el invierno y principios de primavera son los períodos de mayor humedad en el suelo (la evapotranspiración es reducida, se reciben las

máximas precipitaciones anuales y la nieve funde) y, es por lo tanto, la estación más proclive, sobre todo, a ciertos movimientos en masa.

Si bien el verano es una estación totalmente inactiva en cuanto a procesos ligados a las temperaturas, no podemos decir lo mismo de las precipitaciones. Julio es un mes apropiado para lluvias intensas. A pesar de la escasez de precipitaciones (39 mm.), éstas se distribuyen en escasos días (4), causadas normalmente por células convectivas fruto de las altas temperaturas y fuerte evaporación estival. De todas formas, estas precipitaciones no son excesivamente activas desde el punto de vista de la erosión hídrica por dos factores:

1. La existencia de un tupido manto de matorral, en cumbres y solana, y de bosques caducifolios, en laderas de umbría, que interceptan gran parte de la lluvia y frenan la energía cinética de la gota.

2. El papel que ejerce el manto de derrubios antes mencionado y que, además, en este período carece de agua por la fuerte evapotranspiración (110 mm.), muy superior a la precipitación (39 mm.). En estas condiciones es de esperar que todo el agua se infiltre y que, en consecuencia, no se genere ningún tipo de flujo o escorrentía laminar.

INTENSIDAD MEDIA DE LAS PRECIPITACIONES(*)

Enero	11.6 mm-24 h.
Febrero	15.8
Marzo	8.6
Abril	8.7
Mayo	8.2
Junio	9
Julio	9.7
Agosto	6.2
Septiembre	7.5
Octubre	8.8
Noviembre	7.6
Diciembre	13.2

(*) La ecuación para la obtención de la intensidad media de las precipitaciones ha sido aplicada exclusivamente a los días con precipitación líquida, excluyendo, por lo tanto, la niviosidad que, aun siendo importante en invierno tiene una menor intervención en procesos erosivos instantáneos (impacto gotas y escorrentía laminar).

4.3.2. *El manto nival*

Al encontrarnos en una área de montaña abierta a las influencias de los frentes, la Demanda recibe un importante volumen de precipitaciones en forma sólida centrado, fundamentalmente, en los meses invernales. Esta nieve tiene una gran relevancia en el funcionamiento hidromorfológico de la Sierra dada la propia evolución de la misma a lo largo del invierno-primavera. Aunque somos conscientes de las dificultades, en este apartado nos proponemos llegar a conocer las características de las precipitaciones en forma de nieve, su número y, a ser posible, su distribución y volumen.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

4.3.2.1. *Los días de nieve*

Las precipitaciones sólidas están presentes en la Sierra de la Demanda desde octubre hasta mayo. Según CALVO PALACIOS (1977) la distribución de los días de nieve es como sigue:

	O	N	D	E	F	M	A	My	Tot.
Ezcaray	0.4	0.3	2.3	6.0	7.0	2.7	1.4	–	20.1
Valvanera	0.2	1.2	3.9	5.5	6.1	2.8	2.4	0.3	22.4
Canales	0.4	1.0	4.0	7.0	5.5	3.3	2.7	0.7	24.5

Partiendo de estos datos se puede intuir cierta correspondencia entre la altitud y la frecuencia de días de precipitación sólida. El tratamiento estadístico de los mismos puede ser útil para extrapolar a altitudes más elevadas. Así, considerando el período diciembre-abril (150 días), observamos que a 813 m. (Ezcaray) la nieve hace su aparición en un 13% de los días, un 15% a 1.010 m. (Valvanera) y un 16% a 1.027 m. (Canales de la Sierra). Establecida la correlación ($r = 0.96$) y la recta de regresión ($x = 0.012 y + 2.88$), cabría esperar a 1.500 m. 32 días de nieve y a 2.000 m., en la línea de cumbres, 41 días. Claro está, tal información debe aceptarse con muchísimas reservas y sólo tiene un valor meramente orientativo, dado el escaso número de estaciones utilizadas.

Por otro lado, y esto ya se intuye en las cifras apuntadas, en la Sierra el invierno no llega a excluir completamente a la lluvia. En el observatorio de Valvanera, en los meses antes señalados, la lluvia viene a representar el 63% de los días de precipitación frente al 36% de los de nieve. Aunque esta proporción aumenta, a favor de la nieve, conforme lo hace la altitud, es prácticamente seguro que a 1.500 m. la precipitación líquida siga representando una proporción no inferior a un 40%, porcentaje más elevado que el calculado por GARCIA RUIZ y PUIGDEFABREGAS (1982) en la vertiente meridional del Pirineo, cifrado en un 30%. La causa de esta diferencia habría que buscarla, evidentemente, en las condiciones más continentales de la segunda.

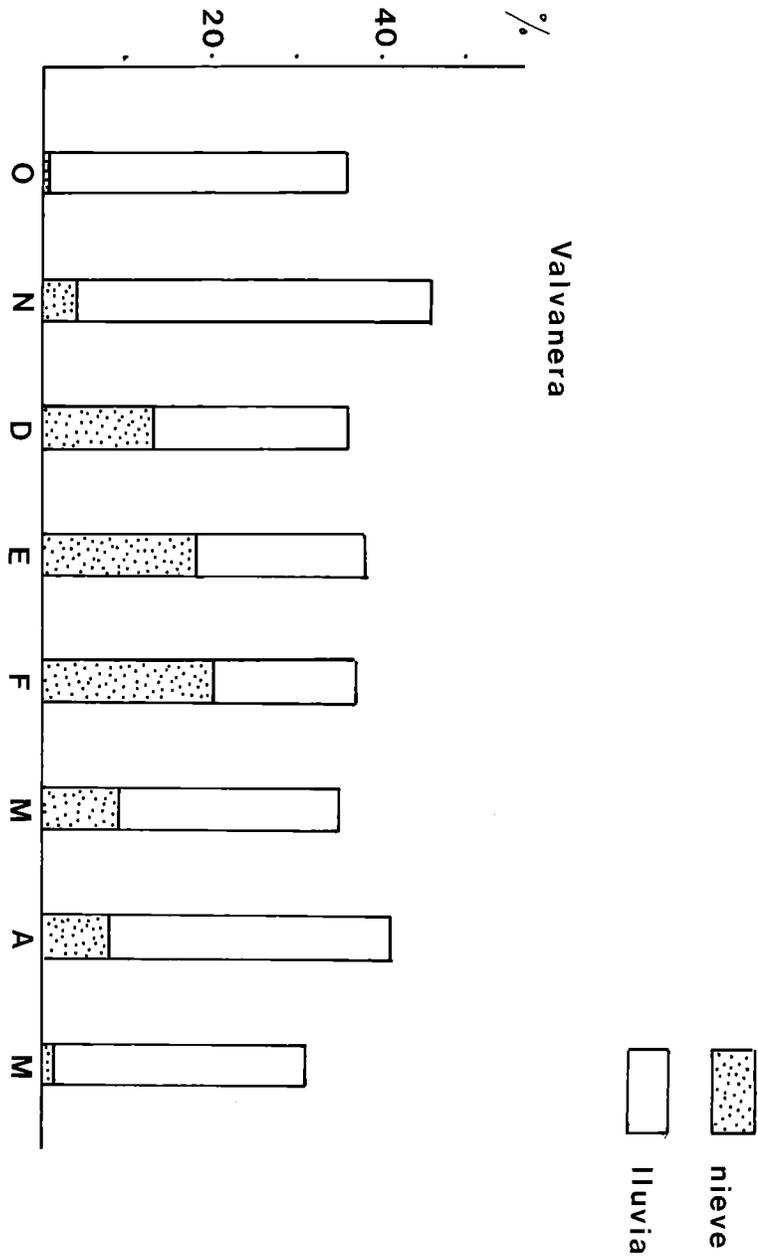
Los días de precipitación sólida también sufren alteraciones a lo largo de los distintos meses. Efectivamente, utilizando, una vez más, el observatorio de Valvanera y confeccionando el gráfico 28 se deduce:

1. El número total de días de precipitación –tanto líquida como sólida– en el período octubre-mayo es muy similar en cada uno de los meses. La proporción oscila entre un 35% y un 40%.

2. El incremento de días de nieve se hace lentamente a partir de octubre. Diciembre, enero y febrero son los meses de mayor cantidad de nieve.

3. Febrero es el único mes del año en el que las precipitaciones sólidas superan ligeramente a los días de lluvia.

4. La lluvia, y esto ha quedado constatado en líneas anteriores, no desaparece a lo largo del invierno dentro de la Sierra.



28. Porcentajes de días de precipitación sólida y líquida en el período Octubre-Mayo

XII. ESTIMACION SOBRE EL NUMERO DE DIAS TOTALES DE PRECIPITACION NIVOSA EN LA SIERRA DE LA DEMANDA EN EL PERIODO DICIEMBRE-ABRIL

	N.º días	% sobre período considerado
a 813 m.	20.1	13.4
a 1.010 m.	22.4	15
a 1.027 m.	24.5	16.3
a 1.500 m.	32	21.4
a 2.000 m.	41	27.69
a 2.200 m.	45	30.1

4.3.2.2. Duración y evolución del manto de nieve

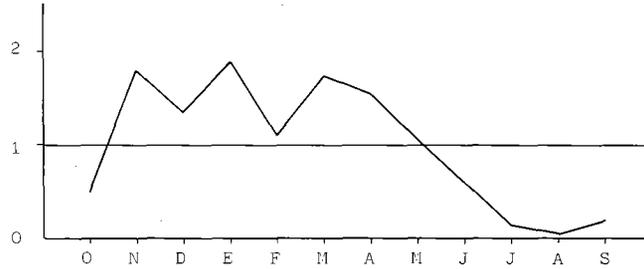
Se señaló en su momento que la isoterma de los 0° en invierno se sitúa en torno a los 1.600 m. de altitud. Puede suponerse, en principio, que las precipitaciones caerán por encima de esa curva de nivel en forma de nieve. Si calculamos el incremento de la precipitación con la altitud, partiendo de estaciones próximas a la Sierra, llegaríamos a la conclusión de que durante el invierno la precipitación a 1.600 m. de altitud alcanza un valor aproximado de 336 mm. que pasan a ser de 464 mm. a los 2.200 m. de altitud. Así, por la posición de la Demanda en el contexto del Sistema Ibérico estamos en condiciones de afirmar que la innivación será aquí más importante que hacia el este y sureste (Cebollera y Urbión), donde las influencias atlánticas llegan ligeramente más amortiguadas y donde no se alcanzan las elevaciones de la Demanda. De todas formas, como ya ha sido indicado en el apartado anterior, parece aceptable pensar que una parte de estas precipitaciones estimadas caerán en forma líquida, acompañando irrupciones oceánicas templadas. Con todo, en enero y febrero es normal encontrar a 1.800 m. espesores de nieve próximos a los 100 cm. A los 2.000 mts. éstos alcanzan los 150 cm. (PEINADO y ALMARZA, 1984). En las líneas de cumbres, por el contrario, el manto nival se ve sustituido por una placa de hielo de unos 15 cms. de espesor, provocado por la acción del viento que se lleva muy lejos la nieve suelta.

Para el estudio de la evolución del manto nival a lo largo del otoño, invierno y primavera nos hemos servido de los regímenes de los ríos Tirón, Oja y Najerilla (gráfico 29). Se han utilizado los datos aportados por las estaciones de aforo de Garganchón (alto Tirón), Azarulla (cabecera del Oja) y Mansilla (alto Najerilla). De la primera se han calculado las medias del período 1960-70; de la segunda del 1965-70; y de la tercera del 1945-59, fecha a partir de la cual entra en funcionamiento el embalse del mismo nombre.

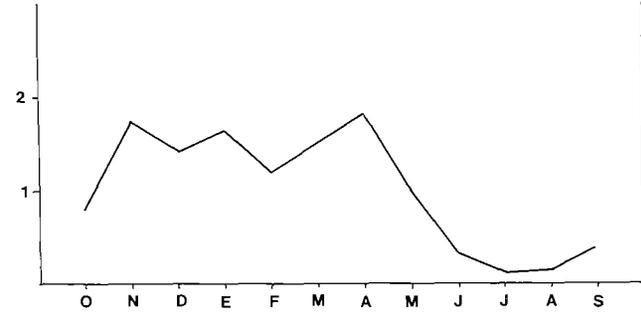
De forma general se observa que, aunque las precipitaciones nivosas empiezan a caer en noviembre, lo cierto es que las primeras nevadas funden casi inmediatamente –salvo finales de otoño especialmente fríos– por la llegada de períodos de tiempo más benignos o por la fusión provocada por precipitaciones líquidas. La consecuencia de este hecho es el aumento de los caudales en la segunda quincena de noviembre en Garganchón (5.73 m³/sg) o en Mansilla (1.50 m³/sg), aunque en esta última de forma más moderada.

JOSE ARNAEZ VADILLO

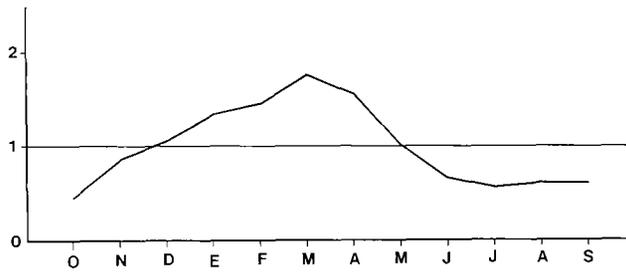
TIRON en Garganchón
módulo 1.85 m³/sg



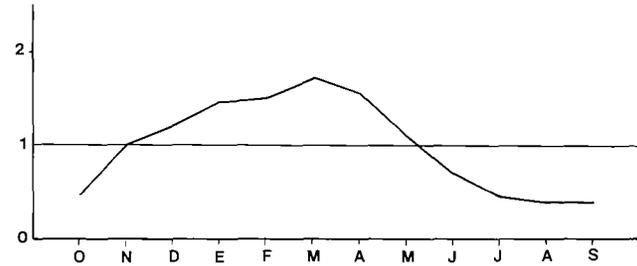
OJA en Azarrulla
módulo : 3.25 m³/sg



NAJERILLA en Mansilla
módulo 5.28 m³/sg



NAJERILLA en Anguiano
módulo 11.07 m³/sg



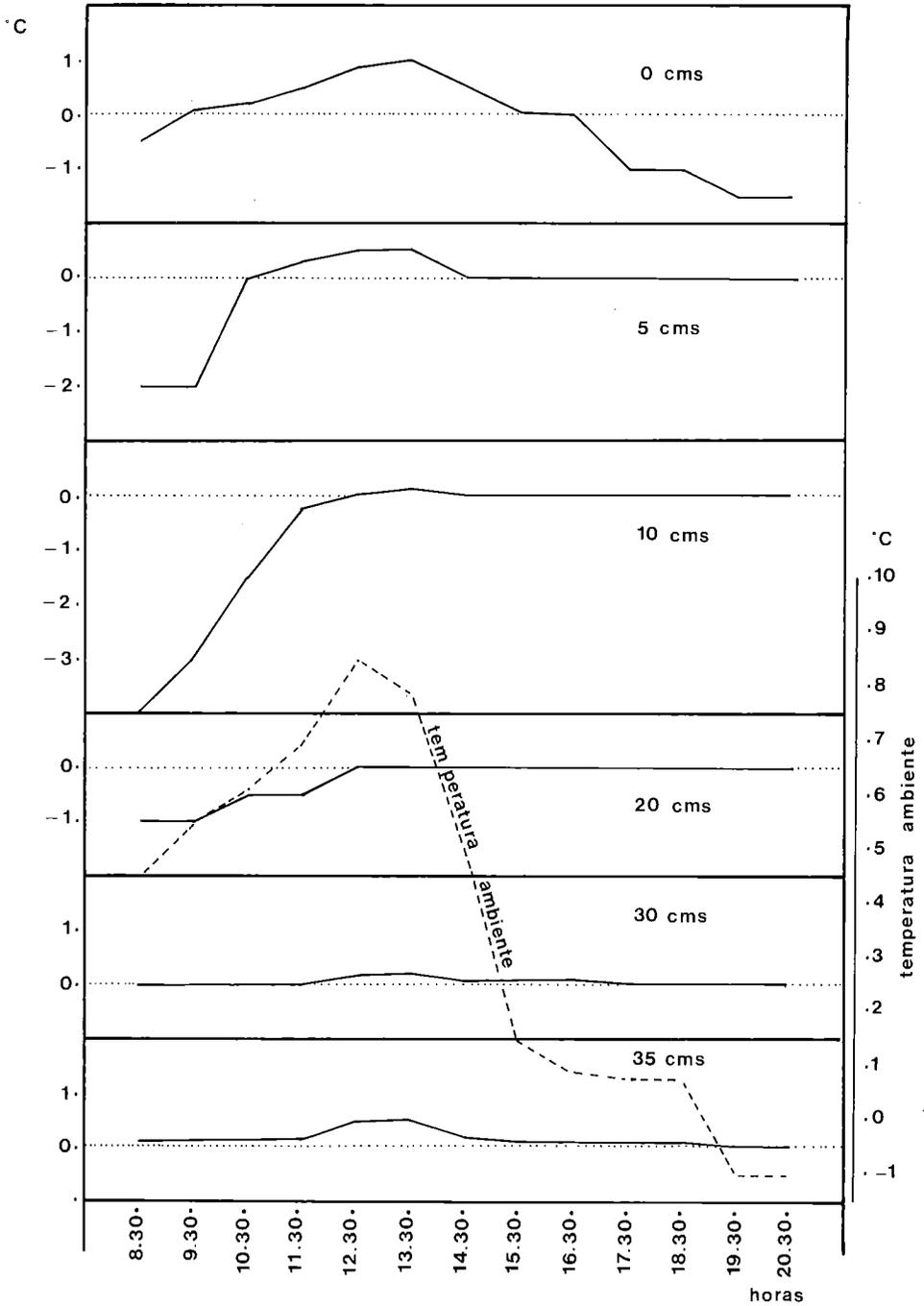
29. Régimen de los ríos demandinos

La nieve comienza a estabilizarse en las laderas de la Demanda a lo largo de diciembre. Así lo demuestra el régimen de los ríos Oja y Tirón, que a partir de la primera quincena de diciembre sufren un acusado descenso de caudales, fruto de la retención de la precipitación en forma de nieve. Diferente aspecto muestra el gráfico del río Najerilla en Mansilla. Durante todo el mes sigue bajando gran cantidad de agua. Este fenómeno no es extraño si pensamos que el alto Najerilla recibe gran parte de sus aportes de las vertientes meridionales de la Demanda. En ellas, protegidas de los vientos helados del N y NW y con una más intensa insolación, la nieve funde de forma continuada a lo largo de todo el invierno, lo que queda reflejado en su régimen.

Los ríos Tirón y Oja también ofrecen una ligera alza de caudales en enero. El incremento evidencia la fusión de la nieve demandina en pleno invierno como consecuencia de frentes oceánicos templados con precipitaciones líquidas o de la elevación de las temperaturas durante el mediodía en una situación anticiclónica.

Las precipitaciones en forma de nieve se prolongan hasta bien entrado el mes de mayo. Sin embargo, la fusión generalizada comienza mucho antes. Síntomas de este proceso se detectan a partir del mes de marzo, momento en el que el río Oja a su paso por Azarrulla y el Tirón por Garganchón experimentan un incremento de caudal. La causa de este fenómeno hay que buscarla en el incremento de las temperaturas que, como indicamos en su momento, ascienden de febrero a marzo una media de 3°. Esta temperatura permite que haya fusión prácticamente a lo largo de todo el día, como quedó comprobado en un estudio de la evolución térmica de una capa de nieve de 35 cms. de espesor, a 1.400 m. de altitud, durante 12 horas. Los resultados no por esperados dejan de tener interés (gráfico 30):

- Las oscilaciones térmicas de la nieve son menores a medida que descendemos en profundidad en el paquete. Ello manifiesta el papel aislante de la nieve situada en la parte superior. A 30 y 35 cms. de la capa la amplitud roza los 0.2° y 0.5° respectivamente. Estas temperaturas, además, son a lo largo del día positivas al depender en menor medida de las variaciones de la atmósfera exterior y recibir el calor procedente del suelo. En estos niveles habrá fusión continua.
- Por el contrario, la capa de nieve en contacto con el aire alcanza fuertes oscilaciones relacionadas con las variaciones térmicas impuestas por la radiación solar. La amplitud de temperaturas en superficie es de 2.5°. La curva térmica de la nieve sigue fielmente los ascensos y descensos de la temperatura ambiental con máxima fusión al mediodía y temperaturas bajo cero a media tarde.
- Como consecuencia de la falta de calor procedente del suelo o de los rayos solares la capa intermedia de nieve alcanza los valores térmicos más bajos, sobre todo durante la noche y el amanecer. Sólo a partir de las 8.30 a.m. comienza a aumentar su temperatura, consiguiendo temperaturas positivas a partir de las 13.30, una hora más tarde que el máximo solar. La amplitud térmica, por lo tanto, en las doce horas contabilizadas es de 4.1°.
- Podemos concluir que las máximas fusiones se alcanzan en los primeros cms. del paquete de nieve y en el contacto nieve-suelo. En el primer caso la nieve comienza a deshelerse tempranamente, a las 9.30 a.m., con una temperatura exterior de 4.5°. La fusión perdurará hasta las 17.30 momento en el que la temperatura ambiente ha descendido por debajo de 0°. La máxima fusión se alcanza a las 12.30 p.m. y 13.30, período en el que la insolación alcanza su máximo. En el segundo caso, la nieve permanece por encima de los 0° durante las 12 horas analizadas. Aunque apenas se superen los 0° (sólo a mediodía se elevan a 0.5°), es temperatura suficiente para mantener una fusión continuada y una aportación considerable de agua al suelo. Es de esperar que durante la noche este nivel alcance temperaturas ligeramente inferiores a 0°. Las capas intermedias (10 y 20 cms.) poseen un período de deshielo más restringido que comienza a las 12.30 p.m., superando apenas marcas positivas.
- Se observa, pues, una gradación de influencias de los horizontes superiores de la nieve a los inferiores y viceversa. A medida que descendemos se va difuminando el papel que ejerce la temperatura exterior. Del mismo modo a medida que ascendemos desde el contacto suelo-nieve se va perdiendo la influencia del primero. Las bandas de 10 y 20 cms. son los límites de ambos factores. A 10 cms., todavía, se puede ver cierta relación del perfil térmico con la temperatura ambiente.



30. Perfiles termicos del manto de nieve a lo largo del día

El período de máxima fusión corresponde a abril cuando los ríos mencionados alcanzan sus aguas altas. En mayo los caudales se han reducido considerablemente y en junio se entra claramente en período de estiaje. De aquí se desprende que la fusión se anticipa mucho con respecto al Pirineo Central, donde los ríos presentan una tendencia nivo-pluvial o nival de transición en la que los meses de mayo y junio proporcionan los máximos caudales. La razón de esta diferencia se encuentra en la menor altitud de la Sierra de la Demanda, pero también en la más fácil penetración de las influencias oceánicas con entradas de tiempo más templado a partir de marzo. Esta razón explica los profundos estiajes de los ríos demandinos: la nieve se agota muy pronto y no se ve compensada por una precipitación estival sostenida.

Esta diferencia en la fusión de la nieve entre la Demanda y el Pirineo se pone también de manifiesto entre la Demanda y Urbión. En esta última Sierra cae seguramente menos nieve pero funde más tardíamente al tener unas características más continentales que le confieren una primavera más fría. Lo cierto es que a finales de mayo y primeros de junio pueden hallarse muchas manchas de nieve, aunque aisladas, en la Sierra de Urbión; en esas fechas la nieve prácticamente ha desaparecido de la Sierra de la Demanda.

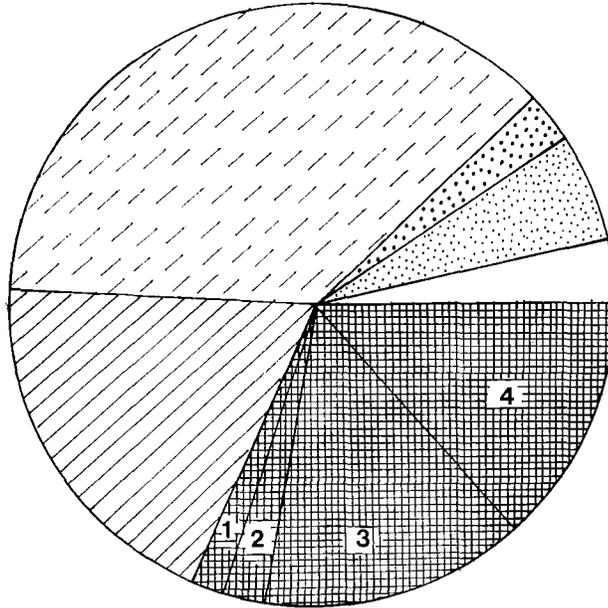
4.4. *La vegetación y usos del suelo*

La vegetación es, como en el caso del clima, un factor que se encuentra en estrecha relación con el desarrollo de procesos y formas de erosión. Entendemos que se trata de una cuestión de vital importancia para explicar muchos de los aspectos dinámicos del área de estudio, y lo cierto es que los distintos niveles de vegetación que distinguimos coinciden en mayor o menor medida con los identificables desde una perspectiva geomorfológica.

La vegetación de la Sierra de la Demanda se encuentra lógicamente condicionada por dos factores: el clima y el relieve. La entrada de los frentes oceánicos y la presencia de abundante humedad en la atmósfera a lo largo de casi todo el año permiten el desarrollo de especies vegetales de claro carácter atlántico. Por otro lado, el efecto de ambos factores origina, a medida que ascendemos en altitud, una gran diversidad de ambientes que podemos estructurar en tres pisos: un nivel inferior ocupado por los campos de cultivos actuales y abandonados (bancales), un nivel intermedio constituido por el bosque y, en su ausencia, el matorral, y, finalmente, un nivel superior o supraforestal.

a) Los terrenos cultivados (3.23% de la Sierra) se centran en los fondos de los valles, a una altitud que oscila entre los 600-1.300 m. Es aquí donde se concentran no sólo los aportes laterales de agua, sino también la fertilidad –en forma de nutrientes– que es transportada desde las laderas próximas. Junto al espacio de uso agrícola actual hay que considerar los numerosos campos abandonados, normalmente situados a una altitud algo superior y, sobre todo, en las laderas más pendientes y alejadas de los núcleos de población, siguiendo un proceso ya puesto de manifiesto por otros autores (por ej., CABERO, 1979; GARCIA-RUIZ, en prensa; GARCIA-RUIZ *et al.*, 1985). Desde 1957 se ha dejado de cultivar el 65% del espacio agrario; en la actualidad los campos abandonados representan un 6% del total de la Sierra, que unido al 3.2% de los campos cultivados vendrían a suponer antes de la fecha mencionada aproximadamente una décima parte del conjunto demandino. Por áreas es el valle del Oja el que posee una mayor superficie de campos abandonados junto al Najerilla.

La altitud media de los campos abandonados se sitúa en 1.121 m., con una mayor concentración en la faja de 1.000-1.300 m.; por encima de 1.400 m. apenas aparecen antiguos



-  Cultivos actuales
 -  Cultivos abandonados
 -  Pastizal
 -  Matorral
 -  Repoblaciones forestales
 -  Bosque
-
- 1 Pinar
 - 2 Encinar
 - 3 Robledal
 - 4 Hayedo

31. Superficie de los distintos usos de suelo y vegetación en la Demanda

campos y no los hubo a más de 1.450. En el extremo opuesto, casi no se encuentran bancales por debajo de los 800 m.

b) El conjunto forestal de la región estudiada ha sufrido intensas modificaciones por la acción del hombre. Muchas laderas han visto desaparecer sus bosques, convirtiéndose en áreas de matorral o en áreas de cultivo aterrazadas. El abandono reciente de la actividad humana en la montaña ha favorecido el reavance del mismo, repoblando y reconquistando zonas de las que fue relegado. Así, no es difícil encontrarnos en la Demanda con hayedos muy jóvenes o robledales que comienzan a penetrar en antiguos campos de cultivo.

En la sierra de la Demanda las masas forestales ocupan el 31.4% de su superficie, lo que supone aproximadamente unas 35.000 ha. Sin embargo, esta superficie se reparte de forma desigual. Robledales y hayedos forman los bosques más extensos y de mayores repercusiones hidromorfológicas.

En nuestro estudio hemos agrupado las dos especies de robledal más representativas del área de estudio (*Quercus pyrenaica* y *Quercus faginea*). La dificultad que ofrece distinguir ambos *Quercus* en la fotografía aérea, unido a la marcada tendencia a hibridarse, justifican esta decisión. En la actualidad cubren una extensión aproximada de 16.000 ha. (el 14% de la Sierra).

Los robledales se extienden desde los 700 a los 1.500 m. Por encima de esta altitud su representatividad es casi nula. Los bosque más complejos aparecen entre 1.100 y 1.400 m., ascendiendo, como es lógico, con más facilidad en las cuencas de orientación meridional. En la Demanda el roble se sitúa en las vertientes más soleadas; prefiere, por lo tanto, exposiciones sur, suroccidentales o surorientales. Por el contrario, rehuye las vertientes abiertas directamente a las borrascas atlánticas (norte y noroeste). De ocupar estas últimas lo hace a una menor altitud para aprovechar su mayor benignidad. Sustituye, pues, al hayedo en los ombroclimas más secos.

El haya (*Fagus sylvatica*) viene a ocupar el 13% de la superficie de la Sierra, lo que supone aproximadamente unas 14.500/15.000 ha. Las cuencas del Tobía (34.2 %), Cárdenas (32.7%), Tirón (22%) y Oja (17.5%), toda ellas en la vertiente norte del bloque demandino, ofrecen los mejores ejemplos.

El haya en la Demanda alcanza su máxima extensión entre 1.400/1.600 m. de altitud, si bien excepcionalmente puede alcanzar los 1.900 m. y descender hasta los 900 m. Es probable que su límite superior rondara potencialmente los 1.800 m. y que gran parte de las actuales formaciones de *Ericenion aragonensis* que se intercalan entre hayedos y rebollares, o se superponen a ellos, en realidad se ubiquen en terrenos originariamente de hayedos.

La necesidad constante de humedad exige una localización en laderas expuestas al norte (16%), noroeste (25%) y noreste (33.2%). Son, por lo tanto, las vertientes umbrosas, de fuerte pendiente (el 33% de los hayedos ocupan gradientes de 40-50%), y surcadas por barrancos las que reúnen las mejores condiciones tanto climáticas como edáficas para el desarrollo de la especie.

La desaparición tanto del bosque de robles como el de hayas ha supuesto la rápida degradación de muchas laderas con sucesión de distintos tipos de vegetación, cada uno de los cuales indica un nivel mayor de empobrecimiento. Tras la desaparición del bosque se desarrolla una formación arbustiva de acebos (*Ilex aquifolium*), serbales (*Sorbus aucuparia*), etc. que da paso posteriormente a un mayor nivel de degradación. En los bordes de los bosques o colindando con pastos y prados húmedos, más nitrificados, aparecen especies de tipo espinoso: *Rosa canina*, *Crataegus monogyna*, *Prunus spinosa*, *Rubus ulmifolius*, etc. Cuando se produce una destrucción más generalizada del bosque, los hayedos y rebollares son sustituidos por escobo-

nales, normalmente con brezos, indicadores de una fase de degradación más avanzada (*Genista florida*, *Cytisus scoparius*, *Pteridium aquilinum*, *Erica arborea*, etc.). Finalmente si se persiste en la degradación, sobre suelos oligotrofos y a menudo lixiviados se instalan brezales acidófilos (*Erica aragonensis*, *Erica cinerea*). Ello supone un empobrecimiento grave de los suelos por los aportes de materia orgánica ácida de lenta descomposición que facilita la lixiviación y empobrecimiento de los suelos. Los brezales representan una fase bastante avanzada en la sucesión regresiva de ecosistemas maduros como hayedos y robledales.

Estas formaciones ocupan una importante extensión actualmente en las laderas de la Sierra. Hasta 1.700 m., altitud a la que ya darían paso a un conjunto de vegetal de tipo landa, representan un 31.5% de la superficie de la región.

c) Por encima del bosque, a partir de 1.700 m., la superficie está ocupada por un matorral que se adapta perfectamente a la humedad y al frío propios de estos ambientes, así como a unas condiciones edáficas muy acidificadas. *Calluna vulgaris*, diversos tipos de *Erica* (*Erica cinerea*, *Erica aragonensis*), *Vaccinium myrtillus*, *Juniperus communis*, ss. *nana* y *Cytisus purgans* son las especies más representativas. Su escaso porte y la existencia de amplios rodales sin colonizar favorecen la actuación intensa del hielo-deshielo por medio de pipkrakes y otros procesos crionivales. La falta de sujeción del suelo por el escaso tamaño de las raíces también es otro factor a tener en cuenta en el desencadenamiento de movimientos en masa.

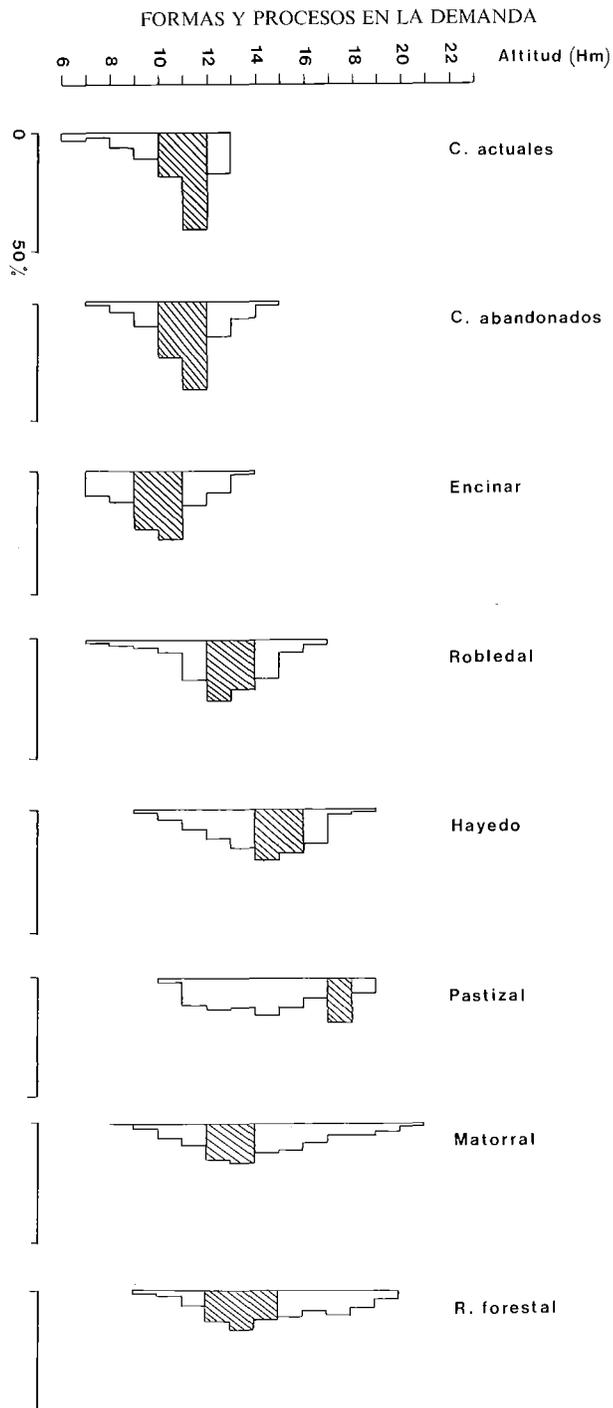
En el nivel superior al bosque también se desarrollan escasos pastos de alta montaña. Ocupan el 2.5% de la superficie regional, ubicándose en suaves divisorias donde se ha podido generar algo de suelo y en concavidades originadas por la acción del modelado glaciar (cercos glaciares, nichos de nivación, proximidades a áreas saturadas, etc). La composición florística de estos prados puede variar muchísimo según la exposición, humedad, tipo de suelos, etc., destacando diversos tipos de *Festuca* y gran cantidad de plantas bulbáceas.

d) Mención aparte merece el tema de las repoblaciones forestales, ya que desbordan el marco de los tres pisos descritos. Según nuestros cálculos, en la actualidad la superficie repoblada viene a suponer el 19% del total de la Sierra lo que representa unas 20.000 ha. aproximadamente, repartidas casi al 50% entre la Demanda burgalesa y la riojana. Incluimos aquí todas las repoblaciones realizadas con éxito (como algunas del valle del Oja o del Tirón) o sin él (importantes áreas próximas a las líneas de cumbres), y, de tenerlo, con distinto grado de desarrollo.

La altitud de preferente localización de las repoblaciones forestales se encuentra entre 1.200 y 1.500 m. (46%), aunque aparecen desde 800 m. a 2.000 m. En la Demanda todos los intentos de repoblación se han llevado a cabo con coníferas, preferentemente con *Pinus silvestris*, que representa el 80% de las repoblaciones del Oja, seguido en importancia por el *Pinus uncinata* (a partir de los 1.600 m.) y el laricio en áreas de piedemonte. Cerca de Ezcaray se han ensayado repoblaciones con éxito de alerces (*Larix decidua*).

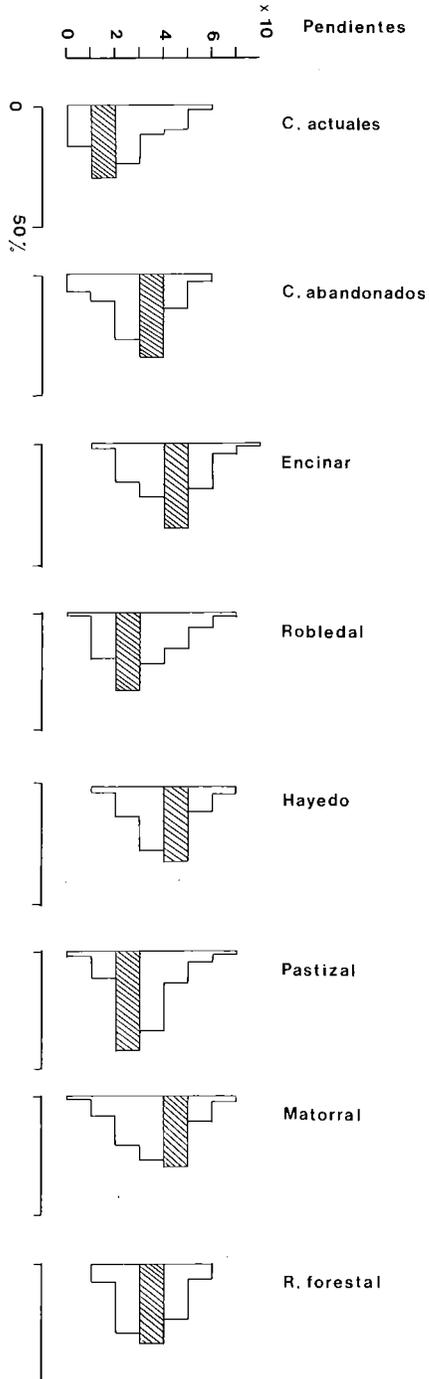
El estudio de las pendientes y orientaciones de las áreas repobladas nos confirma uno de los objetivos perseguidos en la realización de estas labores. Son las pendientes más acusadas y las laderas más deforestadas las que han soportado las roturaciones más importantes. Así, el 56% de las vertientes tienen gradientes que oscilan entre el 30-50%. Las exposiciones preferentes se ubican en el suroeste (18%), seguidas en importancia de las del noroeste (15%) y noreste (17%). Podemos deducir, pues, que la repoblación ha venido a reemplazar a los bosques de frondosas tanto de las vertientes septentrionales (hayedos) como meridionales (robledales).

Las figuras 32 y 33 ofrecen una perspectiva general acerca de la distribución altitudinal y según pendientes de los diferentes tipos de vegetación y usos del suelo que distinguimos en la Sierra de la Demanda.



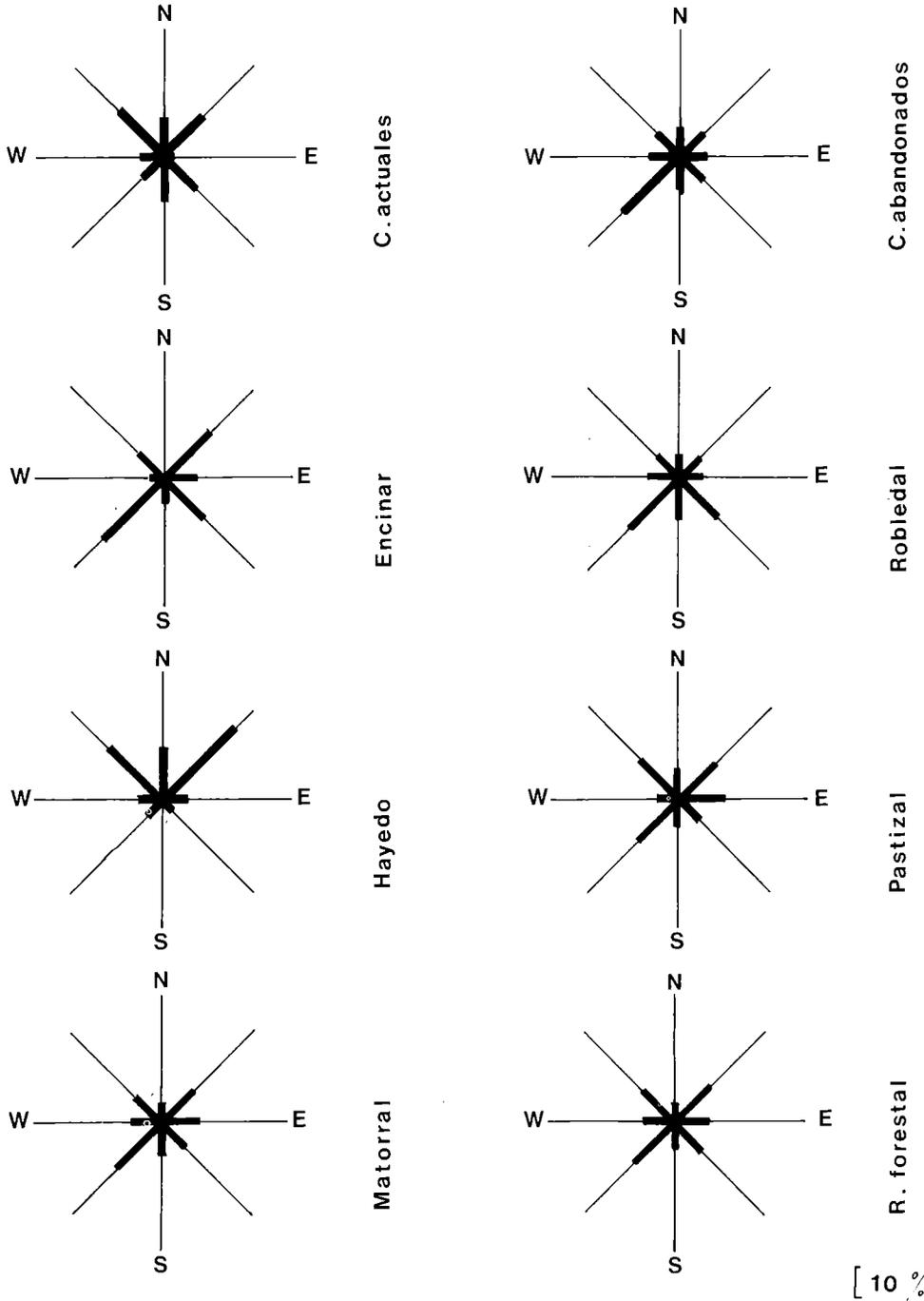
32. Distribución de la vegetación y usos de suelo en la Demanda por altitudes

JOSE ARNAEZ VADILLO



33. Distribución de la vegetación y usos de suelo en la Demanda por intervalos de pendientes

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



34. Exposición de los distintos tipos de vegetación y uso de suelo en la Demanda

Por altitudes se aprecia un desplazamiento progresivo de los histogramas hacia la derecha —es decir, hacia clases superiores— conforme descendemos en el gráfico. De esta forma, los cultivos actuales y los campos abandonados ocupan en general las clases más bajas (moda entre 1.100-1.200 m.), si bien conviene señalar que los campos abandonados no están representados por debajo de 700 m. y que se estiran algo por encima de 1.300 m., lo que da idea de que se extendían por laderas algo más elevadas. El encinar también se sitúa en las clases más bajas, como corresponde a sus condicionamientos climáticos. Robledal, hayedo y pastizal presentan clases modales progresivamente más elevadas, expresando la disposición de los diferentes pisos de vegetación; en el caso del pastizal cabría hablar de bimodalidad por la existencia de pastos naturales a gran altitud y de otros situados en posiciones más bajas y vinculados a la deforestación y al manejo del ganado.

La distribución altitudinal del matorral muestra la existencia de una notable dispersión, de manera que lo encontramos a menos de 1.000 m. y a más de 2.000 m. Este modelo tiene mucho que ver con la intervención antrópica sobre el paisaje, de manera que, tras la eliminación del bosque, el matorral ocupa parte del nivel del robledal y del hayedo; pero a la vez, por encima de 1.800-1.900 m. aparece un matorral que sustituye de forma natural al bosque por la dureza de las condiciones climáticas y geomorfológicas. Por su parte, la repoblación forestal presenta un esquema parecido porque, de hecho, es un sustitutivo del matorral.

Por pendientes la distribución global es más irregular que en el caso de las altitudes. Se aprecia una clara desviación hacia la derecha desde los cultivos actuales hasta el encinar, pasando por los campos abandonados, lo que no deja de ser lógico; los tres usos del suelo ocupan un nivel altitudinal muy similar pero cada uno de ellos ha sido, por iniciativa antrópica, relegado a ambientes específicos de pendiente. El robledal ocupa laderas relativamente poco pendientes, mientras hayedo y matorral tienen un comportamiento muy parecido al del encinar. El pastizal, por el contrario, se sitúa en áreas más suaves, muchas veces en collados o en hombreras de encajamiento fluvial.

V. BREVE DESCRIPCION DE LOS TIPOS DE PROCESOS Y FORMAS REPRESENTADOS EN EL MAPA GEOMORFOLOGICO

A partir de la observación directa sobre el terreno, combinada con la utilización de fotografía aérea (a escala 1:18.000, de 1977) se han realizado los mapas geomorfológicos a escala 1:50.000 que acompañan al texto. Con ello pretendemos ofrecer una rápida imagen de la distribución espacial de las diferentes formas y procesos dominantes en la Sierra de la Demanda y, a la vez, dar una idea de su diversidad. Se trata, por lo tanto, de un punto de partida básico para explicar los rasgos del comportamiento geomorfológico del área de estudio. Decimos *formas y procesos* porque ambos aspectos son casi inseparables de una realidad en la que se interfieren y, en parte, se explican mutuamente: las formas de relieve se hallan en relación con una estructura sobre la que, a más o menos largo plazo, han intervenido unos procesos hasta acabar configurando la morfología actual de vertientes; y a la vez, esos procesos vienen no pocas veces condicionados por la forma de la ladera. No obstante, dados nuestros objetivos, hemos insistido más en los procesos, cuya definición en el presente capítulo aporta mucha

información sobre los tipos de formas derivadas y dominantes. A continuación pasamos a describir muy brevemente los procesos y formas más destacados de nuestra cartografía, sobre todo con el fin de delimitar el campo terminológico en que nos movemos. El funcionamiento de los diferentes procesos, sus relaciones espaciales mutuas y su situación concreta en el territorio serán cuestiones a tratar en capítulos posteriores.

En los mapas geomorfológicos se incorpora información sobre:

1. Formas y procesos crionivales, ligadas a actividad periglacial actual y subactual.
2. Procesos de erosión actuales y subactuales en las vertientes.
3. Formas heredadas, no funcionales, entre ellas las relacionadas con el glaciario, que ya ha sido descrito.
4. Formas estructurales.

5.1. Formas crionivales

La altitud de la Sierra y unas condiciones climáticas más rigurosas también permitieron la existencia de una cierta morfología periglacial. Prueba de ello es el espeso manto de derrubios que cubre las laderas de toda la Sierra, tanto en vertientes septentrionales como meridionales. Hoy, al menos por debajo de los 1.800 m., estos derrubios están en desequilibrio climático, pues se ven afectados parcialmente por la erosión lineal, propia de ambientes donde la circulación hídrica es más importante que el desplazamiento masivo de materiales por efecto de la gravedad. A pesar de ello este manto de derrubios condiciona y aporta unas características especiales a la propia evolución actual de las vertientes.

A partir de los 1.650 m. comienzan a aparecer rasgos de una cierta actividad del hielo-deshielo y de la fusión de la nieve. En el mapa geomorfológico hemos aglutinado las formas creadas por estos mecanismos dentro de tres grandes grupos, ya que la escala de la fotografía aérea y del mismo mapa impedía una aproximación más precisa de las microformas que seguidamente comentamos.

Canchales y campos de piedras activos. Agrupan a aquellas formas que durante el invierno y la primavera se ven intensamente afectadas por la acción hielo-deshielo: campos de piedras y canchales. Los primeros son áreas compuestas de bloques angulosos de diverso tamaño, sin finos, situadas en superficies planas o de gradiente suave (menos de 15°). De aquí que coincidan con las líneas de cumbres. Las fracturas y planos de esquistosidad de las cuarcitas y pizarras facilitan una rotura en lascas, algunas de las cuales ocupan posiciones verticales en forma de «paquetes de piedras» (PELLICER, 1980). También se intuyen pequeñas selecciones de material con formas que querrían aproximarse a suelos estructurales, aunque quedan lejos de estos últimos.

Los canchales podemos definirlos como grandes acumulaciones de bloques angulosos, relativamente heterométricos, en pendientes superiores a 15°, con escasa matriz intersticial. Esta ha sido lavada por el agua que circula por los huecos existentes entre las piedras. Proceden de las cimas en donde afloran crestones rocosos –ya muy meteorizados– que funcionan a modo de *tors*. En las vertientes más acusadas los canchales tienden a desplazarse lentamente por medio del material fino subyacente que al humedecerse funciona como lubricante. El resultado es un dispositivo en terracetas o gradas que dan a la ladera un aspecto corrugado.

Canchales parcialmente cubiertos por la vegetación con predominio de lóbulos y coladas. Por debajo de los 1.900 m. algunos canchales ya se encuentran parcialmente colonizados por el matorral y los situados a más baja altitud incluso por la vegetación arbórea. En la actualidad, sólo funcionan por medio de descensos de piedras aisladas que resbalan tras su rotura por encima del manto de nieve o por medio de pequeños lóbulos activos que se elejan pocos metros del canchal.

Los lóbulos de piedras en planta tienen forma alargada, linguoide, con un final convexo de una altura de 50 cm. a 1 m. En algunos puntos se superponen unos encima de otros. Sus dimensiones son muy variadas y están constituidos por cantos sin apenas matriz fina en superficie. En un clima como el actual sólo aparecen algunos lóbulos activos en laderas con fuertes pendientes de más de 30° cubiertas por derrubios de gravedad. Estas áreas forman un manto de gelifrac-tos de tamaño pequeño y material fino que tapiza la parte superior de las vertientes. En condiciones de máxima humedad, tras la fusión de la nieve, por ejemplo, se generan lóbulos y coladas de barro y piedras que se deslizan por las fuertes pendientes al empaparse la matriz de finos. Aguas arriba presentan, en algunos, pequeñas depresiones con cicatrices de arranque. Su actividad y movilidad queda manifiesta anualmente por el cambio de la morfología de la ladera. Como veremos más adelante, parece existir una relación muy directa entre estas coladas (*debris flows*) y la inscripción de rigolas en las laderas.

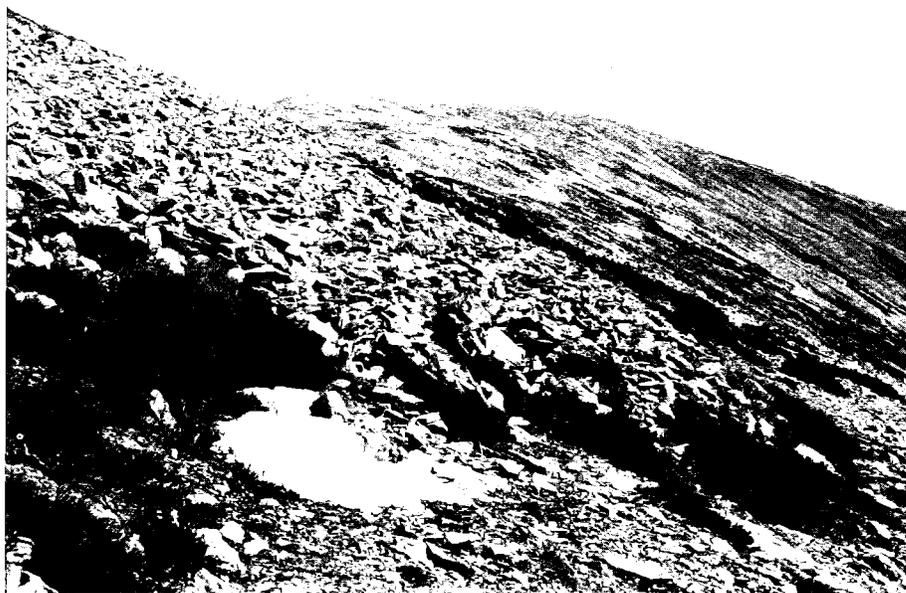
En un sentido estricto, las coladas de piedras presentan una disposición más globosa, concretamente en su extremo inferior. Constituidas por cuarcitas y pizarras, ofrecen una distribución caótica de bloques con ausencia casi total de matriz fina. Como señala PELLICER (1980) aludiendo al TRICART y CAILLEUX (1967), su origen parece estar en una colada en estado fluidal que engloba grandes bloques procedentes de la macrogelifracción, y una matriz limosa poco abundante lavada posteriormente por las aguas. No hay, en consecuencia, apenas rozamiento entre las rocas, lo que explica el poco desgaste que han sufrido los bloques. En la Demanda las coladas son mucho menos abundantes que las formas anteriormente descritas. Y ello es lógico, si tenemos en cuenta que para la formación de su configuración globosa es necesaria la ruptura de una pendiente con descenso de gradiente. La falta en la Sierra de este tipo de vertientes en las áreas próximas a las divisorias de aguas ha impedido un mayor desarrollo de coladas.

Terracillas y suelos en guirnaldas. Los suelos en guirnaldas se localizan en las proximidades de las cumbres, en pequeñas laderas de 6 a 15° de pendiente que enlazan con los collados. También son habituales en pendientes más pronunciadas en las proximidades a los canchales y cimas. Se disponen siguiendo las curvas de nivel y formando pequeños escalones. La gelifrac-ción y la aparición de pipkrakes permite la selección de los materiales de las guirnaldas. El primer proceso cuarteo y prepara el material y los pipkrakes los seleccionan dejando los materiales más gruesos al pie del talud y los finos en el rellano. Los Pancrudos muestran los mejores ejemplos (ARNAEZ VADILLO, 1985). Algunas de estas formas han sido destruidas por las fajas de repoblación forestal.

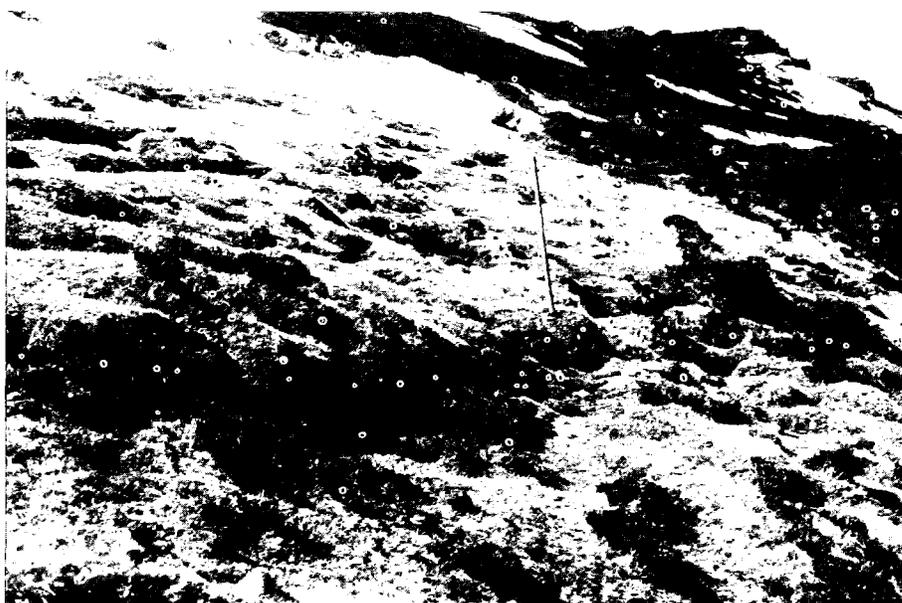
5.2. Formas de erosión actuales y subactuales en las vertientes

Incluimos en este apartado los procesos relacionados con el funcionamiento hidromorfológico de las vertientes, así como algunas formas derivadas de la acción de las aguas corrientes superficiales.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



F.3. Laderas de los Pancrudos tapizadas por canchales y coladas de piedras. Algunas de estas formaciones comienzan a ser colonizadas por la vegetación



F.4. Soliflujión en las proximidades del pico del San Lorenzo (2.262 m.). Superposición de pequeños lóbulos tras la fusión de la nieve

a) *Desprendimientos*. Son formas de grandes dimensiones definidas por un nicho de arranque más o menos circular. El plano de deslizamiento es normalmente arqueado, por lo que pueden catalogarse como rotacionales. Afectan al suelo y a los derrubios. Generalmente este tipo de formas suelen ir acompañadas de una lengua de dimensiones variadas. Sin embargo, en la Demanda tales lenguas son prácticamente inexistentes. A lo sumo podemos encontrarnos con pequeñas acumulaciones al pie del desprendimiento que, en ningún caso, corresponden al total del material deslizado. La causa de este hecho hay que buscarla en el funcionamiento hídrico. Efectivamente, en todos los casos estudiados, al pie del desprendimiento, aparece una surgencia subcortical que ha sido capaz de evacuar los sedimentos acumulados en sus proximidades. Por otro lado, pensamos que estos desprendimientos de grandes dimensiones no se han generado de forma instantánea, sino que partiendo de un punto se han ido acrecentando por remonte de la cabecera. Por todo ello no ha sido nada difícil el transporte de los materiales que iban deslizándose.

Dentro de los desprendimientos cabe distinguir por su origen tres tipos:

1. Los vinculados a condiciones especiales de circulación hídrica subcortical, relacionados con rellanos y materiales poco consolidados (morrenas).
2. Los provocados por la existencia directa de fallas
3. Los causados por socavamiento de las orillas del río. En realidad, estos últimos entran dentro de los denominados deslizamientos planares, ya que el material se mueve paralelamente a la vertiente en línea recta y además no son profundos, es decir, sólo de forma marginal afectan al sustrato.

A veces todos estos factores aparecen conjuntados con lo que las posibilidades de establecer una tipología precisa se complica considerablemente.

b) *Fuerte incisión lineal*. Por encima del nivel del bosque encontramos incisiones de varios metros de profundidad –a veces más–, cuya génesis está íntimamente relacionada con las especiales condiciones hídricas de la Sierra y con la existencia y evolución de un potente manto de derrubios.

Su fisonomía es sencilla pues carecen de cuenca de recepción activa, aunque se pueden observar, en algunos, concavidades cubiertas de vegetación higrófila en la cabecera que indican la existencia de una concentración de flujos subcorticales. Tampoco poseen una jerarquización de rigolas y cárcavas de segundo orden. Aparecen aisladas e individualizadas. A veces, dado el aspecto que ofrecen, nos atreveríamos a decir que no son plenamente funcionales en la actualidad o que los factores que las han generado no se hallan en una coyuntura óptima. A lo sumo pueden activarse parcialmente con precipitaciones de gran intensidad no muy habituales en la Demanda.

En su evolución han influido dos factores que actúan conjunta o individualmente:

1. colapso y hundimiento de túneles subcorticales y/o
2. erosión remontante con encajamiento intenso y remoción de materiales.

A medida que la incisión se inscribe en la ladera la activación de deslizamientos laterales como consecuencia de la zapa lateral se aúna al desarrollo y configuración de este tipo de formas. De este modo, en los bordes de la cárcava se pueden observar formas semicirculares, indicio de haber sido la cabecera de un nicho de deslizamiento.

c) *Solifluxión*. Aplicamos el término solifluxión a los desplazamientos lentos y superficiales del suelo, sin originar cicatrices pero con lóbulos que accidentan suavemente las laderas. La solifluxión exige suelos profundos con material fino y con gran poder de absorción de agua.

Solamente en los sectores más elevados, collados y suaves líneas de cumbres, se ha podido configurar un suelo más o menos profundo tapizado por pasto mesófito. Es aquí donde se encuentran muestras de solifluxión que evoluciona favorecida por las toperas, canalizadoras de la circulación hídrica, y por las raíces del pasto que ayudan a la absorción del agua y a la saturación del suelo. A principios de la primavera, con el deshielo y la fusión de la nieve, se muestran más activos.

d) *Cuencas de recepción activas*. Corresponden a cabeceras funcionales de barrancos, con suelo inexistente y fuerte pendiente, llegando a originar en algunos casos fenómenos de acarcavamiento. A partir de estas cuencas suele salir un canal de desagüe encajado, aunque a veces este último no existe y la cuenca de recepción desemboca directamente en una línea de drenaje más importante. En el Pirineo (GARCIA-RUIZ y PUIGDEFABREGAS, 1982) estas cuencas se encuentran densamente distribuidas y constituyen uno de los factores más dinámicos de la evolución de vertientes; allí vienen a representar un 5,6% del flysch meridional. En la Demanda tienen mucha menor importancia ya que son más frecuentes en áreas donde predomina la escorrentía superficial con vegetación rala, condiciones contrapuestas a las que nos encontramos en la región motivo de estudio. Aun así, aparecen algunos ejemplos en áreas que han sido alteradas por la acción del hombre. Pueden observarse en antiguas laderas cultivadas o en aquellas que han sido removidas por la repoblación forestal. En ambos casos la actividad antrópica ha alterado las condiciones del suelo, haciéndolo en muchos casos menos permeable y favoreciendo la acción de las aguas superficiales.

e) *Rigolas bien marcadas en las vertientes*. Es difícil determinar en qué momento una rigola pasa a convertirse en una cárcava. Diversos autores parecen definir a la rigola como un canalillo continuo, estrecho y de escasa profundidad capaz de ser destruido con simples aperos agrícolas (HUDSON, 1975). Las cárcavas, por el contrario, son incisiones de una profundidad-anchura de medio metro a algunos metros y con una longitud que oscila de unos metros a miles de metros, imposibles de ocultar con maquinaria agrícola. En realidad se trata de fenómenos instalados en la vertiente a diferente escala, aunque no siempre corresponden a un mismo *continuum* evolutivo; es decir, la formación de algunas cárcavas no siempre requiere la instalación de una red de rigolas, aunque normalmente la evolución de estas últimas pueden –en un estadio avanzado– dar lugar a una compleja red de cárcavas.

En la Sierra de la Demanda hemos cartografiado todas aquellas formas que cumplen los requisitos señalados en primer lugar, distinguiéndolas, por lo tanto, de las áreas acarcavadas y de las profundas incisiones lineales aisladas.

Fundamentalmente, las rigolas aparecen en dos sectores bien diferentes:

1. en el nivel supraforestal, próximas a las líneas de cumbres y
2. en el nivel infraforestal, ligadas al abandono reciente de campos cultivados.

Las primeras se distinguen por haber labrado en la ladera un conjunto de líneas de drenaje paralelas unas a otras, sin llegar a integrarse. Algunas son subactuales y otras, por el contrario, parecen ser activas. En estas últimas hay que incluir las que se crean a partir de coladas de piedras y barro en laderas cubiertas por derrubios de vertiente.

Las segundas son también activas, muy móviles y de escasa profundidad. Están relacionadas con la desaparición de ciertas prácticas culturales que el agricultor realizaba en los campos abancalados. En algunos puntos, como por ejemplo el barranco de Cilbarrena, se ha llegado a desarrollar en antiguos bancales una red de rigolas que han evolucionado a auténticas cárcavas, aunque en este caso concreto, probablemente, han entrado en juego otros factores (elevada pendiente, posibles áreas de fracturas...).

f) *Surgencia de agua subcortical con incisión marcada/Depresiones o nichos ligados a surgencias de agua subcortical no incisa.* Denominamos de este modo a aquellos puntos en donde aflora flujo subcortical. En el manto de derrubios que cubre la Sierra se han creado las condiciones ideales para que los flujos discurran sin dificultad. Las condiciones y distribución de este manto permite la circulación del agua:

- de forma laminar a través de poros más o menos conectados.
- concentrada en macroporos y cavidades (*pipes*).

El flujo subcortical laminar rezuma muy lentamente en áreas ligeramente cóncavas, lo que favorece una lenta exportación de materiales finos y disueltos. Con frecuencia, el suelo, más húmedo, tiende a deslizarse ladera abajo por medio de terracetas o de pequeños lóbulos de solifluxión que se superponen unos encima de otros. Una vegetación higrófila crece en los alrededores de estos sectores contrastando con el matorral de *Calluna* y *Erica* que les rodea.

La escorrentía subsuperficial concentrada circula por pequeños tubos (*pipes*) que afloran en un punto determinado de la ladera. Aquí el agua mana en mayor volumen y dispone de mayor capacidad para transportar material. Por medio de este mecanismo se crean una serie de incisiones lineales que conectan aguas abajo con los barrancos principales. Este tipo de circulación subcortical tiene gran importancia en la Sierra como creadora de cárcavas por colapso y rotura de la parte superior del tubo, como agente activo de transporte de sedimentos, etc. Todos estos aspectos serán tratados más ampliamente en capítulos sucesivos.

g) *Laderas con arroyamiento difuso, áreas de arranques y pequeñas incisiones.* En áreas con escasa vegetación predomina un arroyamiento difuso que se inscribe en minúsculas rigolas cambiantes. Algunos movimientos superficiales de pequeña magnitud e incisiones suelen acompañarlo. GARCIA RUIZ y PUIGDEFABREGAS (1982) calcularon que este tipo de mecanismo venía a ocupar un 28.2% del total del flysch surpirenaico especialmente en laderas bajas, muy intervenidas por el hombre y con vegetación abierta y degradada, sobre pendientes relativamente fuertes. En la Sierra de la Demanda, a pesar de contar con fuertes pendientes que aceleran las escorrentías, la proporción decrece considerablemente debido a unos condicionamientos diferentes:

1. La intensidad de la lluvia rara vez excede los umbrales necesarios como para generar este tipo de escorrentía. El marcado carácter oceánico de las precipitaciones no favorece la intensidad horaria, siendo sólo probable en verano con tormentas o en otoño por gota fría en altura.

2. Un extenso manto vegetal cubre las laderas de la Sierra. Los bosques de hayas y robles abastecen de materia orgánica al suelo, favorecen su permeabilidad y con sus raíces incrementan la posibilidad de una circulación subcortical. De este modo, las escorrentías superficiales raramente aparecen. No es sorprendente observar cómo los sectores más afectados por este tipo de erosión corresponden a las zonas más intensamente deforestadas.

3. Un suelo rico en agregados, predominante en los sectores con desarrollado manto vegetal, no sólo favorece la infiltración sino que dificulta, incluso, la dispersión y erosión del suelo por impacto de las gotas de lluvia.

h) *Laderas con escaso suelo. Predominio de la erosión laminar.* En algunos sectores de la Demanda nos encontramos con vertientes en las que el suelo ha desaparecido, aflorando la roca madre en la superficie. Aquí no hay incisiones; sólo circula una escorrentía superficial causante de la evacuación del regolito.

También podemos mencionar la existencia de *crestones y divisorias rocosas* de cuarcitas y pizarras, muy abruptas, en donde el suelo sigue siendo escaso. Evolucionan por medio de caída de rocas que o bien se depositan al pie configurando taludes de derrubios o bien se deslizan aprovechando las concavidades de los barrancos, tapizando su interior con canchales. La proliferación de fracturas y diaclasas en unas rocas muy alteradas, sometidas a fuertes presiones a lo largo de su evolución, favorece el desarrollo de este proceso que se ve coadyuvado por la existencia de unas vertientes muy pronunciadas y la acción intensa del hielo-deshielo. Las roturas normalmente aprovechan los planos de estratificación siendo habituales las caídas definidas como de tipo «plano» o en «losa».

i) *Vertientes con erosión nula o moderada.* Coincidiendo con las áreas cubiertas de bosque aparecen unas vertientes en las que se conserva en buena medida la capa superficial del suelo. La erosión es moderada predominando:

1. Movimientos en masa de escasa entidad.
2. Reptación.

Los primeros están íntimamente relacionados con la apertura de pistas forestales en el bosque, que han supuesto la interrupción de los flujos subcorticales de la ladera y han desestabilizado una parte de las mismas. La activación de deslizamientos y la intensa actuación del hielo por medio de los pipkrakes han sido los procesos más espectaculares en esta nueva situación. Asimismo, con cierta frecuencia estas zonas de escasa erosión soportan la aparición de pequeñas coladas de barro o piedras, muy localizadas, nunca con carácter general y cicatrizadas pronto por el dinamismo de la vegetación natural.

La reptación se concentra en pendientes muy pronunciadas en donde la gravedad potencia el desarrollo de fuerzas que deslizan el regolito unos centímetros, sin generar rotura. El incurvamiento de los troncos de los árboles es la prueba más evidente de la acción de este mecanismo, raras veces traumático, aunque eficaz a largo plazo como factor de desplazamiento masivo del suelo en el sentido de la pendiente.

5.3. *Formas heredadas*

Los procesos señalados hasta el momento se caracterizan por su mayor o menor actividad en momentos determinados. Sin embargo, en el mapa geomorfológico a escala 1:50.000 también hemos cartografiado *formas heredadas*, algunas de las cuales –como los valles en cuna y las vertientes regularizadas– tienen en común el haberse modelado debido al dominio de ambientes más fríos durante el período würmiense o en etapas inmediatamente posteriores. Las otras, los denominados valles «en cuchara», plantean más problemas de datación y origen, aunque en cualquier caso son Cuaternarios. Todos ellos presentan un notable interés morfológico, ya que han condicionado la evolución posterior de las vertientes.

Valles en cuna. Son formas subactuales resultado de una acción periglaciaria con abundante exportación de materiales desde las laderas e incapacidad de los barrancos para evacuarlos. La deposición en el fondo de los barrancos de gran cantidad de clastos procedentes de la ladera y la concentración en estos mismos puntos de lóbulos y coladas de geliflujión fueron configurando unos valles anchos cuyas vertientes conectan suavemente con los ejes de drenaje, dando así unas formas ligeramente cóncavas. Buenos ejemplos de este tipo de valle los tenemos en el río Espardaña o en Cilbarrena.

Valles «en cuchara». Poseen la forma de valles en cuna, más anchos que profundos y con vertientes que enlazan suavemente con el eje de drenaje. Sin embargo, cuentan con una pendiente longitudinal muy superior, casi paralela a la de la vertiente en que se inscriben y tienden a ser algo más anchos en cabecera aunque no poseen auténticas cuencas de recepción. Salvo, excepciones, son de pequeñas dimensiones y afectan a las vertientes más bajas (GARCIA RUIZ y PUIGDEFABREGAS, 1982). Creemos que se hallan vinculados a sectores litológicos algo menos resistentes y que se han formado en un momento en el que la erosión lineal no era dominante, pues de lo contrario hubiera incidido más sobre su propio cauce y se hubieran ensanchado menos.

Vertientes regularizadas. En la Sierra de la Demanda, a partir de la línea de cumbres, surgen unas vertientes caracterizadas por su fuerte pendiente y perfil rectilíneo. Su proceso de formación es bien conocido, con fragmentación de rocas y descenso gelifluidal de los materiales en el que los clastos se vieron acompañados de una matriz procedente de estos mismos derrubios. De esta forma el roquedo de la Sierra queda completamente cubierto por un espeso manto de derrubios que se ha mostrado fundamental como regulador y condicionante de las escorrentías y movimientos en masa. A la vez, las posibles irregularidades originales de la ladera quedaban ocultas bajo el manto de clastos o habían sido progresivamente rebajadas por la acción del hielo-deshielo. En detalle pueden verse afectadas por procesos de pequeña envergadura en la actualidad, de manera que se trata de formas heredadas sometidas en el Holoceno a diversos procesos que en unos casos mantienen y en otros alteran la primitiva regularidad. Algunas de estas vertientes se encuentran en pleno proceso de degradación con fuertes incisiones de barrancos y rigolas.

5.4. Otras formas de relieve

Aunque no entran de lleno en el objetivo de nuestro trabajo, en algunas zonas de la Sierra de la Demanda son abundantes las cornisas rocosas, los estratos verticales y los frentes de cuesta con escarpes. El Secundario de Canales de la Sierra ofrece los mejores ejemplos. En este sinclinal los diversos estratos del Infralías y Jurásico quedan al descubierto en posiciones subverticales o formando un frente de cuesta con la pendiente más suave determinada por la inclinación de las capas hacia el centro del sinclinal. Algunos de los frentes quedan en claro resalte al inscribirse bruscamente la red fluvial (cabecera del Najerilla). En todo caso no presentan gran continuidad a lo largo de la Sierra y se limitan a escarpes localizados.

En el mapa geomorfológico se incluye también información sobre los ejes de drenaje (valles encajados, valles en cuna y de fondo plano) y sobre depósitos aluviales (terrazas), estos últimos muy mal representados en la Demanda por la estrechez de los valles y la erosión lateral de las corrientes de agua.

VI. DISTRIBUCION Y FACTORES DE DISTRIBUCION DE LAS FORMAS Y PROCESOS DE EVOLUCION DE VERTIENTES

La distribución de las formas de relieve y los procesos de erosión definidos en el capítulo anterior puede obtenerse a partir de la información aportada por el estudio cartográfico y estadístico de la Sierra. Esta distribución está controlada en buena parte por una serie de variables topográficas y de uso del suelo. En este capítulo se trata de relacionar la distribución espacial de las formas de evolución de vertientes con variables como la altitud, cubierta vegetal, exposición y pendiente. Pretendemos, por tanto, explicar la organización espacial de los fenómenos geomorfológicos más importantes de la Sierra de la Demanda, pues evidentemente cada uno de ellos tiende a adscribirse a situaciones topográficas concretas de acuerdo con los factores climáticos e hidrológicos que justifican su aparición.

6.1. Distribución de las formas y procesos de erosión en el conjunto de la Sierra

El cálculo de las superficies ocupadas por los distintos procesos de evolución de vertientes más destacados de la Demanda nos permite determinar que dentro de los materiales paleozoicos dos categorías son las más repetidas:

- las que hemos denominado áreas con erosión nula o moderada (dominadas como mucho por movimientos en masa muy lentos y de escasa entidad), que vienen a suponer un 61.8 % del total,
- y, en segundo lugar, aunque en mucha menor proporción (11.2 %), las vertientes sometidas a arroyamiento difuso, áreas de arranques y pequeñas incisiones.

Estos datos ponen de manifiesto, una vez más, algunas de las ideas mantenidas a lo largo del trabajo: en conjunto, la Sierra de la Demanda no plantea serios problemas erosivos. La pluviosidad abundante permite el mantenimiento de una destacada cubierta vegetal en la mayor parte del territorio. Pero es, sobre todo, la existencia de un manto de derrubios capaz de absorber el agua de fusión o las precipitaciones, el control más destacado de los procesos erosivos ligados a las escorrentías superficiales. No podemos decir lo mismo de otras áreas peninsulares, e incluso del propio Ibérico riojano. En un estudio de características similares, GARCIA-RUIZ y PUIGDEFABREGAS (1982) detectaron importantes problemas erosivos en el flysch eoceno surpirenaico. Un 28 % del territorio, según estos autores, está dominado por la erosión severa y solamente un 35.5 % por erosión nula o moderada. Esta realidad se inscribe, lógicamente, en un contexto litológico, climático y biogeográfico diferente al demandino, además de que las condiciones de uso del suelo son también distintas.

El resto de los procesos y formas en la Sierra cuentan con mucha menor superficie. Destacan ligeramente las laderas con escaso suelo sometidas a erosión laminar (6 %), los barrancos encajados (3.1 %) y los fondos del valle estable (2.4 %). En los sectores más elevados y sometidos a procesos crionivales interesa resaltar las superficies que ocupan las áreas con canchales parcialmente cubiertos por la vegetación (1.7 %) y las terracillas o suelos en guirnaldas (1.7 %). Esta proporción se incrementa si relacionamos estas áreas con la superficie existente en la Demanda por encima de 1.800 m., altitud a partir de la cual comienzan a ser preponderantes, con porcentajes de ocupación del 40 %. Es decir, prácticamente, todas las líneas de cumbres y laderas próximas están afectadas por este tipo de procesos.

Los desprendimientos, las rigolas, la soliflucción, las incisiones, etc., son más puntuales y representan superficies aún menores, aunque no por ello dejan de ser procesos indicativos en su contexto topográfico.

XIII. SUPERFICIES OCUPADAS POR LAS DIFERENTES FORMAS Y PROCESOS EN LA SIERRA DE LA DEMANDA

	Paleozoico		Mesozoico		Total	
	Km. ²	%	Km. ²	%	Km. ²	%
Laderas con erosión nula o moderada	631.6	61.8	69.3	70.8	700.9	62.6
Laderas con arroyamiento difuso y pequeñas incisiones (erosión severa)	115	11.2	7.7	7.8	122.7	10.9
Laderas con escaso suelo. Erosión laminar	61.9	6.0	—	—	61.9	5.5
Barrancos encajados	32.3	3.1	2	2	34.3	3
Canchales parcialmente cubiertos por la vegetación. Lóbulos y coladas	17.7	1.7	—	—	17.7	1.5
Terracillas y suelos en guirnalda	18.1	1.7	—	—	18.1	1.6
Rigolas bien marcadas	15.3	1.4	1.7	1.8	17	1.5
Desprendimientos	8.6	0.8	—	—	8.6	0.7
Fuerte incisión lineal	6.3	0.6	—	—	6.3	0.5
Nichos ligados a surgencias de agua subcortical no incisa	5.5	0.5	—	—	5.5	0.4
Cuencas de recepción activas	4.9	0.4	0.1	0.1	5	0.4
Areas acarcavadas	4.1	0.4	—	—	4.1	0.3
Soliflucción	3.3	0.3	0.2	0.2	3.5	0.3
Surgencias de agua subcortical (pipes) con incisión marcada	3.6	0.3	—	—	3.6	0.3
Canchales y campos de piedra activos	2	0.2	—	—	2	0.1
Fondos de valle estable	24.7	2.4	4.4	4.5	29.1	2.6
Valles en cuchara	13.5	1.3	1.1	1.1	14.6	1.3
Crestones y divisorias rocosas	8.1	0.7	—	—	8.1	0.7
Frentes de cuesta	6.1	0.6	2.1	2.1	8.2	0.7
Glacis	4.5	0.4	3.8	3.9	8.3	0.7
Circos glaciares	6.1	0.6	—	—	6.1	0.5
Nichos de nivación	5	0.4	—	—	5	0.4
Estratos verticales	—	—	3	3	3	0.2
Morrenas	1.6	0.1	—	—	1.6	0.1
Terrazas	1.2	0.1	—	—	1.2	0.1

XIV. INFLUENCIA DE LA ALTITUD EN LA DISTRIBUCION DE LAS FORMAS Y PROCESOS DE EVOLUCION DE VERTIENTES EN LA SIERRA DE LA DEMANDA

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Laderas con erosión nula o moderada	50	52.7	52.4	63.2	60.6	65.2	67.1	69.4	73.9	64.4	60.8	43.6	29.1	9.5	*	*
Laderas con arroyamiento difuso y pequeñas incisiones (E. severa) ...	5	22.2	12.6	5.6	7.7	8.3	9.4	11.3	10.6	13.8	15.7	16.5	10.9	8.2	4.8	*
Laderas con escaso suelo. Erosión laminar	*	7.4	10.4	8	5.3	5.1	6.9	7.5	5	6.4	3.1	2.3	0.4	*	*	*
Barrancos encajados	*	*	3.4	3.6	6.2	4.2	3.5	3.6	2.9	2.1	1.7	0.8	0.1	0.3	*	*
Canchales parcialmente cubiertos por la vegetación	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0.6	1.8	5.4	11.7	19.4	36.5	75
Terracillas y suelos en guirnalda ...	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0.3	1	5.4	12.6	27.3	18.2	*
Rigolas bien marcadas	*	1.8	0.8	1.2	1.6	0.8	1	1.1	0.3	1.9	3	2.8	3.2	1.9	0.9	*
Desprendimientos	*	*	*	*	0.4	0.1	0.2	0.4	0.4	1.4	1.4	2.7	2.4	2.2	0.9	*
Fuerte incisión lineal	*	*	*	*	*	*	*	*	0.2	0.3	1.2	2.6	3.2	2.5	5.7	*
Nichos ligados a surgencias de agua subcortical no incisa	*	*	*	0.3	0.1	*	*	0.3	0.3	0.7	0.9	1.4	2.5	1.2	*	*
Areas acarcavadas	*	*	*	0.3	1.7	0.6	0.7	0.2	*	*	*	0.1	0.3	*	0.9	*
Solifluxión	*	*	*	*	*	*	*	0.2	0.2	0.3	1.4	1.4	1.2	1.2	*	*
Cuencas de recepción activas	*	*	*	*	*	*	0.3	0.3	0.5	0.5	1.4	1.2	0.7	0.3	*	*
Surgencias de agua subcortical	*	*	*	*	*	*	*	0.3	0.4	0.6	0.8	0.3	0.7	0.3	*	*
Campos de piedras y canchales activos	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0.1	0.4	1.2	3.5	7.6	12.5
Fondos de valle estable	10	0.9	11.7	10.9	9.7	7.5	2.8	0.3	*	*	*	*	*	*	*	*
Circos glaciares	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0.1	5.6	9.8	14.4	12.5
Nichos de nivación	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0.2	2.7	5.3	9.8	4.8	*
Morrenas	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0.2	0.8	1	2.2	*	*
Terrazas	15	0.9	*	*	0.4	0.4	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Conos de deyección	20	1.8	0.4	0.1	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Glacis	*	*	*	*	*	3.2	2.3	0.2	*	*	*	*	*	*	*	*
1. 600/ 700 m.		5.	1.000/1.100 m.				9.	1.400/1.500 m.				13.	1.800/1.900 m.			
2. 700/ 800 m.		6.	1.100/1.200 m.				10.	1.500/1.600 m.				14.	1.900/2.000 m.			
3. 800/ 900 m.		7.	1.200/1.300 m.				11.	1.600/1.700 m.				15.	2.000/2.100 m.			
4. 900/1.000 m.		8.	1.300/1.400 m.				12.	1.700/1.800 m.				16.	2.100/2.200 m.			

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

Porcentaje de formas y procesos de erosión sobre la superficie ocupada por cada categoría de altitud

* :Inexistente o inferior a 0.1%

En la tabla XIII hemos reflejado también la distribución de las formas y procesos en materiales secundarios que vienen a localizarse en su totalidad en el sinclinal de Canales de la Sierra. El tipo y representación de las formas no varía sustancialmente, aunque se aprecian pequeños matices. Descienden ligeramente las laderas afectadas por erosión severa (arroyamiento difuso, áreas de arranques y pequeñas incisiones) y aumentan las sometidas a erosión moderada o nula (70.8 %). Las razones de ello habría que buscarlas en las características de los materiales y en la menor pendiente general de la zona.

Es de destacar, por último, la superficie ocupada por los glacis provenientes de la Demanda y depositados en el sinclinal (3.9 %) y los relieves estructurales: estratos verticales (3%) y relieves en cuesta (2.1 %). Desaparecen los grandes arranques, las fuertes incisiones, las sugerencias de agua subcortical, etc. —que en los materiales paleozoicos se encontraban relacionados con el manto de derrubios y con el fuerte gradiente de las laderas—, y lógicamente por su escasa altitud todos aquellos procesos ligados a la acción del hielo.

6.2. Factores topográficos y de usos del suelo en la distribución de las formas y procesos en la Demanda

La distribución de los procesos de erosión en ningún caso es aleatoria. Sigue un notable grado de asociación con factores topográficos y de uso del suelo. Son estos factores los que condicionan o han condicionado la mayor o menor intensidad de la actuación del hielo, la cantidad de agua disponible en la ladera, etc.; en definitiva, todos aquellos agentes de meteorización y transporte que se encargan de hacer evolucionar la vertiente.

A lo largo de las correspondientes tablas comprobaremos que dos son los factores más determinantes: la altitud y la vegetación-usos del suelo. Exposición y pendiente ejercen un menor papel, aunque matizan algunos aspectos de la distribución de las formas. Como afirma GARCÍA-RUIZ y PUIGDEFABREGAS (1982), la influencia de los primeros no deja de ser lógica si se tiene en cuenta la actuación de los sistemas morfoclimáticos con la altitud y la función de la cobertera vegetal como aceleradora o freno de los procesos erosivos.

a) Por lo que respecta a la *altitud* se observa un escalonamiento de procesos desde los sectores más bajos de la Demanda (600 m.) hasta las cumbres (2.200 m.).

- i. Por debajo de los 1.200 m. predominan lógicamente formas ligadas a la acción fluvial. Es el espacio de los fondos de valle estable, terrazas, conos de deyección y cursos anastomosados.
- ii. La erosión nula o moderada domina en todas las altitudes, sin embargo su máxima expresión se alcanza entre 1.200-1.600 m., coincidiendo con el ecosistema del hayedo y robledal.
- iii. A partir de 1.500 m. hacen su aparición los desprendimientos, las rigolas, la fuerte incisión lineal y los nichos ligados a surgencias de agua subcortical no incisa. Los primeros adquieren una mayor representación entre 1.700-1.800 m., las segundas entre 1.600 y 1.700 y la fuerte incisión lineal asciende a los 1.800-1.900 m. Donde el suelo es profundo, las laderas evolucionan por solifluxión.
- iv. Junto a estos procesos y formas individuales también son habituales las laderas con arroyamiento difuso, áreas de arranques y pequeñas incisiones. En realidad, este tipo de acciones presentan dos máximos, uno, el ya mencionado, a partir de 1.500 m., centrado en los sectores más deforestados, y otro entre los 700-900 m., que viene a coincidir también con la erosión laminar. Es este espacio se aúnan vertientes con

campos abandonados, áreas sometidas a procesos de erosión remontante procedente de los derrames principales, y laderas con gradientes muy fuertes ligadas al encajamiento de la red fluvial durante el Cuaternario.

- v. Por encima de 1.700-1.800 m. la elevación del relieve da un mayor peso al papel del hielo y la innivación. Los nichos de nivación, las morrenas, los suelos en guirnaldas y los canchales hacen su aparición. Cien metros más arriba ya son habituales los circos glaciares y los campos de piedras activos.

Así pues, casi todos los procesos señalados en el punto tercero, cuarto y quinto se encuentran entre un sistema de erosión de claro matiz pluvial, sobre todo en sus límites altitudinales inferiores, y otro crionival en los superiores, colindando con las divisorias y vertientes que surgen de las mismas.

b) La influencia de la *vegetación y usos del suelo* también se muestran como un factor importante en la distribución de los procesos en la Sierra de la Demanda. A grandes rasgos existen dos ambientes que manifiestan un comportamiento totalmente diferente desde un punto de vista geomorfológico. Por un lado, tendríamos las zonas cubiertas del bosque o dedicadas en la actualidad a las actividades agrarias, y por el otro, a aquellas cubiertas de matorral. En este último grupo también podríamos incluir los campos abandonados.

En las primeras, protegidas por un bosque de robles y hayedos predomina la erosión nula o moderada; el encinar, por el contrario, presenta muestras de distintos tipos de erosión ya que ocupa sectores bastante degradados y con escaso suelo. Su localización en áreas sometidas a explotación natural y en laderas bajas, próximas a núcleos de población, da a los encinares mayor densidad de procesos erosivos, con arroyamiento difuso y formación de enlosado de piedras, a veces afectado por algunas incisiones de pequeña envergadura. Los fondos de valle estable, las terrazas, conos y glacis vienen a coincidir con los campos cultivados. De este modo, el campesino no sólo aprovecha las zonas más suaves, sino que además logra, al intercalar setos entre las parcelas o plantar choperas, frenar la movilidad de alguno de estos procesos, concretamente los conos de deyección en algunos puntos todavía muy móviles. Los campos cultivados, por lo tanto, manifiestan una escasa variedad de procesos. Sólo en algunas parcelas con cierto gradiente se observan evidencias de degradación.

La erosión severa y procesos más puntuales como los grandes desprendimientos, rigolas y fuerte incisión lineal hallan su mayor representatividad en las áreas cubiertas por matorral, pastado degradado, campos abandonados y repoblación forestal. El arroyamiento difuso con pequeñas incisiones y la erosión laminar aparecen en laderas donde el matorral es muy disperso o ralo como corresponde a aquellas zonas muy degradadas, sin prácticamente manto de derrubios, con afloramiento de la roca madre en algunos puntos y donde la actividad de los procesos es lo suficientemente activa como para impedir el desarrollo de una buena cubierta de matorral. En los otros fenómenos el matorral se ve incapaz de sujetar el suelo, dado el escaso porte de su aparato radicular. De cualquier modo, en las laderas medias, con un matorral denso y crecido, los procesos erosivos se encuentran muy limitados.

De la observación de las tablas puede deducirse que las repoblaciones forestales animan a la aparición de determinados procesos muy activos. La realidad es muy distinta, aunque los resultados pudieran dar esa impresión inicial. Lo cierto es que las repoblaciones se han implantado en laderas generalmente degradadas por acciones previas del hombre y en ellas siguen todavía dominando algunos de los procesos que actuaban antes de la reforestación, pues, como es sabido, los ecosistemas tienen mucha inercia ante los cambios y reaccionan de forma lenta a acciones que tratan de restaurar el equilibrio original. Por ello observamos aún algunos desprendimientos, coladas de barro, arroyamiento difuso e incisiones lineales, en todo caso no atribuibles, salvo excepciones, al propio hecho de la repoblación.

XV. INFLUENCIA DE LA VEGETACION Y USOS DEL SUELO EN LA DISTRIBUCION DE LAS FORMAS Y PROCESOS DE EVOLUCION DE VERTIENTES EN LA SIERRA DE LA DEMANDA

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Laderas con erosión nula o moderada	48.8	67.7	56.7	45.6	67.2	89.1	71.4	78.5	85.2
Laderas con arroyamiento difuso y pequeñas incisiones (E. severa)	3.4	6.5	12.1	19.5	8.3	3	8.4	4.5	2.7
Laderas con escaso suelo (E. Laminar)	0.5	*	*	10.5	1	2.3	8.9	5.8	2.4
Barrancos encajados	1.3	4.5	0.6	2.2	3.9	0.6	5.6	4.1	3.1
Canchales parcialmente cubiertos por la vegetación	*	*	1.9	2.5	2.3	*	*	*	1
Terracillas y suelos en guirnaldas . . .	*	*	2.2	2.5	2.7	*	*	0.2	0.2
Rigolas bien marcadas	*	1.4	2.8	2.4	1	1.6	0.2	1	0.6
Desprendimientos	*	*	0.4	0.9	1.6	0.3	*	0.1	0.2
Fuerte incisión lineal	*	*	0.2	0.8	1	*	*	0.1	0.1
Nichos ligados a surgencias de agua subcortical no incisa	0.3	0.1	*	0.6	1	0.3	*	0.1	0.1
Areas abarrancadas	0.6	2.7	*	0.4	0.3	*	*	*	*
Solifluxión	*	*	5.1	0.4	*	*	*	*	*
Cuencas de recepción activas	*	*	0.6	0.7	0.7	*	*	0.1	*
Surgencias de agua subcortical con incisión marcada	*	*	*	0.4	0.4	*	*	*	0.3
Canchales y campos de piedra activos	*	*	*	0.4	*	*	*	*	*
Fondos de valle estable	28.7	9.7	3.7	1.4	1	*	*	1.3	0.5
Circos glaciares	*	*	*	0.9	0.8	*	*	*	*
Nichos de nivación	*	*	0.4	0.6	0.9	*	*	*	0.2
Morrenas	*	*	*	0.2	0.2	*	*	*	*
Terrazas	1.2	0.2	*	*	*	*	*	*	*
Conos de deyección	1	0.2	*	*	*	*	*	*	*
Glacis	10.3	1.2	*	*	*	*	0.5	*	*

1. Campos cultivados
2. Campos abandonados
3. Pastizal
4. Matorral
5. Repoblación forestal
6. Pinar
7. Encinar
8. Robledal
9. Hayedo

Porcentaje de formas y procesos de erosión sobre la superficie ocupada por cada categoría de vegetación y usos del suelo.

* Inexistente o inferior a 0.1%.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

Como podemos deducir, la altitud y la vegetación presentan una relación mutua bastante intensa, hecho explicable si consideramos que en la distribución de esta última el factor altitud es decisivo. A partir de ambos elementos podemos construir una serie de niveles dentro de la Sierra, en los que la altitud-vegetación y formas de erosión se interrelacionan. En el capítulo siguiente entraremos a analizar con más detenimiento estos pisos o niveles.

Dentro de este esquema general la pendiente y la exposición de las vertientes pasan a tener una influencia menos decisiva, aunque son también importantes en la aparición o no de ciertos procesos de detalle.

c) Salvo algunas excepciones, los procesos erosivos tienden a ser más activos en *pendientes* elevadas. De este modo, en vertientes con porcentajes superiores al 50% es habitual que se inscriban las rigolas, los barrancos encajados y las cuencas de recepción activas. El arroyamiento difuso ocupa una importante superficie en vertientes con una inclinación del 70 al 80%. Lo mismo le ocurre a la erosión laminar.

Por el contrario, con un gradiente inferior al 30% se observa una mayor tendencia a la estabilidad. Los procesos erosivos disminuyen y estamos ante la presencia de vertientes ocupadas por formas suaves, consecuencia de la deposición de la red fluvial. Es el espacio de los fondos de valle estable, terrazas, glaciares y conos de deyección. La erosión nula o moderada es máxima en estos intervalos, constatando una reducción de su importancia a medida que las pendientes se incrementan.

En las laderas de un 30 a un 50% de pendiente se desarrollan también una gran variedad de procesos. Entre el 30 – 40% de pendiente aparecen las terracillas, la fuerte incisión lineal y la soliflucción. A partir de las vertientes con un 40% de gradiente comienzan a adquirir representación espacial fenómenos que necesitan una mayor inclinación para activar los mecanismos que los causan. Nos referimos fundamentalmente a los lóbulos y coladas de piedras así como a los desprendimientos.

d) El papel de la *exposición* también nos aporta información acerca del reparto de formas y procesos en la Sierra. Las vertientes N-NW-NE se caracterizan por el predominio de la erosión nula o moderada. También son proclives a la soliflucción, canchales, lóbulos y coladas de piedras. Con exposición W son de destacar los desprendimientos y las rigolas bien marcadas, es decir, en definitiva, todos aquellos movimientos en masa o incisiones que exigen acumulación nival y posterior fusión para poner en acción el material.

En exposiciones S, SE y SW predominan procesos más espectaculares. El arroyamiento difuso, la fuerte incisión lineal, las áreas abarrancadas y la erosión laminar son abundantes en estas orientaciones. La razón de este hecho es doble, aunque en ambos casos relacionada con la acción del hombre sobre el medio ambiente. Por un lado, en las vertientes meridionales la intervención antrópica no se ve después sellada por fitoestabilización, pues la mayor insolación y la menor disponibilidad hídrica reducen las posibilidades de recuperación de la vegetación natural. Por otro lado, las solanas son escogidas por el hombre como espacio preferencial para la localización de campos de cultivo.

6.3. La distribución de los procesos de evolución de vertientes combinando los factores topográficos

El almacenamiento y tratamiento de los datos por ordenador nos permite relacionar cada forma de erosión con las combinaciones de los factores topográficos. Ello nos facilita de una manera más precisa conocimientos acerca de la distribución de los procesos y los factores que intervienen en la misma. Toda la información estadística ha sido sintetizada en unos cuadros que intentan aproximarnos a la realidad demandina. En las líneas siguientes aparecen trabajados 15 procesos –los más destacados– tanto para el conjunto de la Sierra como para cada una de las cuencas.

XVI. INFLUENCIA DE LA PENDIENTE EN LA DISTRIBUCION DE LAS FORMAS Y PROCESOS DE EVOLUCION DE VERTIENTES EN LA SIERRA DE LA DEMANDA

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Laderas con erosión nula o moderada	49.3	71.5	68.9	63.6	56.8	55.7	54.6	25	25
Laderas con arroyamiento difuso y pequeñas incisiones (Erosión severa)	8.7	5.9	8.6	11.6	14.2	11.9	11.9	29.5	*
Laderas con escaso suelo. Erosión laminar	1.2	6.8	4	3.1	6.5	10.7	15.9	13.6	75
Barrancos encajados	0.9	1.7	2.8	2.6	3.7	3.8	6.7	13.6	*
Canchales parcialmente cubiertos por la vegetación	*	0.4	0.9	1.8	2.3	2.5	0.4	*	*
Terracillas y suelos en guirnaldas ...	*	0.2	1.5	2.3	1.7	1.4	0.4	*	*
Rigolas	0.6	0.1	1.2	1.7	2	2	0.7	9	*
Desprendimientos	*	*	0.5	0.9	1.1	0.9	0.7	*	*
Fuerte incisión lineal	*	0.1	0.5	0.8	0.6	*	*	*	*
Nichos ligados a surgencias de agua subcortical no incisa	*	*	0.3	0.7	0.5	0.5	*	*	*
Areas acarcavadas	*	*	0.4	0.2	0.6	0.8	*	*	*
Solifluxión	*	0.2	0.2	0.5	0.2	0.3	0.2	*	*
Cuencas de recepción activas	*	0.2	0.2	0.6	0.5	0.3	0.4	2.2	*
Surgencias de agua subcortical (pipes)	*	0.1	0.3	0.4	0.3	*	*	*	*
Canchales y campos de piedras activos	*	*	*	0.1	0.3	0.3	*	*	*
Conos de deyección	0.6	0.1	*	*	*	*	*	*	*
Fondo de valle estables	17.7	5.4	3	1.9	1.4	0.8	0.4	*	*
Circos glaciares	*	*	0.3	0.5	0.9	0.7	0.9	*	*
Nichos de nivación	*	*	0.2	0.6	0.7	0.3	0.2	*	*
Morrenas	*	*	*	0.1	0.2	0.3	*	*	*
Terrazas	0.3	0.6	0.1	*	*	*	*	*	*
Glacis	15.9	2.6	0.6	*	*	*	*	*	*

- 1. 0 – 10 %
- 2. 10 – 20 %
- 3. 20 – 30 %
- 4. 30 – 40 %
- 5. 40 – 50 %
- 6. 50 – 60 %
- 7. 60 – 70 %
- 8. 70 – 80 %
- 9. 80 – 90 %

Porcentaje de formas y procesos de erosión sobre la superficie ocupada por cada categoría de pendiente

* : Inexistente o inferior a 0.1 %

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

XVII. INFLUENCIA DE LA ORIENTACION EN LA DISTRIBUCION DE LAS FORMAS Y PROCESOS DE EVOLUCION DE VERTIENTES EN LA SIERRA DE LA DEMANDA

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Laderas con erosión nula o moderada	72.7	72.2	63.5	61.7	57.2	61.4	66.7	68
Laderas con arroyamiento difuso y pequeñas incisiones (E. severa)	3.9	6	10.4	10.1	16.1	20	14.9	6.7
Laderas con escaso suelo. Erosión laminar .	3.2	3.6	6.1	4.6	4.9	7.5	9.6	5.3
Barrancos encajados	2.6	3.6	3.7	3.4	2.7	2.8	2	3.2
Canchales parcialmente cubiertos por la vegetación	1.7	0.9	1.1	0.9	1	2.2	1.3	2.7
Terracillas y suelos en guirnalda	0.6	0.7	1.1	2	2.7	2.5	1.7	1.2
Rigolas bien marcadas	1.7	0.8	1.2	1.5	0.7	1.5	2.7	2.1
Desprendimientos	0.1	0.6	1	1.1	0.6	1.2	1.7	0.3
Fuerte incisión lineal	0.1	0.7	0.5	1.2	0.7	1	0.2	*
Nichos ligados a surgencias de agua subcortical no incisa	0.1	0.1	0.2	1.1	1.4	0.7	0.1	*
Areas acarcavadas	0.1	0.4	0.5	0.9	*	0.6	0.2	0.1
Solifluxión	0.8	0.4	0.3	*	0.1	0.1	0.4	0.3
Cuencas de recepción activas	0.3	0.1	0.2	0.3	0.9	0.6	0.5	0.3
Surgencias de agua subcortical (pipes)	0.5	0.3	0.3	0.6	0.1	0.1	*	0.4
Canchales y campos de piedras activos	0.2	0.2	*	*	0.3	*	0.3	0.2
Fondos de valle estable	3.7	2.7	1.8	2.4	2	2.3	2.8	2.8
Nichos de nivación	0.8	1	0.5	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1
Morrenas	0.1	0.3	*	*	0.1	*	0.1	0.2
Conos de deyección	*	*	0.1	0.2	0.1	*	*	*
Terrazas	0.1	0.1	*	*	*	*	0.1	0.2
Glacis	0.1	0.4	*	0.6	3.8	0.8	0.1	0.3

Porcentaje de formas y procesos de erosión sobre la superficie ocupada por cada categoría de exposición

* : Inexistente o inferior a 0.1 %

Partiendo del factor altitud haremos una clasificación de procesos interrelacionándolos con la pendiente y la exposición. Siguiendo esta escala de factores pretendemos mostrar las preferencias topográficas de cada forma y proceso por sí mismo y frente a los demás.

A. Por encima de 1.500 m. aparecen en porcentajes importantes superficies ocupadas por procesos que están íntimamente relacionados a) con la existencia de un potente manto de derrubios capaz de absorber grandes cantidades de agua favoreciendo las circulaciones subcorticales, b) con disponibilidad hídrica buena parte del año y c) con temperaturas extremas que permitan la actuación del hielo-deshielo o el mantenimiento de una capa de nieve que funde en períodos concretos, aportando en un tiempo muy corto importantes cantidades de agua. Este es el medio en el que se desarrollan:

- canchales
- terracillas y suelos en guirnaldas
- lóbulos de solifluxión
- desprendimientos
- fuerte incisión lineal
- rigolas
- cuencas de recepción activas

Aunque las formas crionivales entran dentro del espacio montano comprendido entre 1.500-2.000 m., es lógico pensar que su mayor representatividad se centre a partir de 1.800 m. Exposición y pendiente, en este caso, marcan diferencias destacadas para comprender la distribución de estas formas y procesos. Los *canchales parcialmente cubiertos por la vegetación* son propios de vertientes septentrionales, más exactamente de exposiciones del cuarto cuadrante y de pendientes de más del 50%. Esta ubicación está estrechamente relacionada con la dirección de los vientos más usuales y con la acumulación de nieve en la ladera. Los frentes atlánticos, fríos y húmedos, provocan en el invierno precipitaciones nivosas al entrar en contacto con las vertientes N-NW. Tras su fusión en primavera se crean las condiciones apropiadas para el desarrollo de lóbulos, coladas... En las crestas la acción del viento se lleva la nieve del suelo, que se ve sustituida por placas aisladas de hielo que ayudan a la formación de campos de piedras. Las pendientes elevadas, por último, facilitan el deslizamiento de algunos clastos envueltos en una matriz fina.

Las *terracillas y suelos en guirnaldas* se desarrollan en vertientes meridionales y en pendientes inferiores al 50%. Para su lento descenso necesitan, en menor medida, fuertes inclinaciones y una gran humedad que sature el suelo. Por el contrario, sí exige la actuación intensa de los pipkrakes que están ligados a rodales desnevadados y a unos contrastes térmicos a lo largo del día más intensos. Estas condiciones se cumplen sin dificultad en las solanas. Esta realidad se constata plenamente en las cuencas del Najerilla y del Pedroso con una gran proporción de laderas orientadas al sur. Aquí se suceden unos rápidos procesos de fusión a lo largo del invierno que favorecen la aparición de importantes espacios desprotegidos de la nieve, donde se instalan tras el asentamiento del anticiclón invernal importantes campos de pipkrakes, mecanismo, como hemos dicho, que interviene muy directamente en la configuración de las terracillas. En las cuencas que inscriben su cabecera en la vertiente septentrional de la Demanda la proporción de estas formas desciende y en algunas, como el Cárdenas, Tobía u Oja, tienden a ubicarse en laderas más septentrionales, aunque siempre en sectores protegidos de una cubierta nival constante durante todo el invierno.

La *solifluxión* muestra una inequívoca orientación septentrional con dos tipos de pendiente diferentes: por encima del 50% y por debajo del 30%. En esta diversidad radica una de las

razones de la existencia de distintos tipos de solifluxión. Uno es activo y actúa por medio de pequeños lóbulos que se superponen unos encima de otros en primavera, exigiendo una mayor pendiente. El otro, menos activo, e incluso subfuncional, de tipo manto, se inscribe en laderas muy suaves de pasto mesófito y, dada la escasa inclinación de los sectores donde se ubica, necesita gran humedad. Es por ello que este último tipo de solifluxión ha estado relacionado con períodos más húmedos que los actuales, permaneciendo hoy en día estabilizado en gran medida o, al menos, eso parece desprenderse de su fisonomía actual. El Arlanzón, el Oja y el Najerilla ofrecen los mejores ejemplos de solifluxión.

Con la información aportada parece intuirse una «estrategia» de ocupación del espacio por las formas crionivales. Los canchales, coladas y lóbulos se asientan en las elevadas pendientes de orientación septentrional de la Sierra. Si existe un suelo algo más profundo con pendientes más suaves, éstos son sustituidos por la solifluxión. Finalmente, las laderas de menos de 30% y orientadas al sur son los sectores más habituales para la ubicación de guirnaldas.

Inmediatamente por debajo de las formas crionivales, los *desprendimientos* y la *fuerte incisión lineal* ocupan con preferencia orientaciones solanas y pendientes de tipo medio entre el 30-50%, aunque en el caso de las incisiones también es de resaltar la elevada proporción que representan las laderas por debajo del 30%. Esta información nos aporta datos de interés:

- Al ubicarse en solana, estos procesos vienen a coincidir con sectores supraforestales cubiertos por matorral o con áreas repobladas, allí donde el crecimiento de las especies introducidas no ha tenido mucho éxito. También aparecen algunos en áreas de bosque poco denso, aunque no es lo más habitual. Así pues, diversas acciones antrópicas ligadas a la deforestación con descenso del límite superior del bosque o la reforestación de sectores inapropiados no son ajenas a la aparición de estos fenómenos.

- La preferencia por gradientes del 30 al 50%, e incluso más bajos como en el caso de la fuerte incisión lineal, se explica porque estos procesos de erosión están relacionados en gran parte con las escorrentías subsuperficiales y con el funcionamiento de la fusión de la nieve. Ello justificaría su localización en zonas elevadas y su ausencia en pendientes superiores al 50%. Al igual que los desprendimientos, las incisiones relacionadas con flujos subcorticales necesitan laderas por donde el agua circule de forma no excesivamente rápida. De darse esta circunstancia los flujos alcanzarían el fondo de los cauces a través de los macroporos sin afectar excesivamente a la vertiente. Es necesario, pues, que existan inclinaciones menos bruscas que favorezcan parcialmente la circulación lenta o, incluso, el estancamiento. De este modo, el regolito se empapa y se producen las roturas, hundimientos, deslizamientos, etc.

En cuanto a los desprendimientos, por cuencas observamos que en el Arlanzón, Tobía y también en el Najerilla vienen a ocupar laderas con pendientes de menos del 30%. No es de extrañar si tenemos en cuenta que algunos tienden a configurarse en sectores de escaso gradiente (rellanos, frentes de morrena, etc.), por las razones antes aludidas. En el Cárdenas una elevada proporción de superficie afectada por movimientos en masa viene a situarse entre los 1.000-1.500 m. En realidad, corresponde a un gran desprendimiento ubicado en la cabecera del barranco el Rubio.

La distribución de las incisiones sigue unas pautas muy parecidas a las del conjunto de la Sierra. El Arlanzón, el Oja y el Pedroso cuentan con procesos de este tipo en laderas ubicadas a más de 1.500 m., con pendientes del 30-50% y exposiciones meridionales. El Tirón, el Cárdenas y el Najerilla con la misma altitud y exposición, aunque con gradientes inferiores al 30%, muestran importantes superficies afectadas por las incisiones marcadas.

Si los procesos y formas anteriores ocupaban vertientes solanas con gradientes de tipo medio, no ocurre lo mismo con las *rigolas* y las *cuencas de recepción activas*. Ambas, causadas

por mecanismos de escorrentía, exigen fuertes gradientes, superiores al 50%, y unas exposiciones septentrionales, ya que son estas coordenadas las que más disponibilidad de agua van a tener por precipitación o fusión.

Las laderas de 1.600 a 1.900 m., con exposiciones W y NW y pendientes entre el 70-80% son las más afectadas por los procesos de rigolización. Corresponden a sectores de matorral o a áreas antiguamente cubiertas de hayedos y hoy deforestadas. Su ubicación obliga a pensar en el papel que ejerce en su formación la nieve y su posterior fusión. Se trata seguramente de una escorrentía que no puede infiltrarse por la fuerte pendiente que acelera la velocidad de las aguas y aumenta la capacidad de transporte. A la vez esa pendiente dificulta la integración de los canalillos, impidiendo su rápida evolución, dado que cada uno de ellos cuenta con una cuenca-vertiente extremadamente reducida; la misma pendiente es también responsable de la rectitud de su trazado, que configura una red densa de cursos paralelos y rectos en su espacio muy pequeño. Los canales se inician a bastante distancia de la divisoria, señalando el *umbral sin erosión* al que aludía HORTON (1945). Su área de captación de aguas se desarrolla en un ambiente de terracillas, microrigolas y microcoladas que finalmente se convierten en una red de rigolas. No obstante, tampoco hay que desdeñar el papel de los flujos subcorticales en la evolución de estos procesos de incisión.

Las *cuenca de recepción activas* se instalan en laderas con vegetación poco densa (elevado porcentaje de suelo y roca al desnudo). La exposición no parece ser un factor determinante, alternando orientaciones septentrionales y meridionales, aunque siempre con ventaja para las primeras. Estas cabeceras desprovistas de vegetación y con una disposición topográfica cóncava son capaces de evacuar rápidamente sedimentos de tamaño muy poco seleccionado. En un estudio reciente sobre la dinámica fluvial del río Oja (GARCIA RUIZ, GOMEZ VILLAR y ORTIGOSA IZQUIERDO, 1987) se comprueba que en estas áreas se instalan los procesos más importantes encargados de efectuar el transporte de material aguas abajo. El tamaño y volumen de los cantos es tal que el derrame fluvial principal se ve incapacitado para su evacuación. El desequilibrio entre ambos fenómenos (capacidad energética para el transporte y volumen de material aportado por la ladera) es en parte el causante de la configuración de un modelo fluvial trezado. En el valle del río Oja el 6% de las laderas por encima de los 1.500 m. y pendientes superiores al 50% se ven afectadas por este tipo de procesos. Importantes superficies con cuencas de recepción aparecen también en el Najerilla, aunque aquí, dada la mayor energía fluvial, no se ha creado un modelo anastomosado. Sin embargo, sí se han formado en la desembocadura de los barrancos conos de deyección de dimensiones variables que constituyen una reserva de sedimentos para el momento de las grandes crecidas.

Las surgencias de agua subcortical (*pipes*) con incisiones bien marcadas y los nichos ligados a surgencias de agua subcortical no incisa comparten laderas por encima de los 1.500 m., aunque también logran descender hasta los 1.000 m., es decir vienen a surgir no sólo en el nivel supraforestal, sino en laderas medias-bajas. Los *pipes con incisiones marcadas* son propios de inclinaciones del 30 al 50%, con orientaciones septentrionales, sectores que están o han estado cubiertos de bosque. Este ambiente ofrece las condiciones necesarias para su formación: manto de derrubios con estructura abierta, raíces y conductos que facilitan la circulación del agua, etc.

Las superficies ocupadas por las *depressiones o nichos ligados a surgencias de agua subcortical no incisa* son de preferente localización en pendientes de más del 50%. La orientación de estas depressiones o nichos, a veces generadores de pequeñas coladas, tiende a ser la solana, ya que aquí las condiciones son menos apropiadas para la formación de conductos *-pipes-* por falta del bosque, predominado, en consecuencia, los flujos subcorticales laminares.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

El elevado gradiente donde se inscriben también tiene su justificación con respecto al de los pipes (30-50%). Estos últimos al circular entubados por un conducto más o menos amplio se encuentran con menores resistencias. La escorrentía subsuperficial laminar discurre por poros y microconductos que lógicamente ofrecen un mayor freno al rozar el agua con las diversas partículas del suelo. Es necesario, pues, para que ésta pueda descender ladera abajo unas inclinaciones considerables. Cuando encuentran una concavidad o ruptura de pendiente salen al exterior favoreciendo pequeños movimientos en masa. Estos procesos que estudiamos son propios del matorral, y en menor medida, de los campos abandonados.

B. Por debajo de los 1.500 m. y con vertientes orientadas al norte son de destacar la erosión nula o moderada y los barrancos encajados. La única diferencia en cuanto a su ubicación la establece la pendiente; los últimos vienen a inscribirse en laderas de más del 50%. La *erosión nula o moderada* aumenta su importancia hasta los 1.500 m. de altitud y a partir de ahí disminuye conforme se incrementa la pendiente y conforme se endurecen las condiciones climáticas. Su óptimo se alcanza, pues, en torno a esa cota, coincidiendo con la banda altitudinal en la que el bosque ocupa una mayor extensión y confirmando así el papel protector de la cubierta vegetal (ver el capítulo siguiente). Desde 1.500 m. hacia abajo las manchas de bosque se hacen progresivamente más escasas y son sustituidas por matorrales, campos abandonados y campos cultivados, en muchos casos con procesos erosivos de distinta entidad a consecuencia de la presión antrópica, y ello a pesar de que la pendiente media tiende a disminuir considerablemente. Sin embargo, también es necesario advertir, y ello queda reflejado en el correspondiente cuadro, que las vertientes con orientaciones septentrionales, las primeras en ser abandonadas por el hombre, dadas sus condiciones ambientales, se han visto en no pocos casos cubiertas de nuevo por un joven hayedo o robleal que ha estabilizado estos sectores.

Por cuencas, las grandes unidades de la Sierra –Oja, Pedroso y Najerilla– ofrecen una distribución muy similar a la ya mencionada. Distinto aspecto, por el contrario, manifiestan el resto de las cuencas. En el Tobía y el Cárdenas la erosión nula, aunque siempre con exposiciones septentrionales, se distribuye en vertientes de más de 1.500 m., pues el bosque menos alterado logra alcanzar una mayor altitud.

C. Por debajo de 1.000 m., si las vertientes septentrionales están ocupadas por áreas con erosión nula o moderada (recordemos su recolonización por parte del bosque tras el descenso de la presión antrópica), las meridionales se ven afectadas por distintos procesos y formas que van desde la erosión laminar en pendientes de más del 50% a las áreas abarrancadas entre el 30-50% y los conos de deyección de desniveles de menos del 30%.

Las *laderas con escaso suelo sometidas a erosión laminar* vienen a corresponder a áreas de matorral poco denso. Abarcan importantes superficies en empinadas vertientes que drenan hacia el Najerilla. Este derrame fluvial ha abierto su cauce entre angostas paredes rocosas muy afectadas por este tipo de acciones. El escaso regolito existente impide que predominen las incisiones o los movimientos en masa. Sólo una erosión laminar es la encargada de dismantelar las laderas, que también aportan caídas de rocas, al encontrarnos en un material muy diaclasado.

Las laderas con escaso suelo aparecen en el valle del Oja por encima de los 1.500 m. y con pendientes del 50% y más. Coinciden con laderas sobre dolomías en las que el regolito ha sido evacuado o con las encajadas vertientes de la cabecera del Oja, labradas en pizarras y cuarcitas.

Las *áreas abarrancadas con cárcavas* corresponden a sectores sometidos a fuerte erosión. En la Demanda no ocupan importantes extensiones. Se limitan a las zonas más degradadas o a los repoblados. Muchas de las cárcavas aprovechan puntos de debilidad para instalarse. Apare-

cen normalmente jerarquizadas y aportan una gran cantidad de sedimentos al fondo de los barrancos. Se localizan preferentemente en vertientes ubicadas por debajo de los 1.000 m. lo que se justifica por su parcial vinculación a actividades agropecuarias y por el efecto de la erosión remontante más próxima a los cauces fluviales; su representatividad es escasa por encima de los 1.500 m. Por cuencas, las del Tirón, Oja y Najerilla son las más afectadas por este tipo de fenómenos, aunque las superficies y distribución varían. En el Oja y el Najerilla las laderas acarcavadas se localizan por debajo de los 1.000 m. entre el 20-50% de pendiente, con exposiciones solanas. Se han instalado, por lo tanto, en campos abandonados desde hace tiempo, aunque ello no quiere decir que el abandono sea la causa directa del acarcavamiento. Concretamente, en el barranco de Cilbarrena (cuena del río Oja) las cárcavas con toda probabilidad son anteriores al éxodo rural, aunque no dudamos que el abandono de prácticas culturales ha ayudado a una mayor profundización y generalización de las incisiones. En el Tirón las áreas acarcavadas se sitúan con preferencia entre los 1.000-1.500 m., con exposiciones septentrionales y pendientes de más del 50%, coincidiendo con sectores deforestados o repoblados. El Tobía y el Pedroso carecen de este tipo de proceso que, insistimos, no es muy habitual en la Demanda.

D. En último lugar hemos dejado las *laderas sometidas a arroyamiento difuso, con áreas de arranques y pequeñas incisiones*, ya que tienden a localizarse en la Demanda en una gran variedad de ambientes, no encuadrándose en un solo nivel altitudinal. Así pues, el arroyamiento difuso (erosión severa) es propio de todas las altitudes, aunque siempre:

- en laderas meridionales. En exposición norte, cubiertas por un bosque cerrado, los espacios sometidos a arroyamiento disminuyen considerablemente;
- en pendientes no inferiores al 30%.

En consecuencia, la distribución se relaciona muy directamente con los territorios alterados por las acciones antrópicas: campos abandonados en pendiente, áreas deforestadas colonizadas actualmente por el matorral o repoblados. Son estos sectores con una vegetación aclarada los más requeridos por estos procesos.

La conclusión más destacada que se desprende del presente capítulo es la distribución bastante organizada de cada uno de los procesos de evolución de vertientes en la Sierra de la Demanda. Como ésta presenta condiciones variables para el funcionamiento hidromorfológico en función de la pendiente, la altitud y la exposición, los procesos tienden a frecuentar ambientes relativamente repetitivos. Ello permite diferenciar áreas por sus procesos dominantes, tal y como vemos en el cuadro que adjuntamos. De este último podemos extraer la siguiente información:

1. Los procesos son más destacados en cantidad y variedad por encima del nivel del bosque. Aunque muchos de estos procesos tienen que ver con intervenciones antrópicas, al rebajar el límite superior del bosque, su evolución posterior está más relacionada con la diversidad climática y con las pendientes.

También son de importancia algunos procesos por debajo del bosque. Cabe señalar el interés indicativo que tiene la distribución del arroyamiento difuso, las pequeñas incisiones o la erosión laminar, casi siempre en laderas bajas, próximas a núcleos de población y en áreas muy afectadas por la deforestación, el pastoreo y cultivos. Se trata, por lo tanto, de procesos que –cuando adquieren dimensiones considerables– aparecen estrechamente vinculados a intervenciones antrópicas. Por eso mismo existen notables diferencias en la actividad erosiva de las cuencas: así, las de los ríos Oja y Najerilla muestran, por ejemplo, un extenso predominio del arroyamiento difuso, mientras que las de los ríos Cárdenas y Tobía se encuentran poco

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

XIX. «NICHOS» DE LOCALIZACION DE FORMAS Y PROCESOS SEGUN DIVERSAS VARIABLES TOPOGRAFICAS

+1.500 m.	Rigolas Cuencas recepción Canchales Soliflucción	Pipes	Soliflucción	Sept.
	E. subsuperficial laminar	Desprendimientos Incisiones S. en guirnaldas E. subc. laminar Arroyam. difuso	S. en guirnaldas	Meridional
1.000-1.500 m.	Barrancos encajados	Pipes Erosión nula o moderada	Erosión nula o moderada	Sept.
	E. subsuperficial laminar	Arroyamiento difuso		Meridional
600-1.000 m.	Barrancos encajados	Laderas con erosión nula o moderada	Laderas con erosión nula o moderada	Sept.
	Arroyam. difuso Laderas con escaso suelo (E. Laminar)	Areas acarcavadas	Conos de deyecc.	Meridional
	+ 50%	30-50%	-30%	

afectadas por este tipo de proceso, a pesar de que las pendientes son muy fuertes; pero la presión demográfica ha sido mucho más mitigada y por lo tanto se conserva mejor la cubierta forestal, reduciendo así las posibilidades de escorrentía superficial. Por otra parte, curiosamente, el hecho de que tengan pendientes fuertes ha sido un factor de protección, pues la población local se ha visto menos motivada a la implantación de cultivos permanentes y nómadas.

2. Los procesos se incrementan con la elevación de la pendiente, sobre todo los activados por escorrentías superficiales que necesitan laderas empinadas para inscribirse, arrastrar material, etc...; los movimientos en masa ligados a otros tipos de condiciones aparecen en pendientes algo menos inclinadas.

3. En la Demanda existe una clara diferenciación entre vertientes septentrionales y meridionales. Las primeras, por debajo de los 1.500 m., son bastante estables, como corresponde a áreas cubiertas de bosque o a laderas antaño cultivadas pero que tras el abandono, dadas sus excelentes condiciones de humedad, han sido de nuevo tapizadas por el matorral o por jóvenes bosquetes de robles y hayas; las segundas, como consecuencia del alto grado de degradación a que han sido sometidas (eliminación del bosque para pastizales o campos cultivados) sufren los efectos de importantes procesos. En realidad, la solana ha sido alterada en todas las altitudes, lo que explica que algunos procesos como el arroyamiento difuso aparezcan tanto por debajo de los 1.000 m. (campos abandonados) como por encima de los 1.500 m. (recesión o eliminación total del bosque).

VII. LOS SISTEMAS DE EVOLUCION DE VERTIENTES

Los procesos descritos en los capítulos anteriores se distribuyen en el espacio, como hemos visto, de forma organizada. Cada uno de ellos responde a unas condiciones ambientales peculiares que permiten su existencia. El clima, con su escalonamiento altitudinal, ejerce una influencia determinante al controlar en primera instancia la aparición o no de determinados procesos en función de las temperaturas, la acumulación nival o el volumen de precipitaciones. Pero, además, existen otros factores de carácter más local –algunos ya tratados– de no menor importancia (orientación, pendiente, vegetación, etc.), parcialmente controlados por el clima. De acuerdo con la combinación de estos factores, hay toda una serie de procesos geomorfológicos que se repiten de forma insistente en ambientes concretos, de forma que acaban por definir unos sistemas morfogénéticos y morfoclimáticos, responsables de la dinámica de vertientes de la Sierra de la Demanda. Cada uno de esos sistemas tiende a caracterizarse –a veces con solapamientos entre sí– por unos procesos dominantes, por unas formas de relieve y por un funcionamiento hidromorfológico peculiar. De este modo la dinámica de vertientes en la Sierra presenta tres niveles relativamente bien diferenciados: a) sistemas de erosión en vertientes supraforestales, b) sistemas de erosión en el bosque, y c) sistemas de erosión en áreas degradadas y campos abandonados. Como factor diferenciador introducimos en cada uno de ellos términos biogeográficos o de usos del suelo; en realidad, en los dos primeros casos con tales términos queremos aludir a cuestiones climáticas globales que se hallan bien definidas tanto por el bosque como por el nivel supraforestal. En el tercer caso se trata de un nivel cuya dinámica y distribución se hallan dirigidas en gran parte por la acción del hombre. Pensamos que, dadas las nuevas variables que introduce la antropización, este nivel se aleja algo de nuestros objetivos

iniciales, por lo que consideramos que exige un tratamiento individualizado a abordar en otro trabajo.

7.1. *Los sistemas de erosión en vertientes supraforestales*

Los ambientes situados por encima del bosque presentan un aspecto totalmente diferente al observable en niveles inferiores. Con una extensión de 125 Kms² (el 11% del área de estudio), en este sector las condiciones naturales favorecen la aparición de procesos geomorfológicos vinculados a las características de la fusión de la nieve, a la presencia de temperaturas por debajo de 0° durante buena parte del año y a los rasgos de los materiales que cubren el sustrato rocoso, además de los efectos ocasionados por la ausencia de vegetación de porte arbóreo.

Conviene aclarar, no obstante, que en las páginas siguientes utilizamos el término supraforestal en sentido amplio, no puramente biogeográfico. La realidad es que si atendiéramos a criterios de vegetación potencial, lo supraforestal quedaría limitado a las mismas divisorias y quizás a algunos cantiles próximos, donde los efectos del viento y de la llamada *explotación natural* dificultan la estabilidad del arbolado. Sin embargo, la actividad pastoral del hombre ha hecho descender considerablemente el nivel del bosque y con él ha extendido hacia abajo toda una serie de procesos propios de ambientes más desprotegidos. De hecho, pues, cuando hablamos de supraforestal aludimos generalmente al espacio situado ladera arriba de los límites actuales del bosque; su contorno es bastante irregular, ascendiendo por las líneas de drenaje y descendiendo por las áreas convexas o divisorias, donde la eliminación del bosque no se ha visto seguida por una fácil regeneración del arbolado. El fenómeno es similar al observado en otras regiones montañosas, donde el supraforestal ha ganado mucho en extensión a costa del bosque (GARCIA RUIZ y PUIGDEFABREGAS, 1982; GARCIA RUIZ, en prensa).

Este espacio supraforestal, en líneas generales, se caracteriza por la existencia de divisorias muy suaves que se mantienen a una altitud más o menos constante. A partir de aquí y hasta el nivel actual del bosque nos encontramos con vertientes regularizadas, algunas de las cuales se hallan en pleno proceso de desmantelamiento. Otras, por el contrario, aparecen tapizadas por un manto de derrubios todavía funcional que recibe aportes de cantos de los resaltes más próximos.

A grandes rasgos, en el espacio supraforestal pueden distinguirse dos grandes unidades dominadas por procesos diferentes. La más extensa y activa corresponde a las vertientes rectilíneas y a sus divisorias dominantes, cubiertas por los productos de la acción de la crioclastia; la segunda coincide con algunas laderas y divisorias sobre dolomías, cuya alteración da lugar a suelos profundos.

En las primeras aparece un amplio abanico de fenómenos que van desde los propiamente crionivales a los grandes movimientos en masa (desprendimientos) o incisiones. En los segundos, formados en áreas de escasa pendiente (collados), se generan pequeños movimientos en masa de escasa entidad y velocidad lenta (soliflucción) así como hundimientos y dolinas ligados a la evolución de los materiales infrayacentes (dolomías).

7.1.1. *Los ambientes crionivales y la evolución de laderas rectilíneas*

a) En las proximidades a las divisorias, y en estas mismas, se desarrollan una serie de procesos relacionados con la acción hielo-deshielo y con la fusión de la nieve. En los mapas

geomorfológicos que adjuntamos esta actividad crionival ha sido cartografiada agrupándola bajo los epígrafes de *canchales y campos de piedras activos, canchales parcialmente cubiertos por la vegetación y terracillas y suelos en guirnaldas*. Es obvio que la escala del mapa (1:50.000), e incluso la de la fotografía aérea (1:18.000), nos ha impedido pormenorizar de modo más preciso este tipo de formas. Es por ello que nos hemos visto en la necesidad de concretar más estos mecanismos realizando trabajo de campo en los sectores más elevados de la Demanda. El estudio de las variables topográficas que afectan a la distribución de las formas crionivales ya ha sido tratado; nos centraremos, pues, en el aspecto que presentan y en su morfometría. De los datos manejados podemos concluir la existencia de tres áreas de actividad crionival (ARNAEZ VADILLO, 1985):

ZONA 1. Abarca de 1.650 a 1.800 m. Predominan los canchales no activos. En esta franja las temperaturas medias en invierno rondan los 0°, lo que no favorece las acciones hielo-deshielo. La inactividad de estas formaciones ha permitido el asentamiento de especies vegetales como la *Calluna* y *Erica*. En los canchales ubicados en umbría se han creado las condiciones apropiadas para el crecimiento y desarrollo de especies arbóreas (*Fagus sylvatica*).

ZONA 2. Comprende la banda altitudinal que va de 1.800 a 2.000 m. Dos son las formas más destacadas: los canchales y los lóbulos de piedras. Ambos tipos de formación se ven afectados por la fusión de la nieve que empapa la matriz fina y pone en movimiento lóbulos de mayor o menor tamaño. De cualquier forma, gran parte de estas formaciones ya aparecen cubiertas de matorral en diversos sectores, lo que indica su reducida actividad.

ZONA 3. Se extiende desde 2.000 a 2.200 m. Las bajas temperaturas invernales y los fuertes vientos que soplan en las crestas incentivan la aparición de algunos procesos crionivales. Los campos de piedras y los suelos en guirnalda son las formas más habituales en estas altitudes. También aparecen algunos canchales ligados a áreas rocosas.

Los *campos de piedras* ocupan las áreas somitales de la Sierra. Aparecen en superficies planas o ligeramente inclinadas. En estas últimas parece entreverse un aumento del tamaño de los cantos a medida que descendemos. No es de extrañar si pensamos que los clastos más gruesos resbalan con más facilidad por encima de la nieve o el hielo, habituales en estos parajes. El estudio morfométrico de los campos de piedras localizadas en las proximidades del pico más elevado de la Sierra (San Lorenzo) queda reflejado en el gráfico n.º 35 correspondiente al tamaño de los cantos, su índice de aplanamiento y su índice de desgaste.

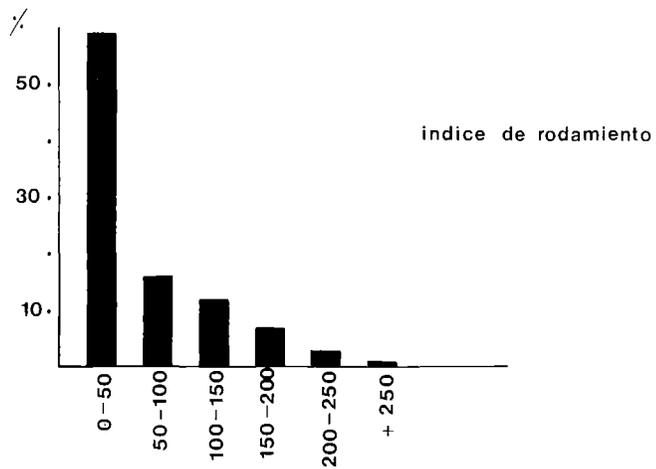
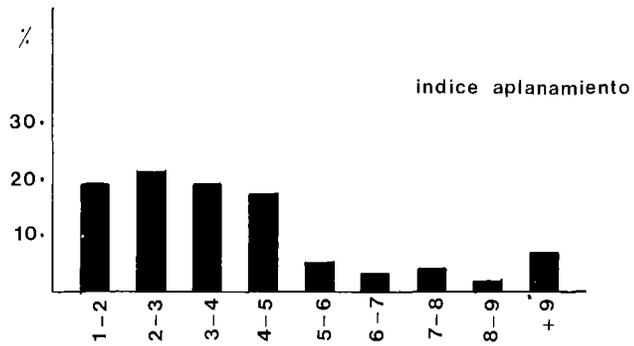
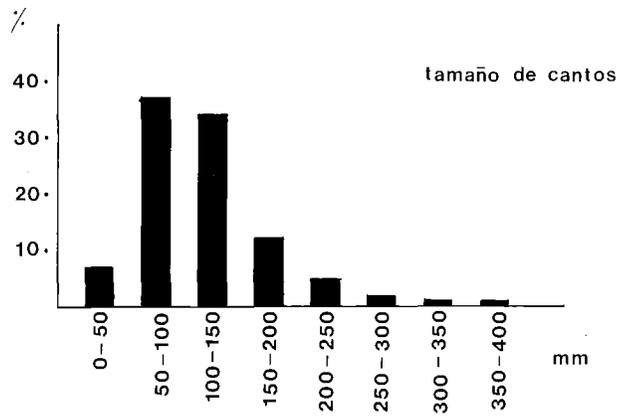
Respecto al primero, puede observarse que el 80% de los cantos oscila entre 50 y 200 mm. (media de 118 mm.), tamaño no excesivamente grande debido a la intensa acción de la gelifracción *in situ* que periódicamente va cuarteándolos a favor de sus múltiples fisuras.

El índice de aplanamiento da una media para el conjunto de los clastos medidos de 4.50. El 20% de los mismos oscila entre el índice 2-3 y un 19% entre el 3-4. Estos valores indican que el aplanamiento es muy elevado como consecuencia de la acción del hielo-deshielo sobre una litología constituida por cuarcitas y pizarras afectadas por notable esquistosidad, y que por ello tienden a resquebrajarse fácilmente dando formas muy planas.

Como es de esperar el índice de rodamiento ofrece valores de desgaste muy bajos (un 59% de cantos con índice inferior a 50). El recorrido del material ha sido nulo o casi nulo.

Así pues, la cuantificación viene a confirmar las características de los campos de piedras descritas en el capítulo V. Estamos ante formaciones compuestas por acumulación caótica de clastos angulosos desembarazados del escaso material fino por lavado. Los clastos son aplanados en forma de lajas ortogonales que originan un gran rozamiento entre sí, lo que dificulta su desplazamiento y asegura la estabilidad del conjunto. Da la impresión, desde luego, de que la

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



35. Tamaño, aplanamiento y rodamiento de los clastos de los campos de piedras

formación de estos campos de piedras no exige sino la crioclastia de la roca *in situ*, con levísimos desplazamientos dificultados por el fuerte rozamiento entre partículas individuales.

Dentro de los campos de piedras puede observarse la existencia de intentos de configuración de estructuras con cierta selección de material. Dos tipos de formas podemos encontrarlos:

1. Círculos de piedras con una orla exterior de clastos de tamaño medio (250 mm. de media) y un núcleo interior en donde éstos poseen unos tamaños que rondan los 50 mm. El diámetro de estas figuras suele ser de 1 m.

2. Círculos de piedras que intentan aproximarse a la fisonomía de las «rosas de piedras». Presentan una planta circular con un diámetro que suele oscilar entre 1 y 1.50 m. En el interior aparece un bloque central de unos 400 mm. rodeado de una primera orla de clastos de unos 120 mm. aproximadamente. El tamaño de los mismos va aumentando a medida que nos dirigimos hacia el exterior, de modo que el borde presenta cantos de unos 220 mm. El cálculo de las desviaciones tanto de la orla próxima al bloque (2.61) como el de la exterior (6.84) confirma la homogeneidad existente en el tamaño de los cantos. La dispersión de los valores con respecto a la media es muy baja. La diferencia existente entre estas formaciones y la típica «rosa de piedras» radica en que en las primeras los clastos no ocupan una posición vertical. Las cuarcitas al fraccionarse dan formas gruesas y voluminosas que yacen en el suelo sobre sus lados más anchos. De todos modos, no es extraño ver intentos de posicionamientos verticales.

En los sectores más elevados –suaves pendientes que descienden desde las cimas a los collados o desde éstos a las vertientes regularizadas– se desarrollan los *suelos en guirnalda*. Aunque ocupan posiciones topográficas relativamente parecidas a los campos de piedras (sólo quizás algo más pendientes), parecen exigir la presencia intersticial de finos y, en todo caso, un menor tamaño medio de los clastos, factores ambos imprescindibles para organizar un movimiento particular del manto de derrubios. Por esta razón, parece existir una selección litológica en ambos modelos de evolución de vertientes; los campos de piedras tienden a vincularse a las areniscas, mientras los suelos en guirnaldas son más propensos a situarse sobre sustrato pizarroso y, en menor medida, cuarcítico.

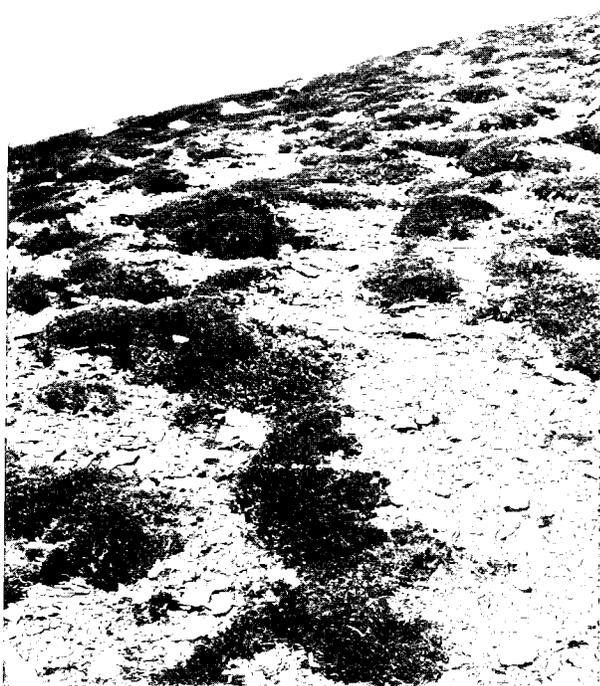
Los suelos en guirnalda presentan un dispositivo escalonado siguiendo a grandes rasgos las curvas de nivel. En planta poseen la forma de semicírculos. Su tamaño es variado, siendo lógicamente más anchos (de 1 a 1.5 m.) que largos (0.5 a 1 m.). El material presenta cierta ordenación en superficie con clastos de 3 a 4 cm., aunque no es inhabitual encontrar algunos de longitud superior a los 10 cm.

Hemos confeccionado el gráfico n.º 36 para poder comprobar la disposición de los clastos en los rellanos de las guirnaldas, pues el pequeño escarpe o desnivel existente entre los rellanos se encuentra colonizado por la vegetación (*Calluna*). La técnica utilizada ha sido muy sencilla y es similar a la descrita por WOLMAN (1954) para el estudio del tamaño de cantos en cauces fluviales. Para evitar subjetividades hemos medido los cantos que se situaban cada 5 cms. debajo de una cinta métrica extendida desde el escarpe hasta el límite exterior del rellano, a partir del cual lógicamente surgía otro escarpe. A través de los resultados se observa que existe una ligera tendencia a ubicarse los clastos más groseros al pie del talud o en el borde externo del rellano. La acción de los pipkrakes, mecanismo al que se le atribuye parcialmente este tipo de formación, levanta los materiales más gruesos desplazándolos del interior a los extremos y deslizándolos por el pequeño talud de 10 ó 15 cm. que separa una guirnalda de otra. Esta hipótesis queda reforzada al encontrarnos en estos sectores unos suelos sueltos y porosos con una alta proporción de arenas (65%) y limos (28.5%) que facilitan la formación de agujas de

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



F.5. Intentos de configuración de figuras en campos de piedras activas



F.6. Suelos en guirnalda en las proximidades de los Pancrudos.

hielo. A pesar de ello, la génesis de este tipo de formas plantea interrogantes y no cabe duda de que la existencia de una reptación lenta se hace necesaria para explicar la disposición en terracetas que adquiere la vertiente. El origen de este tipo de formas parece, pues, relacionado con un movimiento muy superficial del suelo en el sentido de la pendiente durante la primavera, período en el que las condiciones de saturación hídrica son óptimas, a la vez que a muy pocos centímetros en profundidad el suelo puede permanecer helado, lo que favorece un deslizamiento en plancha, frenado parcialmente por la vegetación que incentiva más la formación del escalón. A todo ello se une la actividad de los pipkrakes y de cierta crioturbación ligada a ellos, responsables de la selección o criba de materiales, pues si en superficie el predominio de clastos es absoluto, en profundidad los finos representan una proporción mayoritaria del suelo (DEMANGEON, 1951; MEYNIER, 1951; TRICART y CAILLEUX, 1967; WASHBURN, 1973; EMBLETON y KING, 1975).

Los *canchales*, propios de sectores con pendientes acusadas parecen no ser funcionales en la actualidad, como lo demuestra el alto grado de colonización vegetal a que se ven sometidos una gran parte de los mismos. A lo sumo pueden generarse pequeños deslizamientos de rocas de mediano y gran tamaño por encima de la nieve. La inactividad de estas formas se explica dado el carácter estacional del hielo. Las formaciones de canchales de gran magnitud están relacionadas con una actividad muchos más periódica del hielo, es decir corresponden a fases más frías que la actual (CHAMBERS, 1966; FRENCH, 1976).

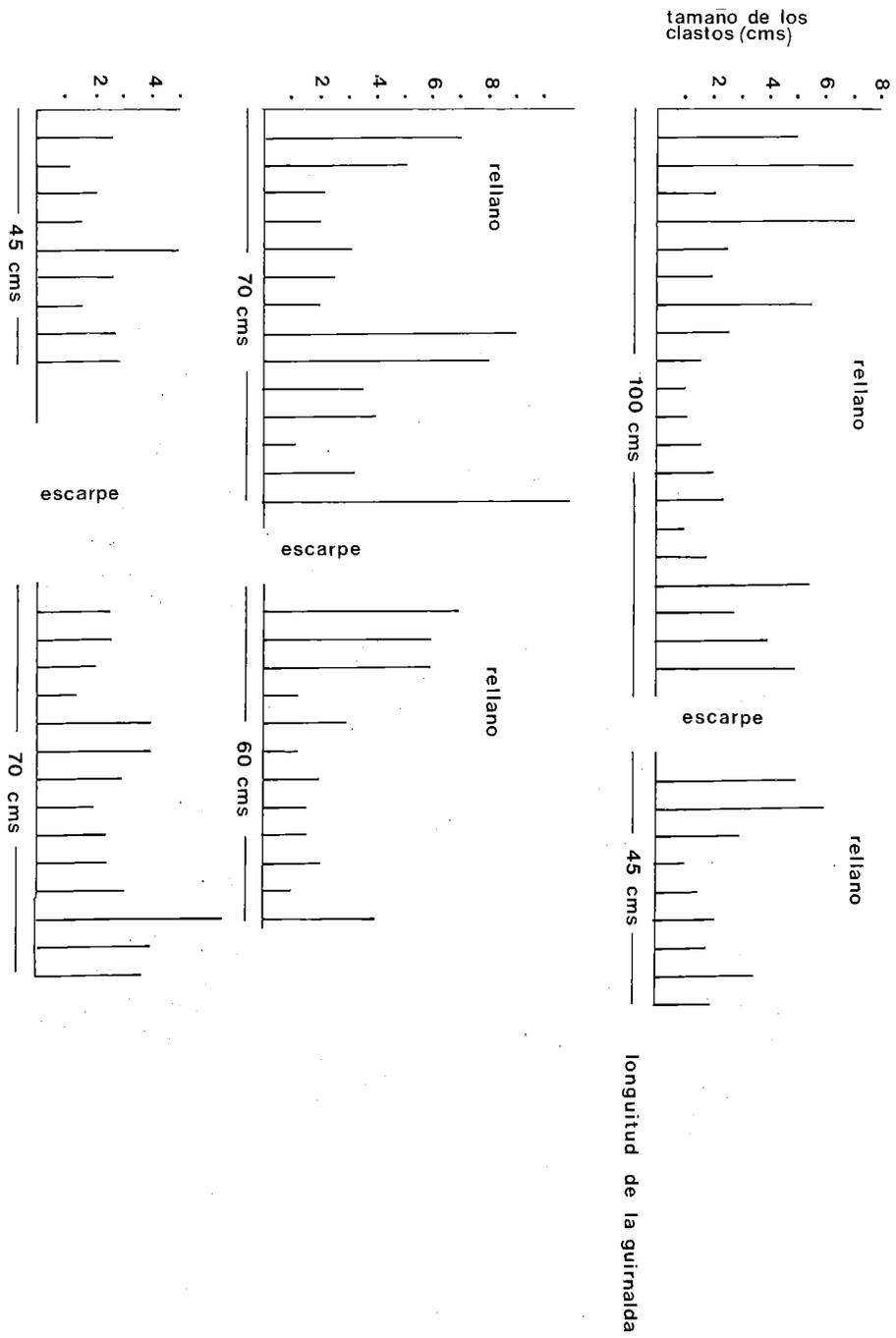
No ocurre lo mismo en las laderas cubiertas por derrubios activos. Localizadas en los picos más elevados (San Lorenzo, Pancrudo...), en pendientes de más de 30°, están tapizadas por un manto de gelifractos y material fino. *Coladas de piedra y barro*, que cambian anualmente de posición y favorecen la instalación de una red de rigolas, son las formaciones más características, actuando, sobre todo, a finales de la primavera con la fusión de la nieve.

Las coladas de piedras y barro aparecen en sectores rectilíneos o convexos, pudiendo distinguir dos tipos :

1. Pequeñas coladas de 4 a 5 m. de longitud que dejan en el punto de despegue un suelo desnudo; suelen formarse en laderas regularizadas, en derrubios con abundante material fino y en condiciones de extrema saturación, con superación local de los límites de liquidez. Son frecuentes al pie de neveros durante el mes de mayo, lo que asegura la alimentación en agua; el deslizamiento no es más general debido al efecto de fricción de una piedras con otras, pero a veces basta la caída de una piedra gruesa sobre el canchal o el paso de un animal pesado para que el aumento de tensión provoque la salida de un chorro de barro muy local, que ve frenado su avance unos pocos metros más abajo, tal como hemos comprobado sobre el terreno. Son, por lo tanto, áreas muy inestables en primavera, debido al gran embebimiento en agua, absorbida por la porosidad de los derrubios.

Este tipo de movimiento en masa son muy locales pero ejercen una labor continua de transporte de sedimentos ladera abajo. Los finos arrastrados por la colada quedan en superficie y serán arrastrados por las aguas de lluvia unos cuantos metros más abajo hasta perderse de nuevo entre los derrubios. No obstante, difícilmente conectan con la red de drenaje –salvo las coladas producidas muy cerca de los cauces– y por ello no contribuyen directamente a incrementar el transporte de sólidos por los ríos. Los elementos gruesos se desplazan poco y tienden a adquirir una forma linguoidal, bastante ancha en relación con la longitud; muchas veces son frenados por los matorrales de *Calluna vulgaris* y de *Juniperus communis ssp. nana*, a los que parcialmente pueden recubrir, originando acumulaciones que dan una perspectiva ligeramente escalonada a la ladera. Este es un fenómeno muy frecuente en la vertiente sur del San Lorenzo, a unos 2.050-2.100 m. de altitud, donde además numerosos puntos de arranque tienen

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



36. Tamaño / distribución de los clastos en los rellanos de los suelos en guirnaldas

su origen inmediatamente aguas abajo de una mata de biércol o de enebro, a los que parcialmente descalzan.

2. Coladas de longitudes superiores, a veces de hasta 100 m., con forma alargada y estrecha (4-5 m.) que configuran en las laderas alineaciones muy rectilíneas.

Las primeras no parecen tener ninguna influencia en la concentración de escorrentías. Las segundas, por el contrario, aparecen asociadas a líneas de drenaje (rigolas) que aprovechan, por un lado, la concentración de agua que facilita el nicho de la colada (actuando a modo de cuenca de recepción) y, por el otro, la facilidad de evacuación de las aguas a través de los cantos. Además las características de flujo de estas coladas contribuyen a incentivar la concentración de la agua de fusión o de lluvia; el desplazamiento de la colada ladera abajo origina en sus laterales sendos levantamientos topográficos a modo de *levées*, por lo que queda marcada una incisión que canaliza la escorrentía. La consecuencia de ello queda plasmada en:

1. Lavado de finos que se concentran en la lengua de la colada. Efectivamente, la parte inferior de estas formaciones configura una especie de lengua en donde el material fino, incluso, se desborda entre los clastos.

2. Incisión de las aguas con descenso del nivel topográfico y hundimiento del sector central de la colada. Los cantos que llegan a cubrir la incisión son más fácilmente evacuados por la mayor energía que acumula el agua encauzada. Como resultado aparece una red de rigolas paralelas y rectilíneas que terminan en el punto donde lo hace la colada (lo que indica que no existían rigolas anteriores a la ubicación de ésta) y no alcanzan la red fluvial principal (por lo que es impensable una formación a partir de la erosión remontante).

En estos ambientes la vegetación de *Erica* y *Calluna* forma un mosaico aleatorio que impide el desarrollo de una red de drenaje en los puntos no afectados por las coladas. Estas, sin embargo, han sido capaces de sobreimponerse al matorral destruyéndolo, un nuevo factor que contribuye a la instalación o incisión de escorrentías superficiales, siquiera sea localmente y sin apenas repercusiones en la red fluvial general.

Es evidente, pues, que determinados movimientos en masa y en determinadas condiciones pueden dar lugar a incisiones superficiales con cambios en el funcionamiento hidromorfológico de la ladera. Se pasaría así de un modelo en el que predomina la infiltración y el desplazamiento masivo, generalmente lento, de materiales, a otro en el que comienza a tener importancia la escorrentía superficial, tras haberse formado unas líneas incisas que canalizan los flujos hídricos y que han sido paradójicamente formadas por movimientos en masa.

Dentro de las vertientes cubiertas con derrubios las zonas de menor pendiente aparecen tapizadas por canchales con cantos de tamaño medio y con una importante proporción de material fino. Evolucionan por medio de corrugamientos que permiten la formación de terrazas y escalones.

b) Hasta aquí hemos descrito algunas formas generadas por la acción del hielo o la fusión de la nieve en el nivel supraforestal. Uno de los mecanismos causantes de muchas de ellas (terracetas, suelos en guirnalda, etc), así como de otras que veremos más adelante, son los *pipkrakes* (LLIBOUTRY, 1965; WASHBURN, 1979) que, si bien aparecen en todo el conjunto de la Sierra, son más abundantes y activos en las altitudes más elevadas con estación fría marcada. Vamos, pues, a conocer los factores que intervienen en su formación, sus caracteres y la influencia geomorfológica de los mismos (ARNAEZ VADILLO, 1983).

Los factores que afectan a la formación de pipkrakes son de tipo climático, topográfico, edáfico y biológico. En cuanto a los primeros señalaremos que la mayor parte de estos mecanismos surgen en situaciones anticiclónicas. Bajo estas condiciones el calor almacenado

durante el día (que puede superar los 0° en las mañanas soleadas) es irradiado fácilmente durante la noche. Son, por lo tanto, el invierno, con el estancamiento del anticiclón, y la primavera, con la recarga de humedad del suelo por la fusión de la nieve, las estaciones más apropiadas para que los pipkrakes hagan su aparición. Con cielos cubiertos no hemos observado agujas de hielo en el suelo, sin duda porque el descenso de temperatura no es lo suficientemente rápido e intenso.

La acción del hielo-deshielo está íntimamente ligada a la altitud y a la orientación. Como ya hemos afirmado, por encima de los 1.600 m. se aprecian los mejores ejemplos de pipkrakes. También se han observado ejemplos a altitudes inferiores (1.100, 1.200, 1.500 m.), aunque en estos casos con temperaturas ambientales muy bajas (inferiores a -9°). Tanto las solanas como las umbrías poseen condiciones para su aparición. Sin embargo, las orientaciones norte, noroeste y oeste, más frías y húmedas, son en las que con más asiduidad se repiten este tipo de fenómenos (75% de los casos estudiados).

Sin duda, el suelo es uno de los factores más importantes en la formación de pipkrakes. Su estado y caracteres determinan la existencia y tamaño de los mismos. Realizando distintos análisis en las muestras seleccionadas (ver métodos) se obtienen las siguientes conclusiones:

1. Los suelos de la Demanda son, como ya sabemos, de texturas limo-arenosas con pequeño porcentaje de arcillas. Los analizados para los pipkrakes están en la misma línea. Según CRADWEL (1954) los suelos francos son muy apropiados para la segregación de agujas.
2. Todos los suelos tienen, repitiendo también las características del conjunto demandino, una estructura en agregados, grumosa, con un alto porcentaje de piedras. No debemos olvidar que estamos ante un potente manto de derrubios.
3. En todos los casos estudiados las temperaturas del suelo eran inferiores a 0°, estando las más usuales entre 1 y 3° bajo cero a las 9 a.m.
4. Tanto las precipitaciones otoñales como las invernales y primaverales, estas últimas reforzadas por el agua de fusión, se infiltran fácilmente en el suelo, permaneciendo parte del agua en los primeros centímetros del mismo por tensión capilar. Esta, junto con la que circula por los poros más grandes, es la «materia prima» de los futuros pipkrakes. Los puntos de mayor abundancia de agujas de hielo coinciden con suelos muy húmedos: áreas de contribución parcial, afloramientos de flujo subcortical laminar, etc.

A la vista de lo señalado podemos deducir que la formación de agujas de hielo exige la existencia de unos suelos con los suficientes intersticios (poros, vacíos, etc.) como para facilitar una rápida infiltración y empapamiento del suelo. No cabe duda de que un suelo suelto y bien estructurado es un elemento trascendental para el crecimiento de los pipkrakes. Estas condiciones no son inhabituales en la Demanda.

Por último, la vegetación es otro factor a tener en cuenta. Los sectores desnudos son los más propicios para el desarrollo de los mecanismos hielo-deshielo. La acción antrópica por medio de talas abusivas, creación de pistas de esquí e infraestructuras turísticas (ARNAEZ VADILLO, 1980) ha traído como consecuencia la eliminación casi generalizada de la vegetación preexistente en amplias laderas, dejando el suelo desnudo y a merced del hielo.

A la hora de determinar las características de los pipkrakes nos hemos centrado en el estudio de su tamaño, en la relación existente entre el hielo y los materiales que levantan, y, finalmente, en la granulometría y morfometría de estos últimos.

El prolongamiento de las agujas es perpendicular a la superficie del suelo. Esto nos ha permitido medir diversas longitudes que varían según la temperatura, humedad y condiciones del regolito. Con temperaturas externas de 5 a 7° bajo cero se alcanzan longitudes de 5 a 12 cm. A pesar de ello los tamaños más abundantes oscilan entre los 2 y 5 cm. En algunos casos con temperaturas muy bajas y en zonas muy húmedas pueden aparecer pipkrakes de 15 m. El papel del agua en este sentido parece decisivo.

La parcelación de campos de pipkrakes en áreas de 0.25 m² nos ha sido útil para conocer no sólo la cantidad de sedimentos y materiales que levantan, sino también el volumen de agua necesaria para levantarlos. Los datos evidencian una cierta dependencia entre el tamaño de la aguja y los materiales elevados, aunque, un factor más decisivo será la concentración de pipkrakes y, sobre todo, la cantidad de materiales sueltos de que puedan disponer. Así, las zonas muy removidas y con abundantes cantos en superficie son las más afectadas. Mediciones de laboratorio nos han permitido determinar que como media cada litro de agua es capaz de remover 1.900 gr. de tierra y cantos, lo que viene a suponer una relación casi de 1:2.

La granulometría de los materiales obtenida por sucesivos tamizados ha sido reflejada en la tabla XX. Un 70% del material son gravas, un 28% arenas. Dentro de las gravas se han medido clastos de más de 2.5 cms. Según MACKAY y MATHEWS (1974), los pipkrakes pueden levantar en climas muy extremos cantos de hasta 15 kg. En nuestra área de estudio, con un clima más moderado, los tamaños extremos medidos por nosotros llegan a pesar 375 gr., siendo los más abundantes los que oscilan entre 36 y 74 gr.

XX. TAMAÑO DE LAS PARTICULAS LEVANTADAS POR LOS PIPKRAKES

Gravas gruesas	60.6	%	
Gravas finas	9.4	%	
			70.09%
Arenas gruesas	7.28	%	
Arenas medias	10.19	%	
Arenas finas	7.73	%	
Arenas muy finas	3.11	%	
			28.31%

Las agujas de hielo, además de preparar los materiales para otros agentes de erosión (escorrentía superficial), intervienen en la activación y desarrollo de algunas microformas propias de los sectores elevados de la Demanda (HAY, 1936; TRICART y CAILLEUX, 1967; HEINE, 1977; WASHBURN, 1979):

- Suelos en guinaldas.
- Reptación del suelo.
- Intentos de figuras en los campos de piedras.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

- Microcoladas de barro tras la fusión del hielo y descenso ladera abajo del material levantado.
- Caída de tepes. En los taludes de las pistas forestales los pipkrakes se desarrollan más fácilmente y con mayor profusión en los sectores superiores, correspondientes al nivel del flujo que circula entre las raíces. Es aquí donde se genera una fuerte labor de socavamiento que facilita el desplome de tepes.
- Pequeños deslizamientos.

c) En situación muy próxima a las divisorias, aunque siempre por debajo de las áreas propiamente crionivales, se localizan procesos en donde las especiales condiciones hidromorfológicas de la Sierra juegan o han jugado un papel preponderante. Nos referimos a los movimientos en masa de gran envergadura, la aparición de rigolas o las fuertes incisiones.

Los movimientos en masa muestran una gran variedad de escalas, tasas, materiales y formas. Se han propuesto muchos esquemas de clasificación (WARD, 1945; SKEMPTON, 1953; VARNES, 1958; TERZAGHI, 1960; YATSU, 1967; HUTCHINSON, 1968; ZARUBA Y MECKL, 1969; CARSON Y KIRKBY, 1972; CROZIER, 1973; DERRUAU, 1974; CHANDLER, 1977). En la mayoría de ellos es evidente que el tipo de rotura es un elemento imprescindible a la hora de determinar y definir este tipo de procesos (BRUNSDEN, 1979; VAN ASCH, 1980). En la Demanda fundamentalmente nos encontramos con deslizamientos planares que afectan tan sólo a los primeros centímetros del regolito, desplazándose el material a lo largo de un plano paralelo a la vertiente y deslizamientos rotacionales que muestran un plano de rotura arqueado. A estos últimos les hemos dado el nombre de desprendimientos, es decir movimientos de gran tamaño y profundidad que afectan a una importante proporción del manto de derrubios. En la cartografía, tanto unos como otros han sido agrupados en la denominación de *grandes desprendimientos*.

Los desprendimientos rotacionales en la Demanda pueden ser clasificados por su origen en dos grandes grupos:

- a) aquellos que son consecuencia de las especiales condiciones de circulación hídrica en materiales muy poco compactados, y
- b) aquellos que se encuentran en sectores fallados.

Los primeros tienden a presentarse más o menos a la misma altitud (1.700–1.800 m.). Pasamos a continuación a describir tres ejemplos seleccionados para posteriormente intentar definir cuáles son sus características generales.

El primero de ellos se localiza en el circo de Salineros y queda reflejado en la figura n.º 37. Estamos ante un circo en sillón excavado a favor de un complejo de fallas, como se observa en el aspecto dislocado que presenta la pared del recuenco. En su máxima expansión el circo emitió una pequeña lengua de hielo que fundía a unos 400–500 m. aguas abajo. Como consecuencia del arrastre de la misma se formó una morrena terminal colgada con respecto al fondo del barranco. Detrás de esta morrena se acumula material informe transportado por el hielo así como diversos productos de la acción periglaciaria. Fruto también de los procesos glaciares, aunque ya en períodos de retroceso, serían otras dos morrenas, una de las cuales, la más próxima al fondo del circo, corresponde a la acumulación de clastos que resbalaban a través de la placa de hielo adosada al mismo (morrena de nevé).

La acción de las escorrentías fue capaz de labrar en este conjunto un encajado torrente que discurre al pie de la pared noroccidental del circo teniendo una activa cuenca de recepción que se abastece de los materiales propios de la gelifracción de estas áreas. El material transportado



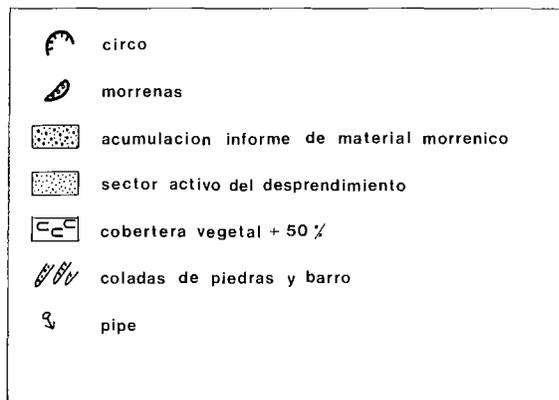
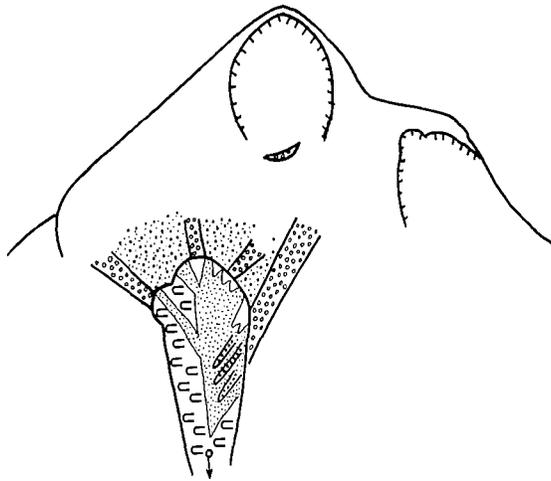
	circo
	cuenca de recepción
	cono de deyección
	línea de drenaje incisa
	ruptura de pendiente
	morrenas
	acumulación informe de material morrénico
	desprendimiento
	pipe
	encajamiento

37. Desprendimiento circo Salineros

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

ha sido depositado, al perder capacidad de arrastre por disminución de la pendiente, en un amplio cono de deyección en el rellano posterior a la morrena terminal.

Es en esta última donde nos encontramos un importante desprendimiento que la ha desmantelado en gran parte. La forma, pues, se ha labrado en materiales relativamente poco consolidados formados por una matriz arenosa que envuelva cantos de gran tamaño (hasta 2 m. de eje mayor), algunos de los cuales muestran pequeñas muescas propias del arrastre glaciar. En la actualidad el desprendimiento evoluciona por medio de pequeños deslizamientos locales centrados fundamentalmente en la cabecera. A ello contribuye, sin duda, el poder erosivo de la barranquera cuyo canal principal viene a desaguar justamente encima del desprendimiento. Los laterales manifiestan procesos de reptación por medio de terracillas, encontrándose cubiertos por una escasa vegetación.



38. Desprendimiento barranco Malo

El segundo ejemplo elegido corresponde a la cabecera del Barranco Malo, al pie del circo de Cabeza Parda (figura n.º 38). Aquí, aunque la forma de circo más perfecta y definida corresponde al recuenco que se ubica inmediatamente por debajo de la cima, todo el área actuó como gran cuenca de acumulación de hielo y nieve. Las consecuencias morfológicas de la última pulsación glaciaria se pusieron de manifiesto en las pequeñas morrenas situadas a la salida del circo. Sin embargo, en períodos de mayor actividad el hielo del circo arrastró mayor volumen de materiales unos 500 m. más abajo, donde se encuentra una morrena actualmente cercenada por la aparición de un gran desprendimiento. En el sector posterior a la morrena han quedado depositados distintos tipos de materiales que configuran un relieve ondulado de suave pendiente. Las zonas deprimidas de esta deposición han podido reconducir y concentrar tanto las aguas superficiales como las subcorticales, factores que han facilitado el despegue y deslizamiento del material.

La fisonomía de este desprendimiento es muy parecida a la anterior. La cabecera carece de escapes y se muestra sólo parcialmente activa, evolucionando por medio de pequeños deslizamientos puntuales y, sobre todo, por coladas de piedras y barro que se movilizan en períodos de precipitaciones intensas. Se observa perfectamente un corte del depósito que muestra rocas de gran tamaño ligeramente rodadas envueltas en una matriz fina. Los laterales presentan distinto tipo de actividad. El de umbría aparece totalmente recolonizado por parte de la vegetación que lógicamente ha frenado todo proceso erosivo posterior. La solana permanece parcialmente desnuda y, por lo tanto, es aquí donde se concentra la mayor parte de los procesos de denudación, con formación de desprendimientos menores aunque todavía importantes, que generan coladas de piedra de aspecto lobulado. No existe, al igual que en el primer ejemplo, ningún material depositado al pie del desprendimiento, o por lo menos éste no ofrece al espectador una morfología característica. Las surgencias de *pipes* en el interior del recuenco, que sirven de nacedero a arroyos de montaña, justifican la falta de materiales que obviamente han sido evacuados por las aguas.

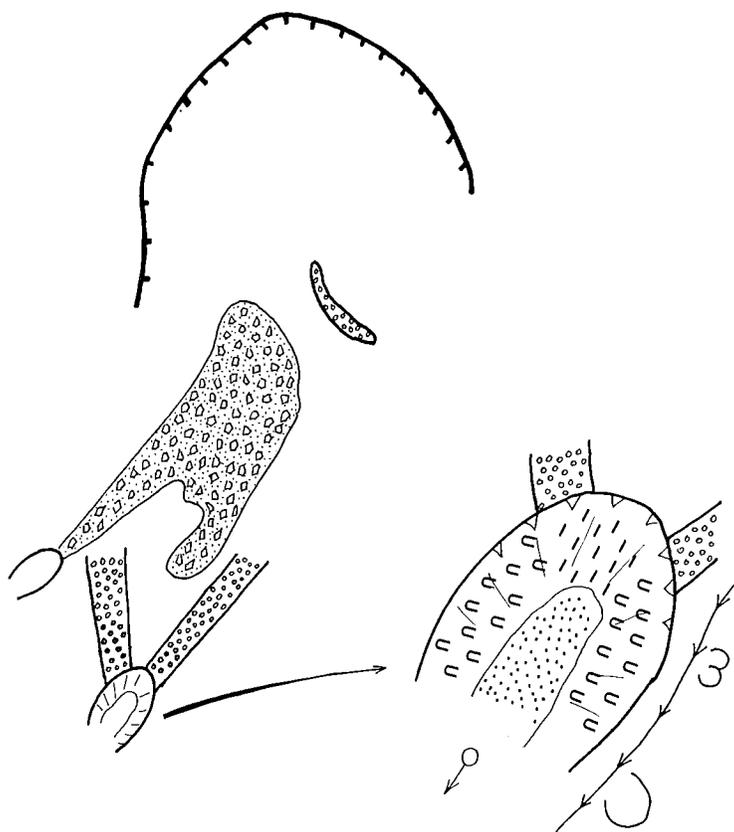
Por último, comentaremos el desprendimiento ubicado en la ladera suroriental del San Lorenzo (figura n.º 39). En este sector contamos con un circo que ha llegado a depositar una morrena terminal tras la cual, y en etapas posteriores de menor intensidad del hielo, se ha desarrollado un glaciar rocoso que se abasteció de bloques procedentes de las cuarteadas paredes que configuran el circo. La morrena queda colgada con movimiento en masa de gran envergadura. El desprendimiento comparte muchas de las características de los anteriores. La cabecera carece de escarpes, aunque posee un talud de fuerte gradiente en donde se ha instalado pequeños corredores de clastos. Los laterales están cubiertos en un 90% por matorral, evolucionando los sectores más activos por medio de terracillas. Al pie del desprendimiento se observa material acumulado informe que probablemente no ha podido evacuar en su totalidad la red fluvial.

La incisión de las escorrentías en los laterales externos de la morrena ha desestabilizado las vertientes próximas favoreciendo el desarrollo de un elevado número de deslizamientos planares que afectan a unos pocos centímetros del depósito.

Estos ejemplos descritos indican algunas de las peculiaridades que se repiten en los desprendimientos de este tipo:

1. Aparecen en materiales morrénicos pocos consolidados que quedan colgados con respecto al valle principal, lo que incentiva la inestabilidad del depósito y el efecto de atracción por la fuerzas de gravedad.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



	circo		clastos
	morrenas		cobert. vegetal >50%
	glaciar rocoso		" " < 50%
	desprendimiento		
	deslizamiento		
	pipe		
	linea de drenaje incisa		

39. Desprendimiento S.E. del S. Lorenzo

2. Las morrenas tras de sí poseen suaves pendientes e incluso rellanos, en donde las condiciones de infiltración son más favorables. Esa infiltración se ve a su vez animada por la potencia del depósito, lo que permite la absorción de un gran volumen de agua, especialmente durante la fusión nival, al recoger aguas procedentes del circo glaciar. El aumento de peso, la pérdida de coherencia interna y la atracción gravitacional contribuyen a explicar la formación de estos grandes movimientos en masa.
3. Los desprendimientos originan la formación de cicatrices a modo de grandes recuencos, con pérdida de coherencia del suelo y deslizamiento de una parte del mismo sobre una superficie rotacional.
4. Se presentan de forma aislada y poseen grandes dimensiones.
5. Pensamos que el desprendimiento no ha sido instantáneo, sino que el desplome del material se ha llevado a cabo por sectores.
6. El material desprendido ha sido evacuado por la red fluvial; a los sumos se mantienen pequeños depósitos aislados e informes.
7. En la actualidad estos nichos son parcialmente inactivos, como lo demuestra el alto grado de colonización vegetal de sus taludes. Sin embargo, en algunos sectores surgen coladas de piedra y barro o desplazamientos lentos de los taludes por medio de terracillas. Estos procesos inestabilizan las vertientes e impiden su ocupación por la vegetación.

De lo anterior se dejan entrever algunas de las causas que han favorecido la génesis de estas formaciones. Según BRUNSDEN (1979), la modificación de la estabilidad de una vertiente puede ser debida a dos tipos de mecanismos: aquellos que afectan a la fuerza de empuje del material (T) y aquellos que alteran la resistencia al cizallamiento (S). En nuestro caso ambos factores coadyuvan al desarrollo de los desprendimientos. Concretamente, la resistencia al cizallamiento se ve reducida por:

1. El predominio de unos materiales muy poco consolidados y cohesivos. El material procedente del arrastre glaciar se encuentra muy suelto. Además está compuesto de un alto porcentaje de arenas y limos que permiten una mayor capacidad de infiltración, una mayor presión del agua en los poros y, en consecuencia, una alteración de la cohesión y del esfuerzo efectivo. De los análisis realizados en las muestras de los tres deslizamientos se obtiene como resultado un alto porcentaje de material areno-limoso que viene a representar de un 90 a un 100% del total (tabla n.º XXI).
2. La probable existencia de una red de canales subcorticales (*pipes*) en los derrubios. La permeabilidad del material facilita una fuerte percolación y desarrollo de conductos que se encargan de realizar el lavado de un elevado número de partículas. En algunos puntos la parte superior del techo del tubo ha podido romperse facilitando el desplome y deslizamiento del material. La existencia de esta red se pone de manifiesto en las surgencias de agua al mismo pie o en el interior del desprendimiento.

Entre las causas externas que incrementan la fuerza de empuje del material ladera abajo destacamos:

1. La ruptura de pendiente que se ocasiona en el frente de la morrena con respecto al gradiente general de la ladera. No debemos olvidar que éstas quedan colgadas con respecto al fondo del valle.

XXI. ANALISIS DEL DEPOSITO DE LOS DESPRENDIMIENTOS

	Arena Gr.	Arena Fin.	Limos	Arci.
SE. S. Lorenzo	28.7%	42.8%	23 %	5.5%
	34.5%	30.9%	28.9%	5.7%
Salineros	44.9%	26.6%	21.8%	6.7%
Barranco Malo	42.6%	15.1%	42.3%	0 %
	52.3%	11.9%	31.5%	4.3%
	49.0%	11.6%	39.4%	0 %

2. Una topografía suave, ligeramente ondulada, detrás de la morrena que permite la acumulación y posterior filtración del agua con el consiguiente incremento del peso del material y el aumento de la presión ejercida por la misma en los poros. En algún caso concreto, como el desprendimiento del circo de Salineros, el aporte de agua se incrementa por la existencia de un torrente que deposita material y agua en el rellano. Esta, sin duda, empapa el material hasta alcanzar el límite de plasticidad. Incluso, cuando esta infiltración es imposible por saturación del suelo, la escorrentía procedente del torrente aprovecha el nicho del desprendimiento para alcanzar el cauce principal.

El segundo gran tipo de desprendimiento en la Demanda corresponde a aquellos que se generan en sectores muy diaclasados y fallados. Es éste el principal factor que activa el desplome de materiales, aunque se ve animado por otros relacionados con el funcionamiento hidromorfológico de los derrubios. Para su descripción hemos elegido dos modelos: el desprendimiento del arroyo de Menares y el del barranco El Rubio. Este último se localiza a una menor altitud que los anteriores, aunque muy próximo a una línea divisoria secundaria.

El desprendimiento del arroyo Menares se sitúa aguas arriba del barranco del mismo nombre (valle del Oja). Presenta una cabecera semicircular con unos laterales que tienden a estrecharse a medida que descendemos. El desprendimiento aparece cubierto por la vegetación (hayedo y matorral) en algunos sectores. Sin embargo, es habitual observar desplomes muy locales y claras situaciones de extraplomo por parte de los escarpes de la cabecera. En el interior aparece un derrubio compuesto de clastos de pequeño y medio tamaño envueltos en una matriz fina incidido en los sectores centrales por una somera red de rigolas. Encima de la cabecera se observan diversas fisuras por gravedad, hundimientos y un aspecto general de la vertiente con tendencia al corrugamiento. A nuestro juicio los elementos que han contribuido a su formación serían:

1. Distintas fallas situadas en el área. Concretamente todo el sector se encuentra en una zona donde predominan los cabalgamiento y fallas (el IGME, 240, señala una en la misma cabecera del Menares). Estas líneas de debilidad son responsables, por un lado, de la mayor inestabilidad de las vertientes y, por otro, de la infiltración y concentración de agua a través de su red.

JOSE ARNAEZ VADILLO



F.7. Desprendimiento en la cabecera del Arroyo de Menares. Disimetría entre laderas septentrionales (cubiertas de bosque) y meridionales (tapizadas de matorral).



F.8. Detalle del desprendimiento del Arroyo Menares. A pesar de un incipiente proceso de recolonización vegetal sigue funcionando parcialmente por medio de deslizamientos localizados, incisiones, coladas...

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

2. Existencia de un sustrato (pizarras) impermeable sobre el que descansan los derrubios. En el contacto derrubio-sustrato, incluso, surge un *pipe*, al mismo pie del desprendimiento.
3. Funcionamiento de una escorrentía subcortical que tiende a concentrarse en el interior del desprendimiento para aflorar en superficie de forma masiva por medio del *pipe* antes mencionado.

En el valle de Cárdenas la cabecera del barranco El Rubio aparece totalmente desmantelada por un gran desprendimiento. Por su tamaño es uno de los más espectaculares de la Sierra. En la actualidad el nicho presenta una forma semicircular con importantes áreas activas. La cabecera muestra sectores a medio desplomarse ligeramente inclinados hacia el interior del plano de deslizamiento, algunos de ellos de gran tamaño. En el interior del nicho se ha instalado una importante red de cárcavas que desaguan con arrastre de clastos al fondo del barranco, normalmente seco a excepción de períodos de fusión y precipitación intensa. En estas circunstancias es capaz de movilizar material en grandes proporciones.

En la fotografía aérea de 1957 se observa una alargada colada de barro y piedras que, partiendo del desprendimiento y siguiendo el fondo del barranco El Rubio, alcanzó el cauce del río Cárdenas continuando algunos centenares de metros por él. Esto supuso un cambio radical en la dinámica fluvial del río, que depositó el material que transportaba detrás de la colada y tuvo que abrirse paso a través de la misma ciñéndose a la vertiente derecha, donde el espesor de la colada era menor. En la fotografía aérea de 1978 esta formación no aparece tan claramente definida porque ya ha sido sometida a diversas acciones antrópicas (cultivos de chopos, obtención y extracción de gravas, etc.).

XXII. ALGUNAS CARACTERISTICAS TOPOGRAFICAS Y MORFOMETRICAS DE LOS DESPRENDIMIENTOS SELECCIONADOS

	Altitud	Orienta.	Pendiente gral. ladera	Longitud (m.)	Anchura (m.)
D. Circo Salineros	1.800	N	46%	54	36
D. Barranco Malo	1.800	SE	50%	540	216
D. SE S. Lorenzo	1.700	SE	42%	180	90
D. Arroyo Menares	1.650	NE	46%	396	264
D. Barr. El Rubio	1.375	SE	40%	450	360

Pensamos que este movimiento en masa ha sido debido a la inestabilidad creada por un sistema de fallas en un sector muy próximo al contacto entre el Paleozoico y Mesozoico que, como sabemos, se lleva a cabo por medio de cabalgamientos.

Los *deslizamientos planares*, por último, también son habituales en la Demanda. Presentan un nicho con corona semicircular y dos flancos paralelos. En realidad, sólo afectan a los primeros 50-60 cm. del suelo y son de menores dimensiones que los desprendimientos descri-

tos anteriormente. La diferencia entre unos y otros consiste en que los grandes desprendimientos afectan a un potente manto de sedimentos e incluso al sustrato rocoso, mientras los deslizamientos planares se limitan al manto de derrubios, al que contribuyen a dismantelar muy puntualmente, aprovechando algún plano de cizallamiento paralelo o subparalelo a la pendiente. En estos últimos no existe acumulación al pie por lavado de escorrentías. El tamaño de estas formas es variable, dependiendo de las condiciones topográficas y del espesor de la capa edáfica.

Tres son los factores que ponen en movimiento estos deslizamientos:

1. Existencia de horizontes arenosos en el manto de derrubios de la Demanda. Favorecen la permeabilidad, canalizando la escorrentía subcortical y creando las condiciones ideales para el aumento de la presión hidrostática.
2. En algunos sectores de estos derrubios existe a medida que descendemos en profundidad un ligero incremento de las arcillas o un mayor apelmazamiento del manto. Esto quiere decir que la permeabilidad disminuye y el material suprayacente tiende a deslizarse cuando se encuentra saturado.
3. El encajamiento de la red fluvial desde el Cuaternario ha elevado el gradiente de las laderas que flanquean los cauces perdiendo los materiales capacidad de resistencia frente a la fuerza de la gravedad.

Como resumen a todo lo anterior, podemos afirmar que en la Demanda los grandes movimientos en masa responden a diversas causas, aunque todos ellos –excepto los vinculados a morrenas– tienen en común el ubicarse en el manto de derrubios que cubre la Sierra y que responde a unas condiciones hidromorfológicas especiales. La circulación, tras la fusión, de importantes cantidades de agua a través de los macroporos y vacíos existentes –mermando por aumento de las presiones la resistencia al cizallamiento– se convierte en un proceso repetido en todos los desprendimientos y deslizamientos.

d) Junto a los desprendimientos, otras formas observables en el nivel supraforestal son las *fuertes incisiones lineales y la rigolas de alta montaña*. Las primeras presentan claros perfiles transversales en forma de «uve» y se encuentran aisladas en la ladera sin canales tributarios. Carecen de cuenca de recepción. Las segundas más someras y rectilíneas. Discurren paralelas y no llegan a integrarse.

Los procesos que explican estas geoformas también están relacionados con la especial circulación hídrica del manto de derrubios. Desde los años 30 se han venido trabajando en la explicación de los principios que controlan la iniciación y desarrollo de canales e incisiones que surgen en la ladera y que con el tiempo pueden llegar, incluso, a formar amplias redes de drenaje. Las primeras teorías en este sentido fueron expuestas por HORTON (1945) que atribuía a la escorrentía superficial (*overland flow*), que escurre por la ladera a través de una delgada e irregular lámina de agua, la capacidad suficiente como para incidir a partir de las irregularidades del terreno. La atracción y concentración de agua en estos puntos facilita la formación de rigolas y cárcavas. Más tarde SMITH y BRETHERTON (1972) determinaron cuáles eran las áreas en las que efectivamente la erosión laminar pasaba a convertirse en incisa. Según éstos, es necesaria la existencia de irregularidades de carácter cóncavo y bidimensional que atraigan al agua que discurren ladera abajo.

Hasta los años 60 este esquema de incisión fue aceptado y extendido a áreas húmedas y subhúmedas. Sin embargo, trabajos posteriores han considerado la importancia que tienen las escorrentías subcorticales como generadoras de incisiones y cárcavas y, más concretamente, la circulación concentrada en *pipes*. Dentro de esta línea estarían los trabajos de KIRKBY y

CHORLEY (1967), JONES (1971), LOFFLER (1974), BAILLIE (1975), DUNNE (1980), GUTIERREZ ELORZA y RODRIGUEZ VIDAL (1984), GARCIA RUIZ *et al.* (1986).

En la Demanda la escorrentía superficial se encuentra muy reducida. Por el contrario, reúne las condiciones ideales para el segundo tipo de flujos: disponibilidad de agua a lo largo del invierno y primavera a partir de la fusión de la nieve, un manto de derrubios poroso, un fácil transporte y evacuación de partículas entre poros y vacíos, etc.

Pensamos, pues, que nuestra área de estudio está más relacionada con las últimas teorías que con las expuestas por Horton. Las incisiones serían generadas por concentraciones de flujos subcorticales en áreas cóncavas, descendiendo a partir de aquí ladera abajo. Es decir, que tendríamos los siguientes pasos:

1. Escorrentía subcortical descendiendo vertiente abajo.
2. Convergencia de flujos en una concavidad o irregularidad del terreno.
3. Incremento de la convergencia de líneas de flujo alrededor del punto mencionado y formación de un canal subcortical de gran talla (*pipe*).

El agua entubada va desmantelando y erosionando la sección por donde discurre hasta favorecer la existencia de hundimientos y acarcavamientos. De cualquier modo, opinamos que esta explicación es demasiado simple y que en la formación de las incisiones de la Sierra estran a formar parte otros mecanismos. Así, no descartamos el papel de la erosión remontante a partir del cauce principal para reforzar el proceso anterior o incluso la coalescencia de pequeños deslizamientos de planta alargada aguas arriba que también han sido alcanzados por la erosión remontante. Este tipo de formas, en consecuencia, presentan una multiplicidad de génesis. De todas formas conviene tener presente que estas incisiones lineales, al carecer de cabecera donde se concentran las aguas de escorrentía, no pueden explicarse inicialmente sólo por arroyamiento superficial y sí, más fácilmente, por flujos subcorticales que generan ocasionalmente deslizamientos alineados.

En la actualidad las incisiones lineales no son funcionales y corresponden a etapas de mayor humedad. El crecimiento de la vegetación en algunos sectores nos lo confirma. A pesar de ello, en los ejemplos más desarrollados, circula en períodos de fusión agua subcortical entubada que aflora en las proximidades del cauce principal.

En situación muy próxima a las divisorias se localizan antiguas vertientes regularizadas con fuertes pendientes y muy pedregosas ocupadas por una densa red de *rigolas rectilíneas*. Se trata de canales no encajados y paralelos separados por divisorias suaves. En éstas parece existir también una cierta influencia de la escorrentía subcortical. Para mantener esta idea nos basamos:

1. En que los canales se interrumpen a veces para continuar más abajo.
2. De predominar la escorrentía superficial las rigolas se hubiesen integrado formando una red más jerarquizada. Volviendo a HORTON (1945), los canales paralelos evolucionan hacia una red dendrítica a partir de procesos de microcapturas y zapados; el de mayor incisión es capaz de excavar las divisorias e integrar a las adyacentes creando una cuenca de forma ovoide. De cualquier modo, esta hipótesis habría de tratarla con mucho cuidado, ya que la cobertera de nieve durante gran parte del año dificulta la profundización del canal y la integración. Por otra parte, esta última no se ve favorecida por la fuerte pendiente que incentiva la tendencia a la escorrentía rápida de carácter muy rectilíneo.

e) En el nivel supraforestal nos encontramos con una importante cantidad de surgencias de agua. Aunque éstas no son exclusivas del nivel supraforestal, hemos optado por incluirlas aquí por hallarse en gran proporción. Algunas de sus características hidrológicas y geomorfológicas se han mencionado en el capítulo V, no obstante vamos a intentar especificar con más detalle algunos aspectos.

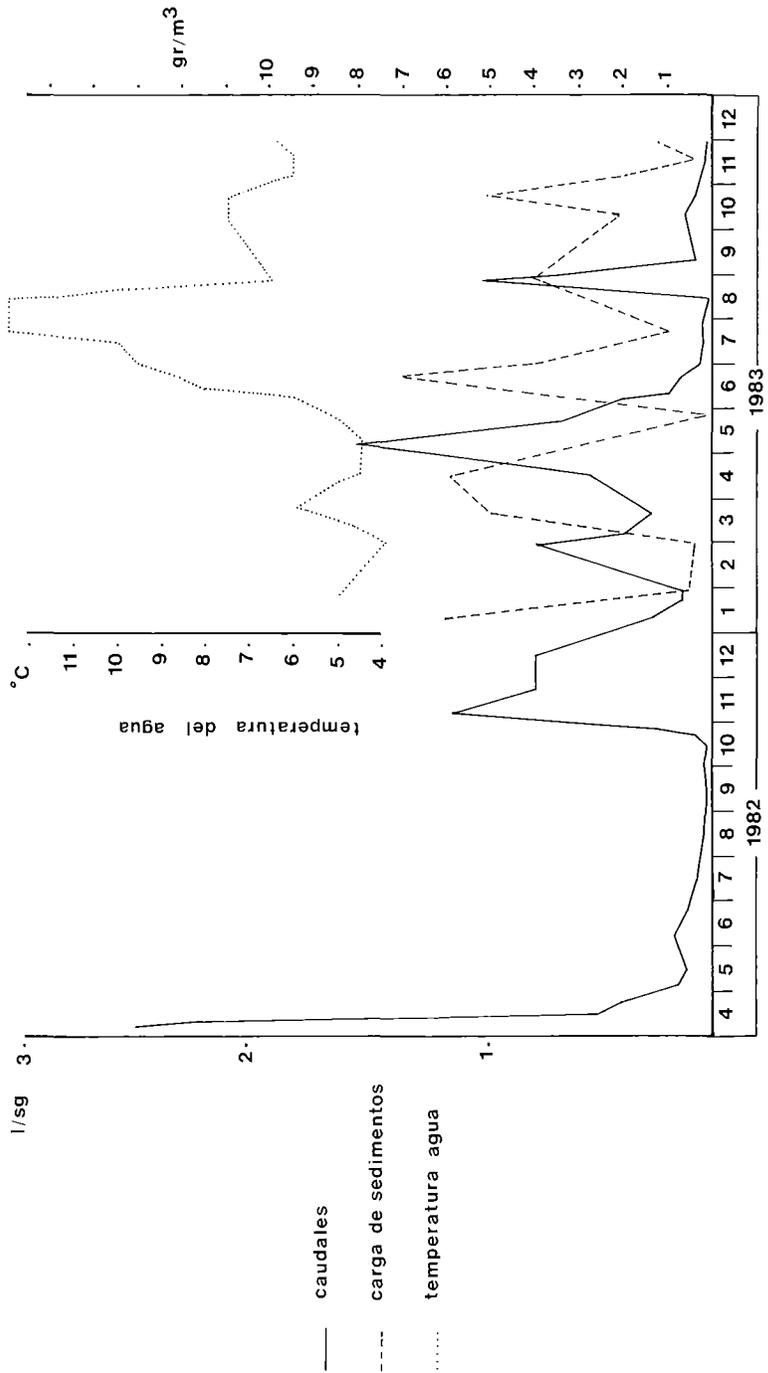
Las surgencias, procedentes de una circulación subcortical entubada, ejercen la función de nacedores de importantes barrancos. En este sentido funcionan como iniciadoras de redes de drenaje (DUNNE, 1980). También son capaces de incidirse, dada la potencia erosiva del manantial a la salida del tubo, en pequeñas rigolas. Pueden llegar a depositar microconos de deyección si la cantidad de material que arrastran es lo suficientemente importante, y por último, crean unas condiciones de humedad tan elevadas en las proximidades de las surgencias que generan movimientos lentos del regolito a modo de reptación o de pequeños lóbulos de solifluxión. Por último, son causantes de un rápido drenaje del agua subcortical que afecta con celeridad al hidrograma de crecidas. La escorrentía subsuperficial entubada, además, se convierte en uno de los principales colaboradores de las crecidas de áreas forestales (FLETCHER, 1952) y un componente estable del sistema de drenaje (GILMAN, 1971; POND, 1971). Estos hechos han quedado comprobados en recientes estudios del Departamento de Agricultura USA (WHIPKEY, 1969).

Para conocer con más detalle el funcionamiento hidromorfológico de estos *pipes* hemos seleccionado tres ejemplos, ubicados a distinta altitud (por lo que nos salimos del estricto marco del nivel supraforestal), y hemos seguido la evolución de los caudales y la carga en suspensión, así como la temperatura del agua, con la intención de que nos aporten información. El período de observación abarca de abril de 1982 a diciembre de 1983. La denominación convencional de los *pipes* en el texto ha sido P.1, P.2, P.3; el primero se localiza en 1.735 m., en el nivel supraforestal; el segundo a 1.510 m.; y el tercero a 935 m. en el fondo del valle, muy próximo al cauce principal (Cárdenas).

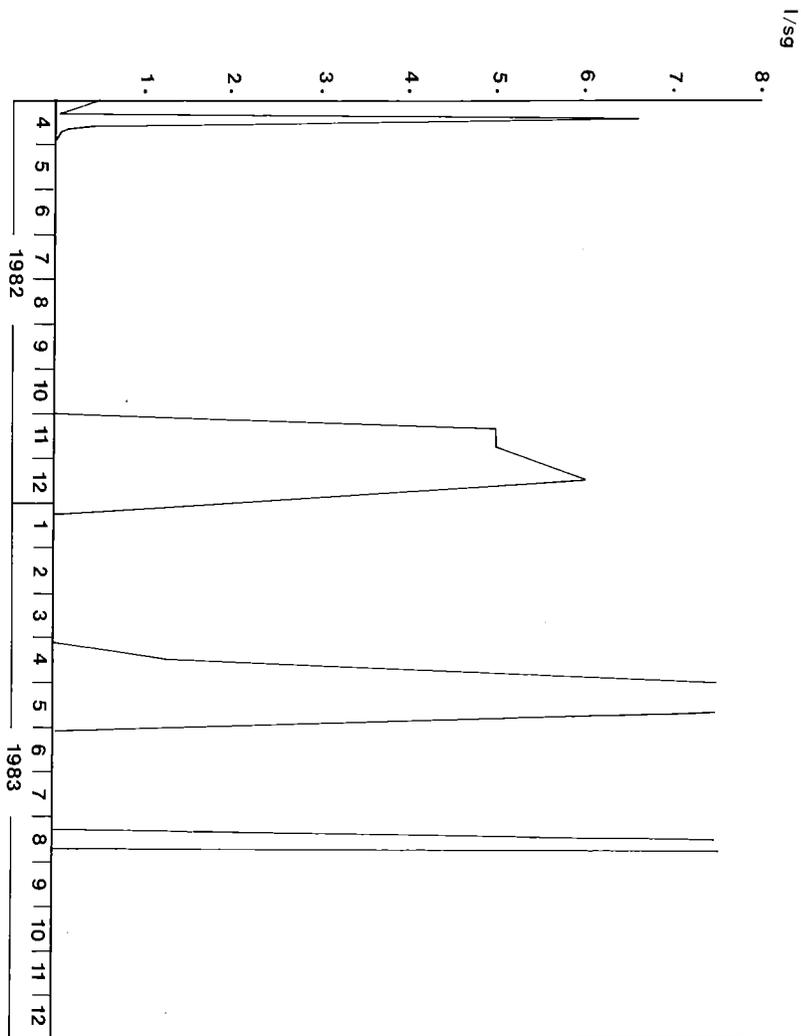
Los resultados quedan plasmados en los gráficos 40, 41, 42, y en la tabla XXIII. Se observa que P.1 y P.3 tienen un caudal continuado mientras que P.2 pasa por períodos de total ausencia de agua.

A excepción de P.2, el resto de los *pipes* muestran caudales medios que van de 0.42 l/sg. para P.1 a 0.088 l/sg. para P.3. Sin embargo, donde podemos constatar diferencias entre los tres es en la mayor o menor importancia de los caudales máximos. Así, mientras P.1 alcanza el pico del período con más de seis veces la media, P.3 apenas aporta el doble. Por último, P.2 muestra unos incrementos espectaculares que vienen a suponer unas 26 veces el caudal mínimo. Estos datos ya nos apuntan la primera idea interesante: a medida que descendemos en altitud la regularidad se hace más notoria. Hipótesis que queda confirmada en el cálculo de las desviaciones típicas de los tres caudales, y que viene a mostrar una gran variabilidad para P.2 (7.85) y un valor mínimo para P.3 (0.006). Estos resultados vienen a reafirmar que en los niveles supraforestales, cubiertos de nieve alternante durante el invierno, la infiltración es variable según las características de la fusión. La respuesta del *pipe* está en relación directa con esta infiltración. Por el contrario, en los niveles inferiores (P.3) el *pipe* responde de forma más constante en consecuencia con unos niveles freáticos que se recargan con el agua procedente de los sectores más elevados. La respuesta de P.2 es más anormal, pero posiblemente responda a su propia configuración. Efectivamente, éste circula encajado entre material rocoso (cuarcitas) que permiten un rápido drenaje del agua tras fusiones instantáneas o lluvias intensas.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

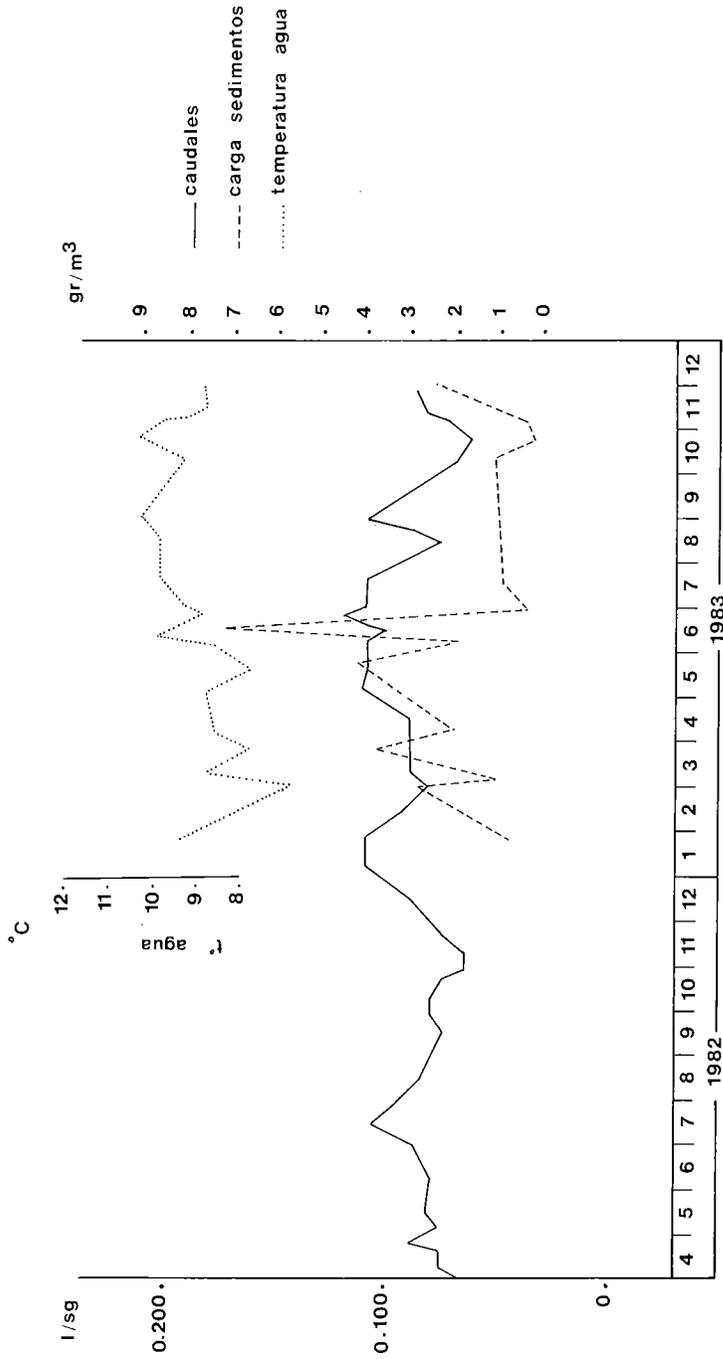


40. Evolución de caudales, carga de sedimentos en suspensión y temperaturas del agua en el *pipe P.1*



41. Evolución de caudales en el pipe P.2

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



42. Evolución de caudales, carga de sedimentos en suspensión y temperaturas del agua en el pipe P.3

XXIII. CAUDALES Y CARGA EN SUSPENSION DE LOS PIPES SELECCIONADOS

	P.1	P.2	P.3
Caudales (l/sg.)			
Máximo	2.50	26.6	0.111
Mínimo	0.023	Seco	0.066
Medio	0.42	6.76 *	0.088
Desviación	0.576	7.85	0.006
Carga de suspensión (gr/m³)			
Máxima	7		7.3
Mínima	0.033		0.25
Media	3		2.04
Desviación	2.23		2

* Media calculada a partir de los días en los que el *pipe* funcionó.

El seguimiento mensual de los caudales (recogida semanal de datos) también nos ha servido para conocer el funcionamiento de estas surgencias. Los *pipes* responden de forma positiva sobre todo a los períodos de fusión de nieve, períodos que no sólo se centran en la primavera, sino incluso durante todo el invierno como consecuencia de las especiales condiciones climáticas de la Sierra. También reaccionan a tormentas estivales, siempre y cuando éstas sean significativas. Sin duda, los que mejor plasman este funcionamiento son los *pipes* P.1 y P.3.

P.1 posee un período de aguas altas centrado en los meses de abril y mayo, etapa en la que la fusión de la nieve alcanza su máximo. Démonos cuenta que en estos meses la temperatura media oscila entre 5.° para el primero y 9.1° para el segundo. Ante estas circunstancias es de esperar un lógico incremento de los caudales para el conjunto de los derrames de la Demanda. La fusión temprana correspondiente a nevadas caídas en el otoño también pueden llegar a convertirse en activadoras de los *pipes* (noviembre de 1982). Durante el invierno no hay retención nival; se observan períodos de temperaturas bajas y precipitaciones sólidas en enero y marzo, aunque durante el mes de febrero predomina la fusión. En el verano el estiaje de los *pipes* sólo se ve alterado por precipitaciones estivales como las registradas en junio del 82 o agosto del 83 (lluvias catastróficas acaecidas en la cornisa cantábrica con inundaciones de graves consecuencias; el sector noroccidental del Sistema Ibérico se vio afectado marginalmente).

En P.2 constatamos la misma distribución de crecidas relacionadas con la fusión o con la pluviosidad estival (en agosto del 83 se recogieron 20 l/sg.). De cualquier forma, a excepción de estos períodos, el resto del año permanece totalmente seco por las razones aludidas más arriba.

El comportamiento de P.3 difiere ligeramente de los anteriores. En principio, y ya se ha señalado, presenta una menor variabilidad a lo largo del año con una curva que dibuja importantes «mesas» en su desarrollo. Lo más interesante en el funcionamiento de P.3. es el

diacronismo existente entre sus picos y los de P.1 o P.2 con un retraso de semanas, o incluso meses respecto a estos últimos. Concretamente, el pico de finales de abril del 82 se pospone 24 días con respecto al de P.1. Lo mismo ocurre con el de julio del mismo año, enero del 83 (se observa un incremento mientras en P.1 hay descenso de caudal por innivación) o finales de junio del 83. La explicación a este hecho habría que buscarla en el tiempo que tarda el agua procedente de las cumbres en percolar y discurrir por el interior de la ladera. Habrá, pues, un lapsus de tiempo más o menos amplio entre la respuetas de los *pipes* ubicados en el frente de nieve y aquellos que se encuentran a menor altitud. Solamente se registra cierto sincronismo en los máximos correspondientes a agosto del 83. En esa fecha las lluvias fueron los suficientemente copiosas como para afectar rápidamente a toda la ladera.

Los gráficos se completan con la evolución de las temperaturas en el mismo período. Estas fueron obtenidas directamente a la salida del *pipe* a mediodía. Pensamos que su seguimiento pudiera ser interesante para comprobar y refrendar algunas de las hipótesis manejadas. De su observación obtenemos las siguientes conclusiones:

1. Las temperaturas son más elevadas en P.3 que en P.1, lo que resulta obvio si tenemos en cuenta las diferencias de altitud y, sobre todo, que el agua de P.3 ha recorrido la suficiente distancia y permanecido el suficiente tiempo en el interior del manto de derrubios como para elevar su temperatura.
2. Las amplitudes térmicas son más acusadas en P.1. Este se ubica a pocos metros de la superficie del suelo estando más afectado por los cambios de la temperatura ambiental y por la temperatura del agua infiltrada procedente del hielo o la nieve.
3. En P.1 existe una relación bastante precisa entre los descensos de temperatura del agua y los máximos instantáneos del caudal. Ello no debe extrañar, pues estos máximos corresponden al agua recién infiltrada de la fusión o precipitación y lógicamente posee temperaturas muy bajas. Volvemos a refrendar el hecho de que la surgencia del nivel supraforestal depende directamente de las fluctuaciones y disponibilidades del agua de infiltración procedente de la fusión de la nieve ubicada unos metros por encima del punto donde circula el *pipe*.
4. En P.3 son los incrementos de temperatura los que coinciden con las crecidas, lo que nos confirma que el agua que en esos momentos fluye por el *pipe* ha llevado cierto tiempo almacenada o retenida en el interior del suelo, siendo empujada al exterior por el agua «nueva» que desciende de las zonas altas y ocupa su lugar. Estamos, en consecuencia, ante el concepto de *traslatory flow* (HEWLETT y HIBBERT, 1967; HEWLETT y NUTTER, 1969, 1970). Este mecanismo explica también la mayor regularidad de las temperaturas en P.3 a lo largo del año y la existencia de una escorrentía que puede aportar importantes cantidades de agua sin la existencia de flujos superficiales.

En conclusión, el estudio de los caudales, la evolución de los mismos y sus temperaturas indican que existe un diferente funcionamiento de las escorrentías subcorticales entubadas (*pipes*) relacionado con el sector donde se ubiquen. En las zonas altas su proximidad al manto de nieve hace que muestren unos caudales más variables y sensibles en relación con la propia evolución de la fusión. Por el contrario, en las proximidades a los derrames principales, al pie de la vertiente, la escorrentía se mantiene más constante viéndose menos afectada por la fusión instantánea. Es necesario que el agua infiltrada durante la fusión (agua «nueva») procedente de zonas, por lo tanto, elevadas empuje a la ya existente (agua «vieja») para que los «peak» se manifiesten. Ello lógicamente exige el transcurso de un cierto tiempo por lo que se genera un

desfase máxima fusión-máximo caudal. El sector por donde circula P.3 entraría a formar parte de las denominadas *áreas de contribución parcial*.

Entre los *pipes* situados en la parte alta también se ponen de manifiesto diferencias que tienen que ver con las características respectivas de la red de drenaje subcortical. P.1 es un ejemplo típico de *pipe* formado esencialmente en el seno del manto de derrubios; aunque su capacidad de almacenamiento de agua es limitada, su respuesta frente a los acontecimientos meteorológicos aparece todavía relativamente amortiguada, porque así lo exige la circulación hídrica por entre los vacíos del depósito. P.2, por el contrario, es exponente de una circulación mucho más rápida relacionada en parte con fisuras abiertas en las cuarcitas y, por lo tanto, con respuesta casi instantánea frente a la presencia o ausencia de agua.

En cuanto a la capacidad de arrastre de partículas, los *pipes* también muestran cierta variabilidad, relacionada con los materiales por los que atraviesan y con su propia capacidad de arrastre. En cualquier caso son elementos importantes en los procesos de denudación de vertientes. El análisis de sedimentos de los *pipes* P.1 y P.3 nos da un orden de magnitud del potencial del arrastre de estos conductos que oscila entre los 2.04 gr/m³ para P.3 y 3 gr/m³ para P.1 de media. Las máximas llegan a alcanzar 7 gr/m³.

La evolución de los sedimentos en suspensión a lo largo del período permite observar una disociación entre la carga máxima y los caudales. Ello también está relacionado con la disponibilidad de materiales. Estos aspectos serán discutidos más adelante al hablar de los barrancos.

7.1.2. *La evolución de vertientes con suelos profundos*

Como ya explicamos la Sierra de la Demanda cuenta con una gran proporción de materiales cuarcíticos y pizarrosos. Los materiales carbonatados son escasos, a excepción obviamente de los que afloran en el sinclinal de Canales de la Sierra. Dentro del Paleozoico sólo nos encontramos algunos afloramientos de dolomías (3% del total) atribuibles al Cámbrico inferior. A pesar de su escasa representatividad, ejercen un destacado papel en la evolución de vertientes, ya que en ellas la meteorización, apoyada por la escasa pendiente de los sectores donde se ubican (collados), ha configurado unos suelos profundos cubiertos por pasto mesófito. En estos ambientes encontramos ejemplos notables de solifluxión, inmediatamente al lado de dolinas y hundimientos vinculados a la disolución de materiales carbonatados.

En la Demanda la *solifluxión* actual es un fenómeno muy poco extendido espacialmente. A pesar de que las condiciones climáticas son favorables para el lento desplazamiento del regolito (cerca de 1.500 mm. de precipitación anual a 2.000 m. de altitud, con fusión de nieve a lo largo del invierno y la primavera), ésta sólo aparece en sectores de pendiente suave, con vegetación herbácea y suelo profundo. Estas condiciones se dan en los ambientes antes descritos.

El trabajo de campo permite distinguir dos tipos de solifluxión: una, en manto y, la otra, de menor tamaño, en lóbulos centimétricos que se van superponiendo unos encima de otros.

La solifluxión en manto se expresa sobre el terreno porque el regolito se mueve lentamente de forma homogénea. No obstante, se observan lóbulos que indican un mayor avance de ciertos sectores con respecto a otros. Son de tamaño variable, aunque en la mayoría de los casos superan el metro de anchura.

En el segundo tipo pequeños lóbulos se superponen unos encima de otros en áreas de gran humedad dando a la vertiente un aspecto corrugado. Además de la humedad y la configuración que adquieren, la pendiente más elevada donde se sitúan es otra de las peculiaridades que los

diferencian del modelo anterior. En este tipo de movimientos en masa los lóbulos no sobrepasan el metro de anchura con frentes que oscilan entre los 10 y 25 cms. de altura. En realidad cabe hablar más en este caso de reptación que de auténtica solifluxión en lóbulos.

En estos ambientes con suelo profundo el factor fundamental es la humedad. Pensamos, al igual que CREUS NOVAU y GARCIA RUIZ (1977), que la variable pendiente queda subordinada a aquélla. Según GARCIA-RUIZ y PUIGDEFABREGAS (1982), las condiciones de infiltración del agua de lluvia y fusión de nieve están controladas por:

1. El incremento de arcillas en profundidad. Análisis del suelo nos ha hecho constatar la existencia de dos niveles bien definidos. El horizonte A, de unos 25 cm. de espesor (que es el que se desliza), presenta una estructura grumosa muy gruesa con un color marrón oscuro (7.5 YR 3/4). La textura es areno-limosa con un bajo porcentaje de arcillas. El nivel B posee una mayor proporción de piedras de pequeño tamaño (25%) con una estructura grumosa fina de color marrón claro (10 YR 3/6). Es de destacar el mayor porcentaje de arcillas. Podemos afirmar, pues, que el agua que circula por encima del horizonte más arcilloso empapa el material sirviendo este último de plano de deslizamiento del nivel suprayacente.
2. La acción de micromamíferos que dirigen y organizan la circulación hídrica.
3. Un horizonte A con gran cantidad de raíces que al ser más poroso absorbe gran parte del agua de fusión.

En la actualidad la solifluxión a escala hectométrica no parece funcional como lo demuestra la colonización de los lóbulos por parte de arbustos y árboles (*Junniperus communis*) que no manifiestan ningún tipo de incurvamiento. La solifluxión es responsable de que el espesor del suelo se muestre heterogéneo dando a las vertientes una morfología suavemente ondulada.

7.2. Los sistemas de evolución de vertientes en el bosque

El segundo gran nivel que observamos en la Demanda corresponde a la altitud 1.200-1.700 m. Espacialmente abarca una extensión de 720 Km², lo que le convierte en la franja más amplia de las tres que van a ser abordadas. El 33% está ocupado por un bosque caducifolio de robles, en los sectores más bajos, y hayedos; estos últimos dominan en la umbría a partir de 1.300-1.400 m., especialmente en laderas cóncavas que canalizan los vientos húmedos del NW. El resto está compuesto por un matorral diverso (Cistáceas) que ocupa extensiones correspondientes a antiguos hayedos en umbría o robledales en solana.

a) En las laderas deforestadas, un denso matorral da la sensación de la inexistencia de procesos erosivos relevantes, pues aparecen como sectores dotados de gran estabilidad. Sin embargo, en las áreas más pendientes, próximas a divisorias de aguas secundarias y con sustrato poco permeable, se observan los efectos de la escorrentía superficial. Aquí no ha podido establecerse un manto de derrubios potente. El arroyamiento superficial es capaz de facilitar la aparición de minúsculas rigolas cambiantes en el tiempo y en el espacio o movimientos en masa superficiales y de pequeña magnitud. En la cartografía corresponden a lo que hemos denominado *laderas con arroyamiento difuso o laderas con predominio de la erosión laminar*. En cualquier caso son fenómenos no muy generalizables, aunque seguramente en el pasado ejercieron una mayor actividad en la dinámica de vertientes de la Demanda. Prueba de ello sería la existencia de numerosos conos de deyección formados al desembocar los afluentes en los cauces principales (GOMEZ VILLAR, 1986; GARCIA RUIZ, GOMEZ VILLAR y ORTIGOSA, 1987).

La plasmación paisajística de este tipo de ambientes afectados por arroyamiento difuso es el incremento de la pedregosidad superficial, que supera aquí el 70%, tras haberse evacuado lentamente las partículas más finas. Se trata de un proceso poco traumático a corto plazo, incapaz de organizar la distribución de los cantos en superficie. Pequeños escalones al pie de plantas viejas de matorral señalan la existencia de leves descalzamientos por las aguas superficiales. Si existe alguna línea de drenaje, es muy incipiente, escasamente incisa y muy estrecha, con suave perfil transversal en el que puede hallarse un mayor volumen de piedras. El efecto de la escorrentía superficial parece más elevado en las laderas sometidas a incendios periódicos, con incremento en ese caso de la pedregosidad.

b) Junto a las laderas deforestadas nos encontramos amplias extensiones de bosque que aparentemente presentan una mayor homogeneidad. No obstante, observaciones más concretas permiten definir una gama importante de procesos funcionales, poco espectaculares, pero que contribuyen a la evolución de laderas.

Los sectores ocupados por el bosque se localizan en vertientes meridionales, para el caso del robleal, y en septentrionales, para el hayedo. Estas se hallan, en muchos casos, regularizadas, con perfiles rectilíneos que enlazan y se prologan directamente con las pendientes supraforestales. Su dinámica está íntimamente relacionada con las originales características de la infiltración y escorrentía propia de áreas húmedas con buen manto arbóreo (HOOVER, 1962).

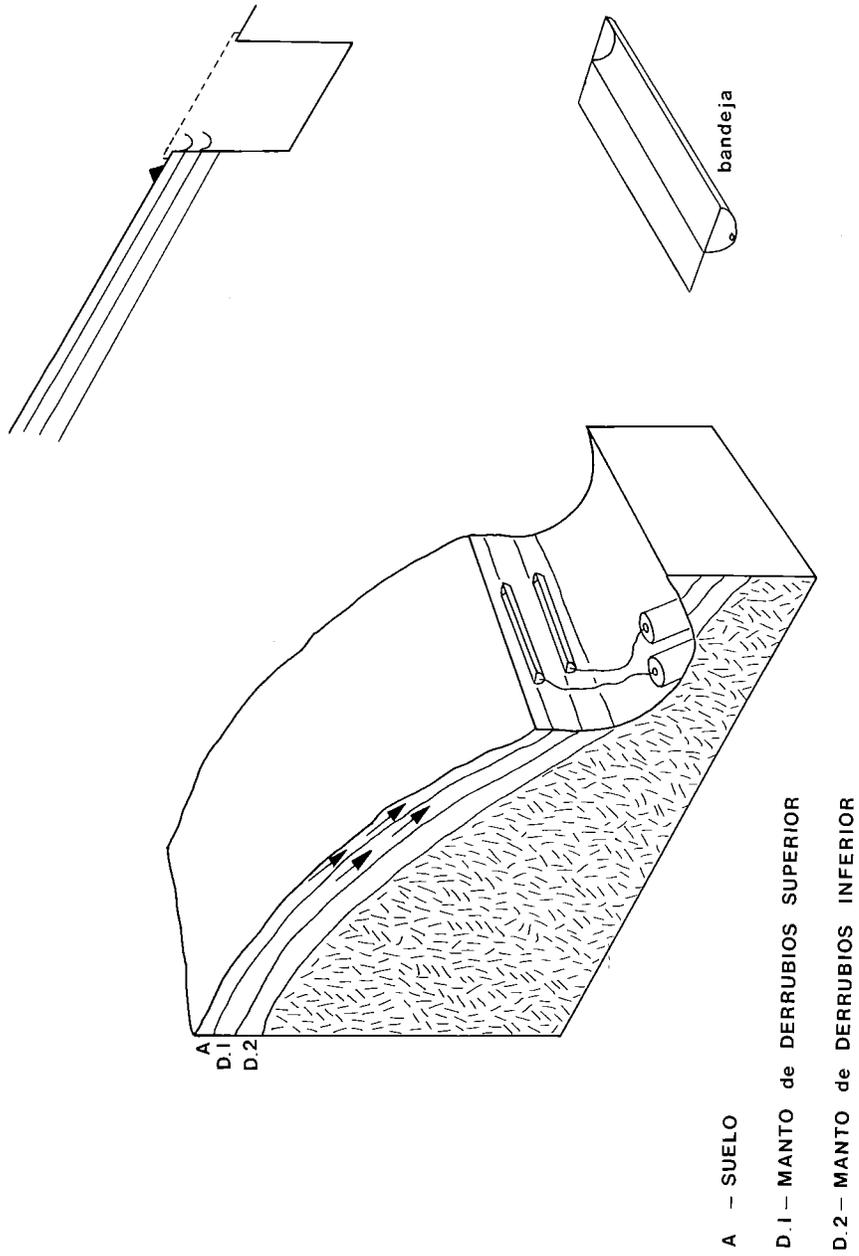
Los bosques de la Demanda actúan en las laderas a dos niveles:

- a) Externo. Impiden que la lluvia alcance en su totalidad el suelo. Aproximadamente entre el 15 y 30% queda interceptada por las hojas y retorna a la atmósfera por medio de la evaporación (HORTON, 1919; BARRY, 1969). Otra importante proporción gotea o resbala por los troncos de los árboles reduciéndose en gran medida su capacidad de impacto. En estas condiciones es impensable la existencia de escorrentías laminares y de unas elevadas tasas de erosión y aporte de sedimentos.
- b) Interno. Favorecen el desarrollo de suelos francos, con estructura en agregados que, añadido a la gran cantidad de cantos propia del manto de derrubios, alcanzan un alto grado de permeabilidad, reforzada por las vías de acceso que imponen las raíces de los árboles. Es en el nivel del manto de derrubios donde éstas alcanzan su máximo desarrollo. Más abajo, la roca madre, dura y resistente de cuarcita y pizarra, frena el crecimiento hacia niveles inferiores forzando a las raíces a realizar giros y bifurcaciones. Tras su descomposición llegan a formar una importante red de conductos y macroporos horizontales y verticales que sirven de camino a la circulación del agua en un nivel subcortical (GAISER, 1952; BUTUZOVA, 1962). Los nuevos conductos son agrandados por micromamíferos o por el propio movimiento del agua en todas las direcciones.

Estamos en un medio en el que domina la *infiltración* y en el que la *escorrentía* es fundamentalmente *subcortical*.

Para comprobar estos hechos realizamos una experiencia en una ladera modelo, en la que colocamos varios instrumentos, siguiendo la metodología marcada por JOFFE (1932), HURSH y HOOVER (1941), KARDOS (1948), HEWLETT (1961), TSUKAMOTA (1961) WHIPKEY (1965, 1969), RAGAN (1968), DUNNE Y BLACK (1970), WEYMAN (1970, 1973, 1974), ARNETT (1974), KNAPP (1974), PILGRIM *et al.* (1978). Excavamos, según las directrices de los autores mencionados, un profundo foso que dejó al descubierto un corte del manto de derrubios en una ladera forestal. Se instalaron dos bandejas metálicas de 60 cm. de largo, ligeramente inclinadas, en los límites inferiores del horizonte A (a 13 cm.) y en el contacto entre el manto de derrubios superior e inferior-a 60 cm. de la superficie del suelo- (gráfico 43). La

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



43. «Trampa» para recoger escorrentía subcortical

misión de las bandejas fue recoger el flujo o escorrentía que circulaba en ambos horizontes, conduciéndola a unos recipientes ubicados en el fondo del foso. Se trataba de recabar información directa sobre la circulación hídrica subcortical a nivel del bosque y comprobar la importancia relativa del flujo más superficial y del más profundo.

La elección del punto de ubicación de la trampa se hizo con sumo cuidado, intentando conseguir que fuese lo más representativo posible. De este modo se procedió al excavado de una pendiente cubierta por un bosque de hayas próximo a un torrente. Ello nos podría aportar datos interesantes sobre áreas relativamente húmedas, que pueden pasar a saturadas en períodos de lluvias prolongadas. La ubicación de una pista forestal aguas abajo de nuestro punto de muestreo, con un talud superior muy saturado, ya nos indicaba que en este punto pudiera circular distintos tipos de flujos subcorticales.

La pendiente de la ladera era de 30°, a una altitud de 1.410 m. y con una orientación noroeste, coordenadas que definen bien el bosque de frondosas de la Demanda y la continuación aguas abajo de las vertientes regularizadas.

Los datos que se recogieron corresponden al año 1983-84, haciendo especial hincapié en las estaciones más trascendentales para el funcionamiento hidromorfológico de la Sierra. Los resultados corresponden, por lo tanto, a un período corto de medición y plantean los mismos problemas con los que se han encontrado los autores antes reseñados:

1. La elección de unas áreas concretas para la recogida de información puede ser poco significativa si tenemos en cuenta la gran variabilidad que presentan las escorrentías no sólo entre cauces, sino incluso entre puntos próximos de una misma ladera, a pesar de su uniformidad.
2. La interrupción drástica que se ocasiona en el modelo natural de las escorrentías al excavar un foso tiende a producir un efecto de atracción, de manera que el área efectiva de recogida es superior a la propia anchura del foso.

A pesar de todos estos inconvenientes, los resultados pueden aproximarnos al funcionamiento de las escorrentías subcorticales en las laderas forestales de la Demanda. En este sentido, podemos obtener una serie de conclusiones de tipo cualitativo y cuantitativo.

Entre las *cualitativas* destacamos:

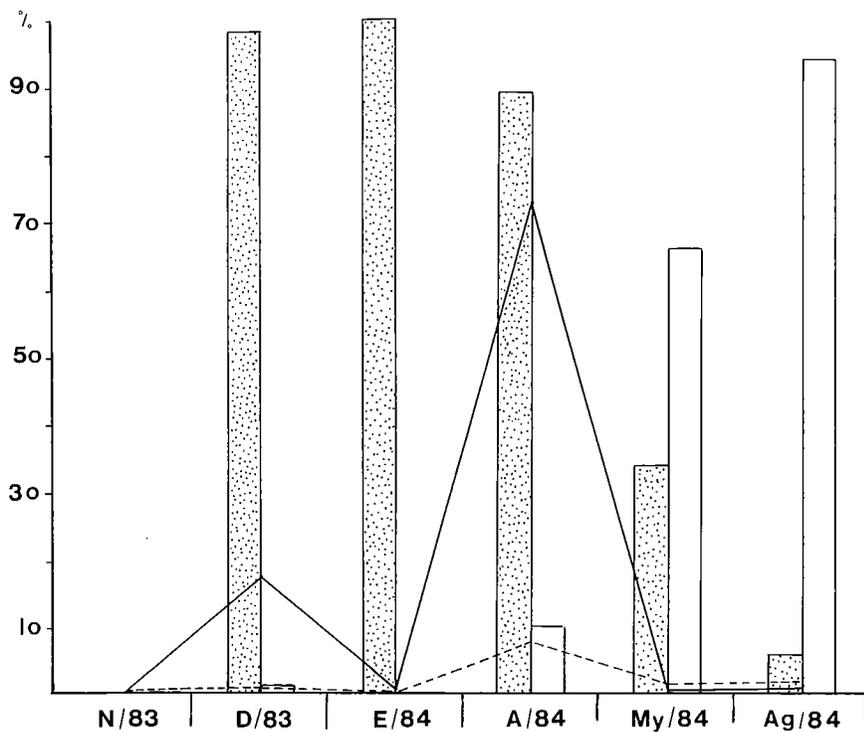
1. El flujo dentro de la matriz del suelo es fundamentalmente laminar (WHIPKEY, 1965; KIRKBY y CHORLEY, 1967), aunque experimenta una tendencia a concretarse a lo largo de microgrietas, canalillos de micromamíferos, etc. Esto no descarta la posibilidad de que en otros sectores próximos de la vertiente funcione por medio de macroporos o *pipes* como lo demuestran las sugerencias encontradas en el talud superior de la pista forestal ubicada algunos metros más abajo. La estructura del manto de derrubios, como sabemos, se manifiesta determinante en este punto, así como el papel de las raíces de los árboles.

2. La ubicación del experimento en un sector intermedio de la ladera con respecto al barranco principal (Cárdenas) hace presuponer una circulación de agua menor que la que pudiésemos esperar al pie de la misma.

Las *cuantitativas* quedan reflejadas en el gráfico 44. De él podemos señalar los siguientes aspectos:

1. Existen dos «puntas» importantes en el horizonte A correspondientes al mes de diciembre y abril. La primera está relacionada con el incremento de las precipitaciones en otoño, pero, sobre todo, con la temprana y rápida fusión de la nieve caída en los primeros días del invierno. Los acuíferos ya están rellenos y el agua circula lateralmente sin dificultad. La segunda, que es el máximo más destacado, coincide con la fusión del manto nival durante los

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



-  Proporción de escorrentía subc. a 13 cms con respecto al total del mes
-  " " " 60 " " "
-  Evolución del agua subcortical a 13 cms
-  " " " " 60 cms

44. Escorrentía subcortical

S. Demanda

meses de marzo y abril. La diferencia entre máximos es, pues, explicable, ya que la primavera concentra el mayor volumen de agua disponible, al aunarse fusión de nieve y reactivación frontal; en diciembre los acuíferos pierden una parte de la disponibilidad hídrica en la necesidad de recargarse y de ir llenando una parte de los poros.

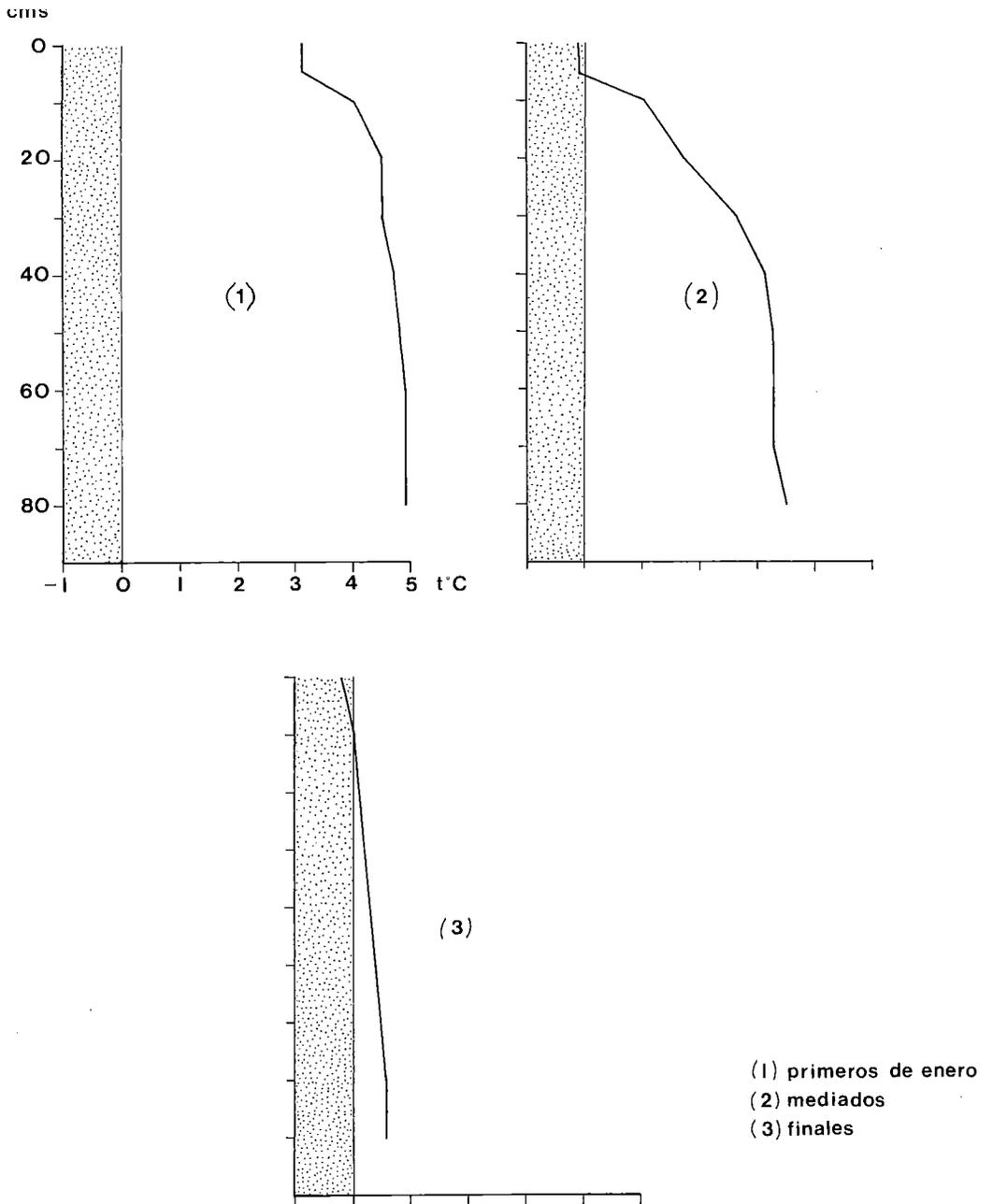
2. En el nivel inferior la máxima circulación del agua también se registra en abril. Sin embargo, proporcionalmente con respecto al horizonte A es más importante el agua recogida en mayo y agosto. Efectivamente, mientras que el agua del horizonte inferior representa en abril tan sólo el 10%, la recogida en los meses indicados viene a suponer un 66 y 94% respectivamente. Esto demuestra que en la primavera e invierno el agua que se infiltra circula con mayor asiduidad por los primeros centímetros del suelo. Durante el verano la escasez de precipitaciones y la falta de nieve hacen inexistente la circulación anterior a favor de las reservas de agua más profundas que circulan entre los horizontes del manto de derrubios propiamente dicho. En otras palabras, en invierno mientras el nivel superior se muestra francamente reactivado, el inferior aún no se ha recargado y manifiesta un flujo muy débil que enlaza seguramente con el final del estiaje; en primavera el nivel superior y el inferior reaccionan muy positivamente a la mayor disponibilidad hídrica, si bien el superior sigue concentrando la mayor proporción de la escorrentía subcortical; por último, en verano se agota la circulación por el nivel superior al no haberse recargado por la fusión y apenas por precipitaciones de menor intensidad, además de que la evapotranspiración reduce al volumen de agua libre; el nivel inferior, por el contrario, se ha ido recargando lentamente durante la primavera y aumenta su aportación en términos absolutos y relativos.

3. El descenso de la circulación existente a lo largo del período invernal habría que relacionarlo con el mantenimiento de la capa de nieve, e incluso con la permanencia del agua en los primeros centímetros del suelo en estado sólido. Durante algunos días es habitual en la Demanda encontrarnos con los primeros centímetros del suelo completamente helados. Así, lo pone de manifiesto el estudio de los perfiles térmicos del suelo realizados durante el mes de enero a 1.400 m. de altitud. Se observa, pues, en el gráfico 45 un paulatino descenso de las temperaturas edáficas a medida que avanzamos en el mes. Las condiciones ambientales impiden que en estos períodos se generalice la fusión de la nieve. De todos modos, si a lo largo del día las temperaturas externas se suavizan, el agua de fusión se ve imposibilitada para percolar (el hielo lo impide). En estas circunstancias suele aparecer en el frente de nieve la escorrentía superficial que desciende ladera abajo aprovechando canalillos e irregularidades hasta incorporarse al barranco más próximo o infiltrarse ladera abajo como consecuencia de la desaparición del hielo del suelo, al suavizarse las temperaturas con el descenso de la altitud.

Los perfiles térmicos indican que el descenso en la temperatura del suelo se produce como una especie de onda que afecta progresivamente a niveles más profundos debido a que el descenso de temperaturas penetra desde el exterior. Ese es el caso de los perfiles (1) y (2), mientras en el (3) el proceso está prácticamente concluido al igualarse casi todo el perfil. Tiene mucha importancia, no obstante, el que los primeros centímetros del suelo pueden permanecer helados y no inmediatamente por debajo. Este fenómeno –que aquí reviste características poco relevantes por el espesor del suelo afectado– puede aumentar la presión hidrostática interna al circular el agua subcorticalmente, provocando ocasionalmente «roturas» a nivel superficial que generan pequeños movimientos en masa (no más de 20 cm. de anchura).

Retomando la imagen del gráfico 44, llegamos a la conclusión de que la capacidad de respuesta del nivel de derrubios frente a situaciones higrométricas concretas es muy rápida, al concentrarse la mayor parte de la escorrentía subcortical en los primeros centímetros del

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



45. Perfiles térmicos del suelo de la Demanda en Enero

manto, lo que demuestra que la capacidad de almacenamiento de agua no es especialmente elevada.

c) La escorrentía superficial en el nivel del bosque se lleva a cabo por medio de *barrancos* rectilíneos, subsidiarios de los afluentes principales de los ríos Oja, Cárdenas, Najerilla, etc., que se encajan en las vertientes. Algunos de ellos nacen en el nivel supraforestal, pero reciben gran parte de sus aportes hídricos y sólidos en el bosque. Por esta razón pensamos que estos barrancos ejercen un papel en la dinámica hidromorfológica de las laderas, y mucho más, si tenemos en cuenta que en algunos sectores son los únicos mecanismos que continuamente transportan materiales al pie de la vertiente o al fondo del cauce principal. A través de estas líneas, pues, vamos a intentar conocer la morfología de estos barrancos, así como las relaciones de las fluctuaciones de caudal con las oscilaciones de carga sólida, a nivel estacional y diario (ARNAEZ VADILLO y GARCIA RUIZ, 1984). Analizaremos cómo influyen las características de las vertientes en tales fluctuaciones de caudal y carga.

Desde el punto de vista morfológico los barrancos demandinos presentan tres sectores bien definidos:

1. La *cabecera*. Normalmente se localiza en el nivel supraforestal, aunque en algunas laderas aparece, dada la altitud alcanzada por el bosque, dentro de este último nivel. La forma de la cabecera es, lógicamente, cóncava, naciendo el barranco a partir de la sugerencia de un *pipe* o en áreas altamente saturadas que van rezumando cantidades importantes de agua a medida que se desciende y se van incorporando otros sectores saturados próximos al cauce (HACK y GOODLETT, 1960; DUNNE y BLACK, 1970). Estaríamos, pues, ante áreas de contribución parcial (BETSON, 1964; HEWLETT, 1961; HEWLETT y HIBBERT, 1967) abastecidas fundamentalmente por flujos de retorno, escorrentías sobre áreas saturadas, en caso de precipitación intensa, o flujos subcorticales. Obviamente, estas áreas de contribución varían según las características de la precipitación o de la fusión. Así, en períodos de escasez de agua se ceñirán a la cabecera exclusivamente, mientras que cuando exista más disponibilidad de éstas –tras el período de fusión o con precipitaciones líquidas–, el área se extenderá o avanzará ladera arriba siguiendo los pequeños canales y cauces secundarios (TISCHENDORF, 1969).

Menos habituales, al tener menos importancia la escorrentía superficial, son las cuencas de recepción activas. De todos modos, en las áreas deforestadas pueden aparecer en puntos de fuerte pendiente. La actividad torrencial impide la instalación de una vegetación que podría bloquear el proceso erosivo. Son áreas con instantánea capacidad de respuesta frente a las precipitaciones y por ello contribuyen de manera importante al pico del hidrógrafo, pues carecen prácticamente de permeabilidad al haberse evacuado los derrubios de ladera. Constituyen también una excelente área fuente de sedimentos hacia los cauces.

2. El *canal*. Se caracteriza por poseer un importante gradiente, propio de las laderas donde se instala. En estas condiciones es de suponer un fuerte poder erosivo. Sin embargo, y esto quedó bien demostrado por HAYWARD (1980), el barranco cuenta con un sistema propio de autoregulación que viene determinado por la organización morfológica del lecho. Efectivamente, aquí podemos encontrarnos sectores con características diferentes que cumplen misiones precisas. Por un lado, constatamos la existencia de saltos de agua y, por otro, el desarrollo de concavidades u hoyos que se van alternando a lo largo del cauce, en una típica sucesión de *riffles* y *pools*.

En cuanto a los primeros, hemos observado la existencia de dos tipos: aquellos que generan rápidos y, por consiguiente, están constituidos por bloques y gravas de pequeño y

mediano tamaño, y los que se forman a partir de rocas de mayor tamaño o salientes rocosos, dando lugar a saltos de agua de mayor magnitud que los existentes en los rápidos. Unos están determinados por los materiales que el propio arroyo ha transportado; los otros tienen que ver más con las condiciones geológicas del sector.

La misión de esta disposición consiste en poder regular la energía del agua que circula por un perfil longitudinal muy pronunciado. De este modo, los pequeños estanques (*pools*) funcionan como disipadores de energía a través de las turbulencias que en ellos se generan y los saltos (*riffles*) se encargan de activar de nuevo la velocidad y energía de los flujos. El papel de las concavidades o estanques (*pools*) es tan destacado que el relleno de los mismos con material de arrastre trae como consecuencia el incremento de la energía y el aumento de la erosión en el barranco.

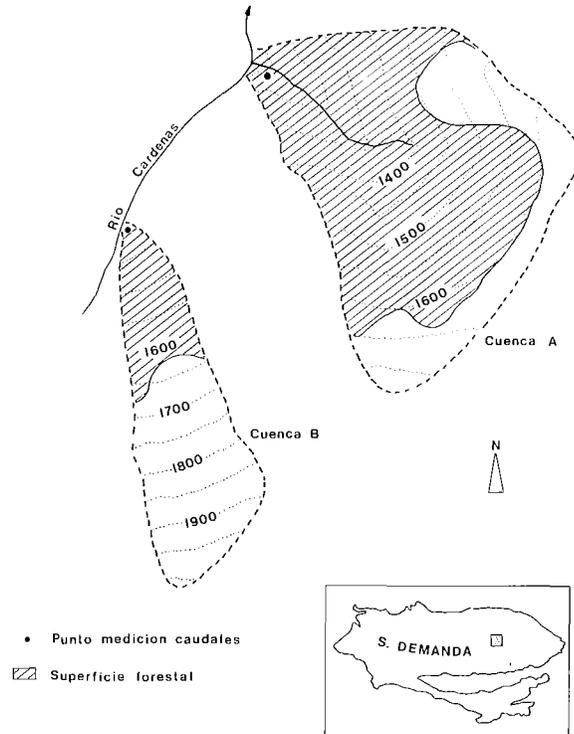
A estas mismas conclusiones llega HAYWARD (1980) realizando diversas experiencias en el cauce del río Torlesse (Nueva Zelanda). Tras la medición de la velocidad de los flujos en diversos puntos, corroboró cuantitativamente lo dicho hasta ahora. Concretamente, entre la energía desarrollada por el agua a la entrada de un recuenco (*pools*) y la calculada a la salida del mismo había una pérdida del 95% debido a las turbulencias desarrolladas dentro del hoyo.

3. La *desembocadura*. Los barrancos vienen a desaguar, como ya hemos dicho, a los afluentes secundarios de los derrames más importantes de la Demanda. Normalmente no llegan a crear ninguna estructura sedimentaria, ya que la capacidad de arrastre del río que recibe los materiales es lo suficientemente activa como para evacuarlos. No obstante, aquellos torrentes que cuentan con cabeceras activas poseen un mayor abastecimiento de sedimentos que suelen depositarlos en la desembocadura. En estos casos se forman conos de deyección de pequeñas dimensiones, aunque de fuerte pendiente como consecuencia del descenso brusco de gradiente en el fondo del valle y del material que han acarreado.

Estos barrancos son los encargados de evacuar hacia los cauces principales tanto las escorrentías como los sólidos. Constituyen, pues, una magnífica fuente de información sobre el comportamiento hidrológico y –en parte también– geomorfológico, al integrar todas las características ambientales que definen a cada una de sus cuencas. Sus ritmos de caudal y de exportación de sedimentos pueden considerarse, por tanto, como la expresión sintética del sistema cuenca (CHORLEY, 1969; GREGORY y WALLING, 1973). Por eso mismo entendimos que reflejarían las diferencias inducidas por la cubierta vegetal, al ser ésta un parámetro de primera magnitud en el funcionamiento hidrológico de una cuenca. Se trataba, en última instancia, de comparar dos cuencas con diferentes condicionamientos forestales y altitudinales; una de ellas casi totalmente cubierta por un denso bosque de hayas, y la otra con bosque sólo parcialmente y bastante joven. En la tabla XXIV se incluyen algunos de sus rasgos más destacados. Convencionalmente vamos a denominarlas cuenca A y cuenca B.

La cuenca A culmina a 1.721 m. de altitud. Apenas almacena nieve de forma duradera, por lo que la fusión es casi continua durante todo el invierno. Se encuentra cubierta en un 76% de un denso bosque de hayas, lo que favorece la existencia de una importante red de drenaje subcortical. Integra varios derrames secundarios que nacen de *pipes*.

La cuenca B se extiende desde los 1.420 m. a los 2.000 m. En ella la nieve persiste durante el invierno, aunque en períodos de suavidad térmica –no extraños en la Demanda– puede desaparecer. Podemos, pues, afirmar que la fusión también es permanente. Su cabecera aparece ocupada por una red de pronunciadas rigolas aparentemente no funcionales. Conserva un resto de bosque de hayas en el sector inferior, aunque la mayor parte de la cuenca está desprovista de vegetación arbórea.



46. Localización y características de las cuencas seleccionadas

XXIV. CARACTERISTICAS DE LAS CUENCAS ESTUDIADAS

	Cuenca A	Cuenca B
Superficie	0.504 Kms ²	0.198 Kms ²
Alt. Máxima	1.721 m.	2.000 m.
Alt. Mínima	1.230 m.	1.420 m.
Punto muestreo	1.240 m.	1.420 m.
Superficie forestal	0.382 Kms ² (76%)	0.067 Km ² (33%)
Dinámica vertiente	Reptación moderada Hundimiento de pipes	Rigolas subfunciona. Pequeñas coladas en cabecera y formación de terracillas
Circulación hídrica dominante	Subcortical	Superficial

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



F. 9. Cabecera de la cuenca experimental «A». Laderas ocupadas por bosque de hayas.



F. 10. Cabecera de la cuenca experimental «B». Ladera deforestada y ocupada por una red de rigolas.

Tanto la cuenca A como la B se encuentran expuestas al noroeste. Para poder completar nuestras observaciones, sobre todo de periodicidad diaria, también hemos utilizado una tercera cuenca -C- que se sitúa en una exposición suroriental, carece de vegetación arbórea y, además, su ubicación en las proximidades de las anteriores (punto de medición y recogida de datos: 1.350 m.de altitud).

Como ya pormenorizamos en el apartado dedicado a los métodos, se han tomado semanalmente datos de caudal a mediodía; a la vez se han recogido muestras de agua (1 litro por muestra) que, tras el filtrado correspondiente, aportaban información sobre la carga en suspensión. A nivel diario, durante la fusión de la nieve, se recogieron datos de caudal y de carga sólida cada dos horas para poder establecer relaciones más estrechas entre las variables que intervienen en el funcionamiento hidrológico de vertientes.

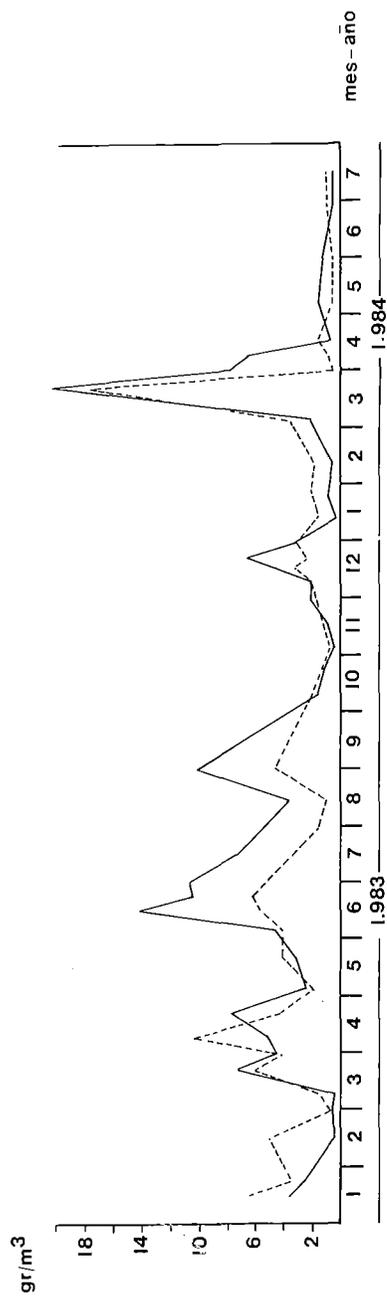
Durante el período estudiado (enero de 1983 hasta agosto de 1984) son notables las oscilaciones de caudal en ambas cuencas, vinculadas unas veces al ritmo de fusión de la nieve y otras, aunque en menor medida, a precipitaciones líquidas (gráfico 48). En las dos cuencas se da una casi total correspondencia entre ascensos y descensos de aportación. En las curvas de caudales (l/sg/Km.²) puede apreciarse que durante el invierno son frecuentes las fluctuaciones de caudal, lo que demuestra que no hay creación constante de reserva de nieve: a un período de acumulación nival que provoca la existencia de caudales escasos, sigue un período de fusión que origina una rápida elevación de las aportaciones. Estas oscilaciones de caudales durante la etapa invernal se ponen perfectamente de manifiesto en el invierno 83-84. En el 82-83 una serie de situaciones anticiclónicas con temperaturas inferiores a 0° permitieron el mantenimiento de la capa de nieve. El anticiclón alternó con la penetración de una serie de frentes fríos durante el mes de enero y febrero que mantuvieron las dos cuencas cubiertas de nieve al 100%. La punta de crecida de primeros de marzo corresponde a la irrupción de una serie de frentes oceánicos con temperaturas suaves (el pluviómetro totalizador registró una precipitación de 38.2 l/m.² en cinco días) que facilitaron la fusión del 90% de la nieve acumulada en las cuencas.

Las máximas crecidas corresponden al mes de marzo-abril, momento en el que la suavización de las temperaturas permite la fusión generalizada. De todos modos, no es extraño esperar algunas precipitaciones de tipo sólido después de abril que llegan a cubrir las líneas divisorias de la Sierra. La fusión es inmediata, aportando pequeñas crecidas secundarias poco antes del mes de junio. Las dos cuencas, pues, se comportan de modo similar a todos aquellos derrames de mayor escala que inscriben su cabecera en la Demanda.

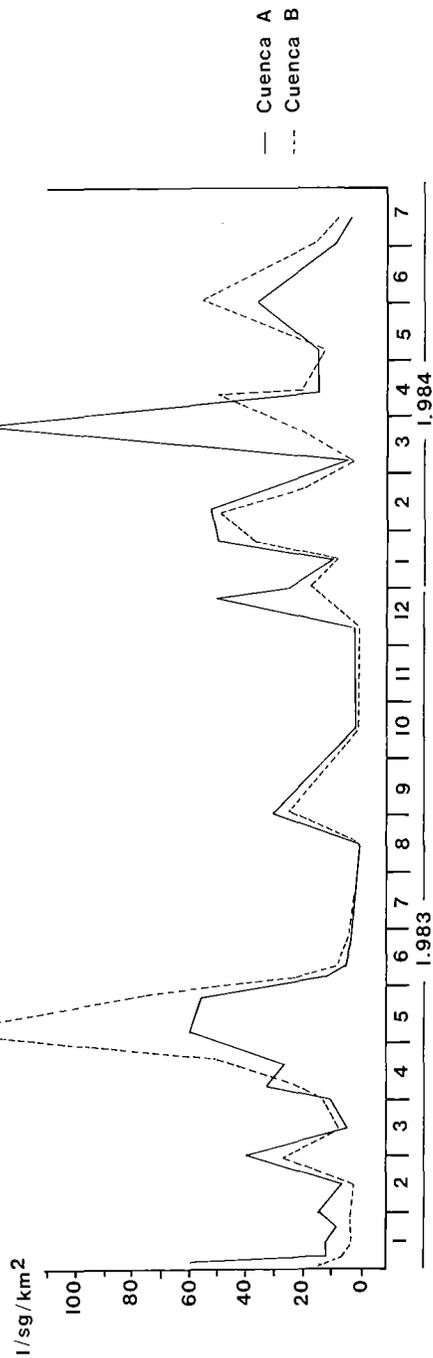
Tras el período de fusión, el descenso hasta los caudales de estiaje es muy rápido. En el verano la aportación no llega habitualmente a 1 litro/sg, salvo cuando una serie de tormentas permiten un ascenso brusco de caudal. En algunos casos este ascenso puede ser muy señalado, como se observa en el registro de agosto de 1983. A finales de este mes se situó en el norte peninsular una gota fría en altura que afectó intensamente al País Vasco y al sector oriental de la provincia de Santander. La Demanda, situada en el borde de su área de influencia, recibió importantes precipitaciones (154 l/m² en 4 días) con incremento inmediato de caudales.

Al comparar y buscar diferencias entre las dos cuencas se obtienen datos de notable interés. En el invierno la cuenca A aporta, en líneas generales, mayores caudales como consecuencia de su menor altitud y, por lo tanto, de la más intensa fusión. Es normal observar durante el invierno a la cuenca A con manchas aisladas de nieve, mientras que en la B toda su cabecera permanece con una espesa cubierta nival. En primavera cuando la fusión alcanza de lleno a los sectores más elevados, es la cuenca B la que aumenta más sus caudales. Los diferentes tipos de cubierta vegetal y más concretamente el papel ejercido por la vegetación arbórea como ponderador y regulador de caudales permiten que las reservas de agua se agoten antes en la cuenca que carece de ésta -B-, soportando durante el verano períodos más profundos de estiaje.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



47. Carga de sedimentos en suspensión



48. Ritmo de caudales

XXV. CAUDALES DE LAS CUENCAS SELECCIONADAS

	A	B	C
Máximo (l/sg)	60.12	26.63	28.84
Mínimo (l/sg)	0.26	0.06	0.5
Caudal medio (l/sg)	10.68	3.77	5.71
Caudal específico (l/sg/Km ²)	21.19	19.04	
Crecidas (2 x) (mes y año)	5-83	4-83	5-83
	5-83	5-83	5-83
	12-83	5-83	2-84
	1-84	1-84	3-84
	2-84	2-84	3-84
	2-84	4-84	4-84
	3-84	5-84	
	3-84		

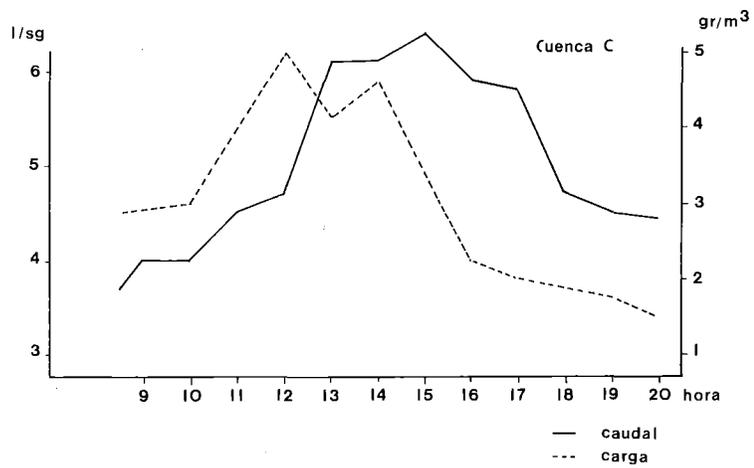
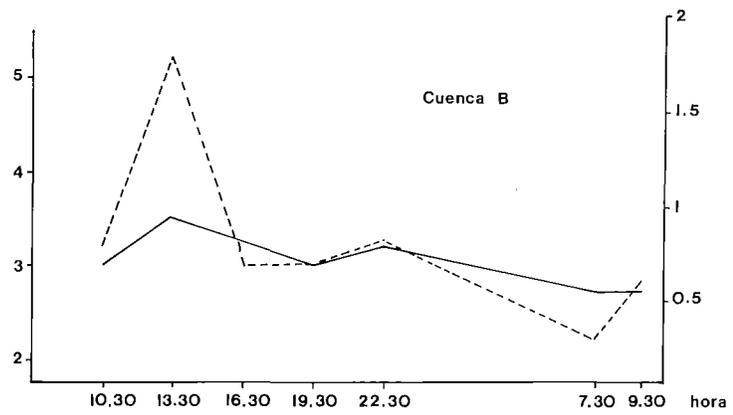
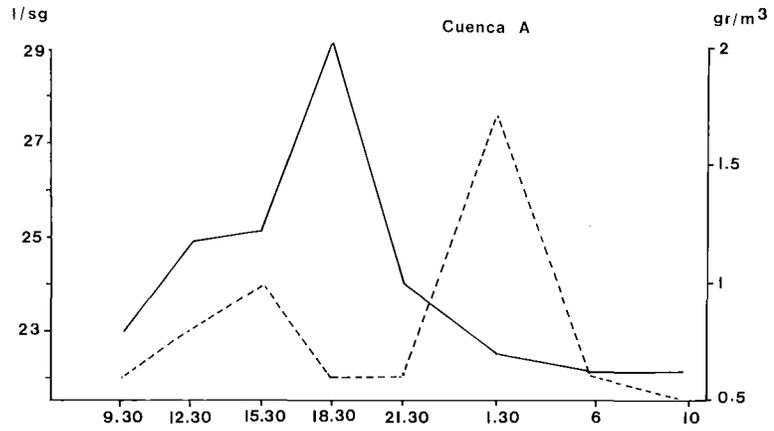
Período de estudio: Enero 83/Agosto 84

La carga en suspensión (gráfico 47) presenta también notables fluctuaciones con máximos durante el periodo de fusión de nieve y mínimos estivales (a excepción de la ya explicada crecida de agosto del 83 que supuso también el incremento del transporte de sólidos). De todas formas, incluso en pleno invierno, algunos picos de carga están más relacionados con las lluvias intensas de frentes templados que con la fusión, ya que algunos datos obtenidos en plena fusión dan cargas bastante modestas. La coordinación entre las cuencas no es tan buena como en el caso de los caudales, aunque sí puede apreciarse cierto sincronismo. Es evidente que no puede haber una correspondencia absoluta, pues, según HAYWARD (1980), existe una gran variabilidad en la producción de sedimentos entre cuencas. Esta carga puede explicarse por motivos hidrológicos –duración de las precipitaciones, duración de las crecidas, forma del hidrograma, etc– o, como parece más acertado, por la disponibilidad de sedimentos en el lecho del río. La proporción de material que transporta un curso de agua depende, en consecuencia, de la cantidad de material que puede almacenarse en las proximidades de su lecho y, en última instancia, de la estabilidad o inestabilidad que presentan sus vertientes que, en definitiva, son las que fundamentalmente aportan el material.

Las cifras absolutas obtenidas tras el secado de las muestras de agua han sido muy bajas en todos los casos, del orden de unos pocos gramos por metro cúbico de agua. Las cantidades oscilan entre los 20 gr/m³ como valores máximos y los 0.1-0.13 gr/m³ como mínimos. En contra de lo que esperábamos (papel del bosque como regulador de la producción de sedimentos), la cuenca A aportó unas cifras de carga en suspensión más elevadas que B: una media en el periodo estudiado de 4.15 gr/m³ frente a los 3.78 gr/m³ de la última. Sin embargo, si estos datos se afinan más obteniendo la descarga específica (aportes de sólidos por kilómetro cuadrado), los resultados se inclinarán a favor de la cuenca B como corresponde a una área donde predomina la escorrentía superficial.

La aproximación al funcionamiento hídrico de los barrancos hacía necesario el conocimiento de las fluctuaciones de caudal y sedimentos a nivel diario y cómo éstas se relacionaban con la fusión de la nieve. Para acometer este objetivo se seleccionaron los días 12 y 13 de febrero de 1984. En ese invierno se registraron a 1.300 m. 333 l/m² de precipitaciones con diversos periodos secos (anticiclónicos) que produjeron alteraciones en el manto de nieve.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA



49. Caudal y carga en suspensión 12/13-2-84

XXVI. CARGA EN SUSPENSIÓN DE LAS CUENCAS SELECCIONADAS

	A	B	C
Máximo (gr/m ³)	19.7	11.6	24.5
Mínimo (gr/m ³)	0.1	0.3	0.2
Carga media (gr/m ³)	4.15	3.78	5.63

Período de estudio: Enero 83/Agosto 84

Los datos recogidos han permitido la elaboración del gráfico 49, correspondiente a las cuencas A, B y C. Su observación demuestra que cada cuenca funciona de acuerdo a un modelo diferente.

El más elemental corresponde a la cuenca C que sigue los esquemas clásicos de curva diaria de fusión. Se detecta un máximo a las 15 horas solares después de un rápido ascenso a partir de las 12 horas. A partir de las 17 horas el caudal inicia un descenso vinculado a la disminución de las temperaturas y de la fusión. En esta cuenca, pues, el desfase existente entre el máximo caudal con respecto al mediodía se cifra en 3 horas; el pico máximo alcanza los 6.35 l/sg, duplicando casi el nivel base que se localiza a primeras horas de la mañana. En el período de recesión, entre las 16 y 17 horas, aparece una pequeña «meseta» que bien pudiera interpretarse como ondas ligeramente retrasadas correspondientes al flujo hipodérmico.

El material suspendido se adelanta algo al pico del caudal y posee una forma groseramente parecida a la de los aportes líquidos. El desfase temporal entre ambas curvas es normal, ya que, debido a su fácil arrastre, las partículas en suspensión se ponen en movimiento en cuanto comienza a aumentar el caudal. El modelo coincide en gran medida con el observado por ALVERA y PUIGDEFABREGAS (1985) en el Pirineo oscense. Los valores máximos son muy moderados (5.25 gr/m³) y rápidamente descienden a niveles muy bajos (1.63 gr/m³).

Las curvas correspondientes a las cuencas A y B se apartan mucho de este modelo. En la primera comienza a ascender a partir de las 15.30 horas, consiguiéndose el pico de crecida a las 18.30 horas, seis horas después del zénit solar. El caudal máximo logra alcanzar los 29.55 l/sg con un nivel de base de 22.3 l/sg, lo que viene a suponer un aumento del 32%.

La curva de sólidos en suspensión posee dos máximos. Uno, de menor importancia (1 gr/m³), se anticipa ligeramente al pico del caudal, por lo que se asemejaría al analizado anteriormente. El segundo, sin embargo, el más destacado, se produce a la 1.30 horas, cuando ya el caudal se halla en los comienzos de la fase nocturna estable. A pesar de todo, los valores absolutos son bajos,

El desfase en esta cuenca entre el máximo de carga y el máximo de caudal sería inexplicable si no fuese por la información aportada por los elementos disueltos. En efecto, la curva de solutos muestra su máximo a la 1.30 horas, coincidiendo con el pico de materiales en suspensión. A esa hora, pues, la escorrentía que se mantiene todavía elevada es esencialmente

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

subcortical, presentando un retraso lógico respecto al flujo superficial al que sustituye. Los datos disponibles permiten deducir que durante la noche el caudal disminuye –al limitarse la fusión– pero aumenta la carga disuelta y en suspensión como consecuencia de la escorrentía subcortical. De aquí se concluye que ésta es capaz de evacuar materiales con superior intensidad que el propio flujo superficial ligado a la fusión. Y es que creemos que el flujo superficial circula muy lentamente al ser frenado por la pedregosidad, que disipa la energía; por otra parte, no es un flujo concentrado, sino difuso, como hemos observado al pie de manchas de nieve, lo que reduce sus posibilidades de captación y arrastre de materiales, incluso finos. Por el contrario, el agua de circulación subsuperficial, una vez ha penetrado lentamente en profundidad, puede concentrarse en conductos (*pipes*) de diámetro variables y en los que el flujo hídrico puede alcanzar velocidades localmente más elevadas, al tratarse de una circulación bastante libre; pero además esta última, en los momentos de máximo flujo, presiona con fuerza contra las paredes del *pipe*, incentivando el arranque y transporte de sedimentos. De todas formas, insistimos en que las diferencias, aunque existentes, se cifran en datos de reducida importancia, si bien son significativas por el contraste de los resultados frente a lo previsible.

XXVII. CAUDALES DE LAS CUENCAS SELECCIONADAS

	A	B	C
Máximo (l/sg)	29.55	3.51	6.35
Mínimo (l/sg)	22.3	2.70	3.71
Caudal medio (l/sg)	24.2	3.07	4.94
Desfase del pico con respecto a las 12 h. solares (horas)	6	1.30	3
Incremento entre c. mínimo y máximo (%)	32	30	71

Período de estudio: 12/13 de Febrero-84

XXVIII. CARGA EN SUSPENSION DE LAS CUENCAS SELECCIONADAS

	A	B	C
Máximo (gr/m ³)	1.7	1.8	5.25
Mínimo (gr/m ³)	0.5	0.3	1.63
Carga media (gr/m ³)	0.8	0.8	3.14

Período de estudio: 12/13 Febrero 1984

En la cuenca B la curva del caudal presenta su máximo a las 13.30 con un pequeño ascenso de nuevo a las 22.30 horas. El incremento de caudal entre la base (2.70 m³/sg) y la punta de crecida (3.51 m³/sg) supone un aumento del 30%. Los materiales en suspensión siguen una trayectoria similar a la curva de caudales. La carga de solutos –siempre con datos muy bajos– presenta a las 22.30 horas su mínimo, de donde se deduce que la aportación subcortical es muy pequeña. Se trata, por lo tanto, de una cuenca en la que la infiltración no reviste especial importancia y de ahí que el agua transporte muy pocos elementos disueltos.

De lo señalado hasta ahora pueden extraerse varias conclusiones importantes:

1. Los caudales de las tres cuencas en el día analizado se muestran muy moderados con relación a otras medidas recogidas en un período de estudio más amplio. Así la máxima absoluta de 6.35 l/sg para la cuenca C, 29.5 l/sg para la cuenca A y 3.51 l/sg para la B quedan muy por debajo de los 28 l/sg (29-3-84), 60.12 l/sg (29-3-84) y 26.63 l/sg (5-5-83) respectivamente. Esto nos indica que en febrero, mes de recogida de los datos, la fusión, aunque existe, queda muy limitada por las temperaturas.
2. Los incrementos diarios del caudal en las cuencas A y B, situadas en umbría, son muy moderados (30% aproximadamente). Por el contrario, la cuenca C aumenta un 71%. La razón habría que buscarla en su ubicación en solana, con mayor facilidad de fusión.
3. La carga en suspensión, al igual que los caudales, se muestra moderada (máxima absoluta 1.7 para la cuenca A y 1.8 para la B). En cuanto a la descarga específica alcanza mayor intensidad en la cuenca B.
4. Interesa también señalar que desde el punto de vista de los solutos la cuenca A registra datos muy superiores a los de la B. Ello se explica porque en la primera la circulación subcortical es muy importante (recordemos que se halla cubierta de bosque); en la segunda, con circulación más superficial, el agua apenas aporta materiales disueltos.
5. El bosque y la altitud se han mostrado como dos factores fundamentales para explicar la dinámica hidrológica y de vertientes en la Sierra de la Demanda.

La existencia de una masa arbórea favorece, como ya se ha indicado en otro lugar, la infiltración y la aparición, tras la descomposición de las raíces, de conductos por los que el agua circula entubada. La cuenca A posee una elevada escorrentía subcortical que facilita la creación de una mayor reserva de agua, sin duda mayor que la cuenca B, como lo demuestran los caudales de estiaje. Dentro del bosque, pues, e incluso en las laderas que han sostenido un manto forestal hasta su destrucción reciente, la mayor parte de la circulación es subsuperficial y, en gran medida, a través de *pipes*.

Esta escorrentía subcortical posee cierta importancia en la denudación de las vertientes. Mientras funde la nieve, y ante la ausencia de erosión superficial, la mayor aportación de sedimentos –en suspensión y solutos– viene dada por el flujo interno en los derrubios, ligeramente retrasados con respecto a las horas de máxima fusión. De esta forma los *pipes* aumentan de diámetro por arrastre de partículas finas hasta que se producen hundimientos parciales, que tienen su reflejo en superficie con la formación de aparentes líneas de drenaje. Lo cierto es que en muchas de estas líneas carecen de escorrentía superficial y, sin embargo, poseen abundante flujo subcortical, que aflora en superficie en los lugares más apropiados: rupturas de pendientes, concavidades, áreas saturadas, etc.

Indirectamente, pues, el bosque limita la evacuación de sedimentos y dificulta la construcción de líneas de drenaje permanentes, aunque sorprendentemente la circulación subcortical –que se ve favorecida por el bosque– puede arrastrar en determinadas condiciones una mayor

cantidad de sólidos. Pero ello no es sino una prueba más de las excelentes condiciones que los derrubios ofrecen a la infiltración (ARNAEZ VADILLO Y GARCIA RUIZ, 1984).

El segundo factor que hemos citado –la altitud– ejerce su influencia, como queda de manifiesto, en la cuenca B. Esta se halla cubierta de nieve prácticamente durante toda la estación fría, con la fusión menos rápida que en la cuenca A. De este modo, las precipitaciones líquidas que caen con frecuencia a primeros de primavera o en el invierno lo hacen sobre un manto de nieve que absorbe la lluvia y reduce la escorrentía.

Cuando la nieve ha desaparecido, las precipitaciones comienzan a declinar y tienen menor capacidad erosiva, aunque en ello influye también la pedregosidad de la parte superior de la cuenca; concretamente, la existencia de importantes enlosados de piedras en cabecera disipan la energía del flujo superficial y limitan la cantidad de material susceptible de ser arrastrado.

d) A lo largo de estas líneas ha quedado demostrado que la infiltración profunda justifica la modalidad de evolución de vertientes. En el bosque, en sectores convexos con suficiente suelo, las laderas se ven sometidas a un intenso proceso de *reptación* que se manifiesta en el incurvamiento de la base de los troncos de los árboles y en el aspecto general corrugado que presentan las vertientes.

Las causas de este movimiento ladera abajo en la Demanda podrían acharcarse a tres aspectos:

1. Existencia de pendientes muy pronunciadas que por efecto de la gravedad favorecen todo movimiento vertiente abajo.
2. Una acción del hielo–deshielo (pipkrakes) capaz de levantar –y esto ha podido ser comprobado en el campo–sectores de la superficie del suelo.
3. Un ligero aumento de las arcillas del suelo a medida que profundizamos en él. Al recibir importantes aportes hídricos, los primeros cm. tienden a deslizarse en el sentido de la pendiente. La realización de diversos cortes en el medio forestal –y más concretamente en áreas de reptación– nos ha permitido corroborar esta realidad.

Desde un punto de vista hídrico y geomorfológico la reptación contribuye a desorganizar los intentos modestos de creación de una red de drenaje (GARCIA RUIZ y PUIGDEFABREGAS, 1982). La rugosidad en la ladera propia de este mecanismo favorece la dispersión de flujos.

Las tasas de erosión de este proceso son bastante difíciles de precisar (cualquier medición al respecto exige una recogida de datos, al menos, durante varios años). A pesar de ello se han realizado diversas experiencias con distintos métodos en los principales ambientes del planeta (YOUNG, 1960; KIRBY, 1967; SLAYMAKER, 1972; LEOPOLD y EMMETT, 1972; LEWIS, 1975; SALA y SALVADOR, 1980). Los resultados muestran una cierta variabilidad relacionada con el ambiente climático donde se han llevado a cabo las experiencias, pero, sobre todo, con pequeños factores de orden local (pendiente, humedad...). A la vista de ellos, pensamos que en la Demanda las tasas no diferirán en exceso de las encontradas en regiones templado–húmedas; de ahí que nos atrevamos a señalar movimientos de escasos milímetros (entre 1 y 4 al año) dependiendo de la pendiente y de la riqueza de partículas arcillosas en el horizonte inferior. De lo que sí estamos seguros es de que en nuestra área de estudio son los sectores forestales, con pendientes superiores a 25° y con una orientación occidental, las que con mayor asiduidad presentan este tipo de mecanismo. Las dos últimas variables forman parte de los factores necesarios para la activación de la reptación.

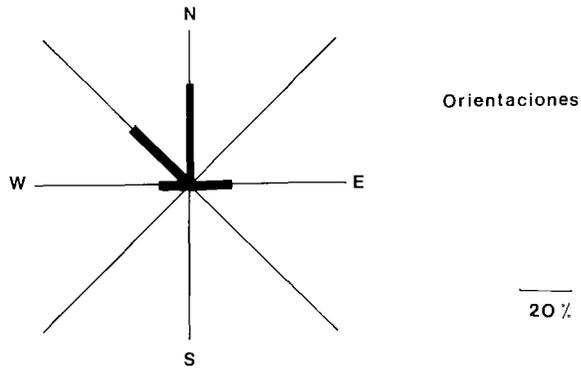
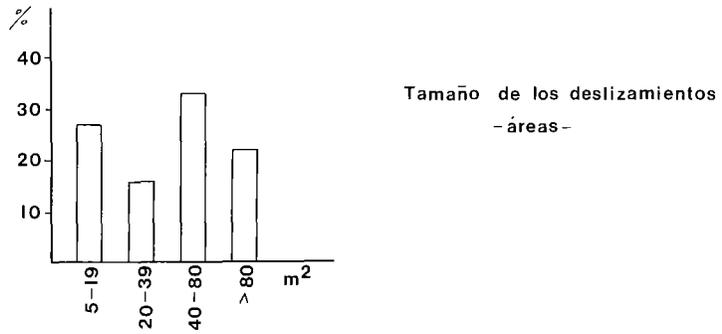
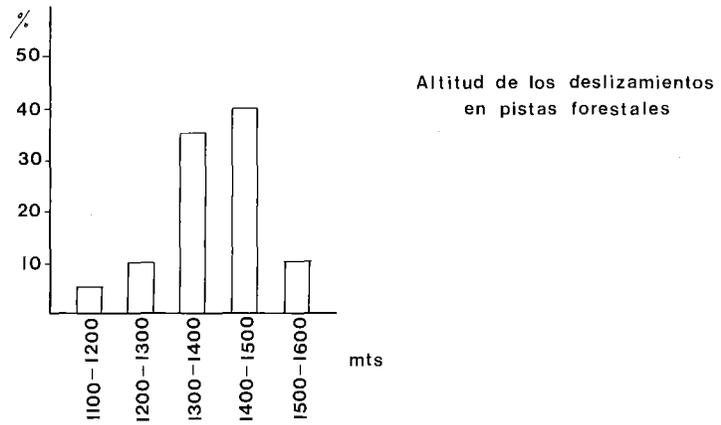


Gráfico 50

e) La inserción en las laderas forestadas de pistas o vías de saca de madera con brutales sistemas de drenaje han facilitado la activación de ciertos procesos ligados a la interrupción del modelo de circulación en *pipes* o flujos subcorticales laminares. Es habitual, pues, encontrarlos en los taludes superiores de las pistas con *deslizamientos superficiales* (ARNAEZ VADILLO, 1984) relacionados con acciones antrópicas.

Estos deslizamientos se generan al aflorar a la superficie los flujos subsuperficiales, después de la apertura de la pista, realizando una continua labor de excavación y zapa. Por otro lado, y como consecuencia del alto grado de humedad concentrada en estos puntos, esta labor se ve potenciada por el desarrollo de pipkrakes. El socavamiento crea unas condiciones de inestabilidad del horizonte superior que queda de este modo colgado, soportando el peso ejercido por la vegetación que sustenta y el empuje ladera abajo de la reptación del propio suelo. La consecuencia es la ruptura y deslizamiento de parte del material por el talud depositándose al pie del mismo.

Los deslizamientos configuran unos nichos de forma semicircular con un escarpe de 40 a 50 cm. Su tamaño es diverso encontrándonos con ejemplos de 3 m. de longitud por 4.5 m. de anchura y otros de mayor envergadura. La construcción del gráfico 50 permite precisar con más exactitud la distribución de los distintos tamaños.

A su pie se localiza el material de acumulación que incorpora, en muchos casos, árboles y arbustos. Como se aprecia en el histograma, son abundantes entre los 1.300 y 1.500 mts. de altitud y en vertientes occidentales y septentrionales, coordenadas en las que el bosque adquiere su mayor representatividad.

Para conocer la relación existente entre los deslizamientos y otras variables cuantificables se ha elaborado una matriz de correlación que incorpora la altitud a la que se ubica la forma, la pendiente aguas arriba, la altura del talud y el tamaño del deslizamiento, considerando en este último caso sólo la longitud. Los resultados quedan plasmados en la siguiente tabla:

	Altitud	Pendiente	Alt. talud	Tamaño
Altitud	*	-0.38	0.18	-0.47
Pendiente	*	*	-0.12	0.79
Alt. talud	*	*	*	-0.02
Tamaño	*	*	*	*

La correlación más elevada se establece entre el tamaño del deslizamiento y la pendiente ($r = 0.79$). A mayor gradiente el tamaño del deslizamiento aumenta. Con pendientes de más de 30° éstos alcanzan longitudes de 13 a 15 m. Como es obvio, un elevado gradiente favorece una circulación hídrica más rápida y activa, una reptación del suelo más acusada y, en consecuencia, unas condiciones generales de inestabilidad apropiadas para el desarrollo de fenómenos como los descritos. No existe conexión alguna, como pudiera esperarse, entre la altura del talud y la longitud de las formas. La capacidad de erosión remontante de los deslizamientos, que ascienden lentamente ladera arriba, desborda el propio marco del talud.

Otros fenómenos de menor espectacularidad, pero también habituales en los taludes superiores de las pistas son los campos de pipkrakes y los microconos de derrubios, estos últimos ligados al afloramiento de pequeños escarpes de cuarcita muy diaclasada.

En el talud inferior de las vías y pistas (continuación de la ladera aguas abajo del piso del camino forestal) aparece una importante capa de derrubios procedentes del material excavado por las máquinas pesadas. Aquí el agua de fusión o la circulación subcortical, que la pista ha interrumpido, se inscribe dando como resultado una densa red de canalillos muy activos que incrementan las tasas de erosión y llegan a convertirse en auténticas rigolas.

La calzada de la pista forestal presenta una problemática menor, con formación de rigolas que se originan con precipitaciones copiosas y en áreas de fuerte pendiente. Un suelo impermeable y compacto por el sucesivo paso de vehículos favorece la escorrentía superficial que rápidamente se inscribe en las propias rodaduras de los coches, llegando a formar rigolas de considerable tamaño. Mayores problemas presenta el hecho de que la escorrentía subcortical que aflora por el talud de la pista o la misma precipitación que cae directamente sobre ella son a veces canalizadas hacia barrancos próximos, con lo que reciben una sobrecarga hídrica que a medio plazo desestabiliza el funcionamiento del cauce.

VIII. CONCLUSIONES

A lo largo del estudio hemos intentado plantear la problemática que ofrece la Sierra de la Demanda desde un punto de vista hidrogeomorfológico. Con métodos sencillos y con trabajo de campo se ha procurado definir, ubicar y, en parte, cuantificar los distintos procesos y formas más representativos de la Sierra. Se trataba en última instancia de estudiar la organización espacial de los procesos dominantes en la evolución de vertientes de la Demanda, en un intento de comprobar y confirmar las relaciones mutuas entre los distintos procesos y entre cada uno de ellos y diferentes parámetros ambientales. Por otro lado, hemos procurado explicar el funcionamiento y distribución de tales procesos en función de la forma en que, en cada caso, circula el agua en la vertiente, por entender que éste es un factor clave en los mecanismos de meteorización y transporte.

En las páginas precedentes se ha puesto de manifiesto la existencia de dos niveles o pisos (dejamos de lado el piso inferior antropizado) con distinto sistema de evolución de vertientes. A partir de los 1.700 m. aproximadamente nos encontramos con un nivel dominado por la nieve y su fusión estacional. Por debajo se ubica un sistema que comparte tanto los efectos de las precipitaciones líquidas, sobre todo en cotas inferiores a los 1.500 m., como de la nieve. Este nivel está definido por la cobertera forestal. En definitiva, vegetación, temperaturas y precipitaciones se combinan de manera compleja pero organizada en el espacio para crear ambientes hidromorfológicos bien definidos por los procesos dominantes.

a) Por encima de los 1.300 m. empieza a ocupar importantes superficies el bosque. Este ejerce un papel destacado en el control de los procesos. Por ello aquí destaca, sobre todo, la erosión nula o moderada. Las páginas precedentes han confirmado, una vez más, que las laderas cubiertas de bosque presentan una tendencia a la *estabilidad dinámica*. Los movimientos en masa quedan reducidos al lento descenso de los primeros centímetros del suelo o a la aparición de pequeños deslizamientos ligados a la acción antrópica. La escorrentía, principalmente subcortical, se encarga de evacuar los diversos tipos de sedimentos en cantidades moderadas. La observación de las laderas permite comprobar la ausencia de procesos traumáticos, y eso a pesar de las muy fuertes pendientes dominantes. La progresiva evolución de la red

de *pipes* condiciona la de alguna línea de drenaje superficial y el arrastre de sólidos se mueve en cifras muy bajas. Sólo las zonas próximas a los barrancos, pueden aportar sólidos en volúmenes mayores en períodos de crecidas. Algunas laderas, no obstante, deforestadas desde antiguo y en pendientes muy fuertes, funcionan mediante arroyamiento difuso de diversa entidad o han servido de base a la instalación de cabeceras activas de barrancos, muy funcionales en períodos de lluvias intensas y/o prolongadas.

b) Aunque el bosque de hayas alcanza los 1.800 m., a los 1.600 m. éste empieza a ser menos denso y más disperso. A partir de esta altitud las características del ambiente climático y de los coluviones depositados sobre las vertientes pasan a primer plano de la evolución geomorfológica. En el primer caso, estamos muy cerca o incluso por encima de 1.500 mm. de lluvia al año, pero con la particularidad de que en el nivel supraforestal las precipitaciones son eficaces en un período de tiempo relativamente corto; la retención de nieve en invierno y su rápida fusión en primavera, acompañada de una reactivación de las precipitaciones, aumentan mucho el volumen de agua disponible durante muy pocos meses (abril, mayo y primeros de junio), con lo que sus efectos son más intensos; se alcanza así una rápida e intensa saturación del manto de derrubios. Este último está compuesto por una acumulación de cantos empastados en matriz fina, muy poco consolidados en sus niveles más superficiales, por lo que en condiciones de saturación el conjunto resulta muy inestable. Esta inestabilidad es tanto mayor, en general, cuanto más cerca estamos de la línea de cumbres, pues la funcionalidad de los derrubios está en relación con el rigor de las temperaturas y con la importancia de la acumulación nival.

Por esta razón asistimos a un claro predominio de los movimientos en masa, generalmente de pequeña envergadura (coladas de piedra y barro, suelos en guirnalda), aunque excepcionalmente pueden hallarse grandes desprendimientos. No obstante, existe una creciente propensión hacia el transporte por escorrentía superficial, con formación de rigolas e incisiones lineales en las que lo subsuperficial puede tener alguna importancia, pero las consecuencias son una mayor tendencia al arroyamiento.

Como se ha comprobado, los diferentes movimientos en masa tienen que ver con la existencia o no de suelo profundos, la altitud, el espesor de los depósitos (y su posición topográfica) y con la pendiente. La organización de los cantos en superficie se encuentra relacionada con la intensa y selectiva actividad de los *piprakes*.

Hasta aquí hemos realizado una breve descripción de los sistemas de evolución de vertientes de la Sierra de la Demanda. A lo largo del trabajo han sido descritas cada una de las formas y procesos de erosión. También se ha intentado por medios estadísticos ver dónde y con qué intensidad ocupaban el espacio. De las líneas precedentes se obtiene información de cuáles son los factores determinantes en el desencadenamiento de los procesos. La litología, la reciente evolución geomorfológica de la Sierra, con un manto de derrubios que tapiza las vertientes, favoreciendo la absorción de grandes cantidades de agua, las condiciones climáticas con una fusión de la nieve muy temprana en primavera y alternante durante el invierno, una cobertura forestal que se ha mostrado de vital importancia en la regulación y control de los sistemas de escorrentía, y una acción antrópica que, aunque puntual y localizada, ha sido destacada en algunos sectores (áreas antiguamente cultivadas y hoy abandonadas, repoblados...) son elementos que de forma conjunta o individual, en alguna sección de la ladera o en toda ella, han ayudado a la aparición de distintos procesos de evolución de vertientes.

Como conclusión final cabe señalar que en conjunto la Sierra de la Demanda no plantea serios problemas erosivos (un 61.8% del territorio estudiado presenta una erosión nula o moderada). La pluviosidad abundante, procedente de frentes oceánicos y con escasa intensidad horaria, permite el mantenimiento de una densa cubierta vegetal en la mayor parte del

territorio. Pero es, sobre todo, la existencia de un manto de derrubios capaz de absorber el agua de fusión o la precipitación el control más destacado de los procesos erosivos ligados a las escorrentías superficiales. Contrariamente, la escorrentía subsuperficial es predominante y a ella son debidos, en gran parte, los distintos fenómenos que actualmente se observan en las laderas. El cambio de condiciones climáticas por encima del nivel del bosque permite el mantenimiento y desarrollo de procesos crionivales. Es por ello por lo que por encima de los 1.700 m. la Sierra muestra los procesos y formas más destacados no sólo en dinamismo sino también en variedad.

Disponemos ahora de información sobre la distribución de los procesos dominantes en las vertientes y de los factores que explican esa organización espacial (temperaturas, precipitaciones, manto de derrubios, pendientes, vegetación, entre otros). Con ello disponemos de un cuerpo doctrinal relativamente coherente para explicar los diferentes sistemas morfoclimáticos que intervienen en una montaña muy sometida a influencias oceánicas. Algunos de los procesos han sido parcialmente medidos sobre el terreno, con lo que podemos valorar su dinamismo e incidencia en el funcionamiento de vertientes. Pero de otros procesos sólo conocemos su distribución; a partir de ella y de los condicionantes que deben explicar su localización tenemos una idea aproximada de las situaciones espacio-temporales en que se producen y de los fenómenos que los desencadenan. Sin embargo, somos conscientes de que en esos casos sólo hemos dado pasos iniciales. A partir de ahora creemos imprescindible el estudio sectorial de los diferentes procesos para explicar en detalle su funcionamiento, teniendo en cuenta sobre todo los procedimientos de circulación hídrica en las laderas, las oscilaciones de temperatura y humedad en los suelos y manto de derrubios y la respuesta de estos últimos ante las condiciones generadas por los factores anteriores. Se hace necesario, pues, abordar medidas precisas que contribuyan no sólo a explicar la dinámica de procesos concretos de la Sierra de la Demanda, sino especialmente a teorizar sobre la evolución hidromorfológica de vertientes a escala más general.

BIBLIOGRAFIA

- ALVERA, B., y PUIGDEFABREGAS, J., 1985. Pulsación diaria de la carga suspendida y disuelta en la escorrentía de fusión nival. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, XI (1-2): 5-20, Logroño
- ANTÓN BURGOS, F.J., 1980. *El glaciario cuaternario en la Sierra de la Demanda (Sistema Ibérico)*. Memoria de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Autónoma de Madrid.
- ANTÓN BURGOS, F.J., 1985. Características morfológicas de la Sierra de la Demanda. *Actas del I Coloquio sobre Geografía de La Rioja*. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño.
- ARNÁEZ VADILLO, J., 1980. La infraestructura ambiental de una estación de esquí: el ejemplo de Valdezcaray. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, VIII (1-2): 131-140, Logroño.
- ARNÁEZ VADILLO, J., 1982. Nota bibliográfica sobre procesos geomorfológicos en laderas. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 6 (1-2): 3-18, Logroño.
- ARNÁEZ VADILLO, J., 1983. Factores condicionantes de la formación de pipkrakes en una montaña oceánica (S. de la Demanda). *VIII Coloquio de Geógrafos Españoles*, Barcelona.
- ARNÁEZ VADILLO, J., 1984. Microformas de erosión y acumulación en pistas forestales: el ejemplo del alto valle del Cárdenas (Sierra de la Demanda). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, X (1-2): 7-17, Logroño.
- ARNÁEZ VADILLO, J., 1985. Modelos de distribución de formas crionivales en la Sierra del San Lorenzo (Sierra de la Demanda). *Actas del I Coloquio de Geografía sobre La Rioja*. Instituto de Estudios Riojanos. Logroño.
- ARNÁEZ VADILLO, J., y GARCÍA-RUIZ, J.M., 1984. Tipos de escorrentía y ritmo de evacuación de sedimentos en la Sierra de la Demanda (Sistema Ibérico). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, X (1-2), Logroño.
- ARNETT, R.R., 1974. Environmental factors affecting the speed and volume of topsoils interflow. En: *Fluvial Processes in Instrumented Watersheds* (K.J. Gregory and D.E. Waling, Editors). Br. Inst. Geogr., London, Spec. Publ. 6: 7-22.
- BAILLIE, I.C., 1975. Piping as an erosion process in the uplands of Sarawak. *Journal of Tropical Geography*, 41: 9-15, Singapore.
- BARRY, R.G., 1969. The world hidrological cycle. En: *Introduction to Physical Hydrology* (R.J. Chorley, Ed.), Methuen, London.
- BERNABÉ MAESTRE, J.M., y CALVO CASES, A., 1983. Geomorfología de laderas en la bibliografía anglosajona. *Estudios Geográficos* 167: 137-161, Madrid.
- BETSON, R.P., 1964. What is watershed runoff?. *J. Geophys. Res* 69: 1.541-1.552.
- BRUNSDEN, D., 1979. Massmovements. In: *Process in Geomorphology* (C. Embleton y J. Thornes, Ed.), Arnold, London.
- BUTUZOVA, O.V., 1962. Role of the root system of trees in the formation of microrelief., *Soviet Soil Sci.*, 4: 364-372.
- CABERO, V., 1979. *Espacio agrario y economía de subsistencia en las montañas galaico-leonesas: La Cabrera*. Universidad de Salamanca, Salamanca.
- CAINE, N., 1982. Water and sediments flow in the Green Laker Valley, Colorado Front Range, In: *Ecological studies in the Colorado Alpine: A festschrift for J.W. Marr*. (J.C. Halfpenny, Ed.) Inst. Artic & Alpine Res. Occ. Paper 37: 13-22, Univ. Colorado.
- CALATAYUD, P., GARCÍA-RUIZ, J.M., y PÉREZ LORENTE, F., 1980. *Itinerario geológico y geomorfológico por el valle del Najerilla*. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño.

- CALVO PALACIOS, J.L., 1975. Nota sobre las relaciones de la red fluvial camerana y la tectónica del borde septentrional del Sistema Ibérico. *Berceo*, 88: 93-99.
- CALVO PALACIOS, J.L., 1977. *Los Cameros. De región homogénea a espacio plan*. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño.
- CARNIEL, P., SCHEIDEGGER, A.E., 1974. Morphometry of an alpine scree cone. *Riv. Ital. Geofis.*, 23: 95-100.
- CARSON, M.A., 1977. Slope and slopes processes. *Progr. Phys. Geogr.*, 1 (1): 134-142.
- CARSON, M.A., 1978. Slopes and slopes processes. *Progr. Phys. Geogr.*, 2 (1): 135-142.
- CARSON, M.A., 1979. Slopes and slopes processes. *Prog. Phys. Geogr.*, 3 (1): 135-140.
- CARSON, M.A., y KIRKBY, M.J., 1972. *Hillslope Form and Processes*. Cambridge University Press, 475 pág.
- COLCHEN, M., 1964. Sobre la tectónica del borde norte de la Sierra de la Demanda (Cadena Ibérica, España). *Notas y comun. IGME*, 73, pp. 217-220.
- COLCHEN, M., 1974. *Geologie de la Sierra de la Demanda. Burgos/Logroño (Espagne)*. Mem. IGME, Tomo 85, Madrid.
- CRADWELL, M.W., 1954. Soil frost studies at a high country station. *New Zealand J. Sci. and Technol.*, B. 36: 240-257.
- CREUS NOVAU, J., y GARCÍA-RUIZ, J.M., 1977. Observaciones sobre solifluxión en el alto valle del río Gállego. *TN/a-6*.
- CROZIER, M.J., 1973. Techniques for the morphometric analysis of landslides. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17: 78-101.
- CUADRAT PRATS, J.M. y PELLICER CORELLANO, F., 1983. Aproximación al estudio del clima y su incidencia en el modelado morfoclimático actual en las Sierras Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. *Turiaso*, IV: 237-253. Tarazona.
- CHAMBERS, M.J., 1966. Investigations of patterned ground at Signy Island. South Orkney Island. *Brit. Antarc. Surv. Bull.*, 9: 21-40.
- CHANDLER, R.J., 1977. The application of soils mechanic method to the study of slopes. In: *Applied Geomorphology* (J.R. Hails, Ed), Elsevier, Amsterdam.
- CHORLEY, R.J., 1969. The drainage basin as the fundamental geomorphic unit. In: *Introduction to Physical Hydrology* (R.J. Chorley, Ed.) Methuen, pp. 37-60, London.
- CHORLEY, R.J., 1978. The hillslope hydrology cycle. In: *Hillslope hydrology*. (M.J. Kirkby, Ed.). Wiley and son, London.
- DAVY, L., 1976. *L'Ebre, étude hydrologique*. Atelier Reproductions des theses Universite de Lille, 3 vol. Paris.
- DEMANGEON, J., 1951. Observation sur les «sols en gradins» de l'Apennin central. *R.G.D.*, 2: 110-119.
- DERRUAU, M., 1974. *Geomorfología*. Ed. Ariel, Barcelona.
- DUNNE, T., 1980. Formation and controls of channel networks. *Progress in Physical Geography*, 4 (2): 211-239, London.
- DUNNE, T., y BLACK, R.D., 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resour. Res.* 6 (2): 478-490.
- DUNNET, T., y BLACK, R.D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour. Res.*, 6: 1.296-1.311.

- EMBLETON, C., y KING, C., 1975. *Periglacial Geomorphology*. Arnold, London.
- FLETCHER, P.W., 1952. The hydrologic function of forest soils in watershed management. *J. Forestry*, 50: 359-362.
- FONT TULLOT, I., 1983. *Climatología de España y Portugal*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 296 pág.
- FRENCH, H.M., 1976. *The periglacial environment*. London.
- GAISER, R.N., 1952. Root Channels and Roots in Forest Soils. *Soil Science Society Proceeding*, 16: 62-65.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., 1976. La repoblación forestal en la provincia de Logroño. *Cuadernos de Investigación (Geografía e Historia)*, 2 (1): 25-36, Logroño.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., 1979. El glaciario cuaternario en la S. de la Demanda (Logroño y Burgos, España). *Cuadernos de Investigación (Geografía e Historia)*, V (2), Logroño.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., 1982. Geografía Física de La Rioja. En: *La Rioja y sus Tierras*. Comunidad Autónoma de La Rioja, Logroño.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., 1985. Movimientos en masa en los conglomerados del contacto Depresión del Ebro y Sistema Ibérico en La Rioja. *Actas del I Coloquio sobre Geografía de La Rioja*. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., en prensa. Evolución de la agricultura de montaña y sus efectos sobre la dinámica del paisaje. *Agricultura y Sociedad*. Madrid.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., y PUIGDEFABREGAS TOMÁS, J., 1982. Formas de erosión en el flysch eoceno surpirenaico. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, VIII (1-2): 83-126, Logroño.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., y ARNÁEZ VADILLO, J., 1984. Infiltration, macro-circulation de l'eau et dynamique des versants dans la Sierra de la Demanda (Système Ibérique, Rioja, Espagne). *Documents d'Ecologie Pyrénéenne*, III-IV: 445-448.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., LASANTA MARTÍNEZ, T., SOBRÓN GARCÍA, I., 1985. *Estudio comparativo de la evolución geomorfológica de campos abandonados y áreas repobladas de la Cuenca del Jubera*. Consejería de Ordenación del Territorio y Medio Ambiente. Comunidad Autónoma de La Rioja, Logroño.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., LASANTA MARTÍNEZ, T., ORTIGOSA IZQUIERDO, L., y ARNÁEZ VADILLO, J., 1986. Pipes in cultivated soils of La Rioja: origin and evolution. *Zeitschrift für Geomorphologie*.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., GÓMEZ VILLAR, A., y ORTIGOSA IZQUIERDO, L. 1987. *Aspectos dinámicos de un cauce fluvial en el contexto de su cuenca: el ejemplo del río Oja*. Instituto de Estudios Riojanos e Instituto Pirenaico de Ecología, Logroño-Jaca.
- GARDNER, J., 1968. *Debris slope and processes in the Lake Louise District, a high Mountain Area*. Ph. D. Thesis. McGill University, 263 pp.
- GARDNER, J., 1979. The movement of material on debris slopes in Canadian Rocky Mountains. *Z. Geomorphologie*, 23 (1): 45-57.
- GILMAN, K., 1971. A semi-quantitative study of the flow of natural pipes in the Nant Gering subcatchment. *Ins. Hydrology, Subsurface Section Report*, 36.
- GÓMEZ VILLAR, A., 1986. *El cauce actual del río Oja*. Memoria de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza.
- GONZALO MORENO, A.N., 1981. *El relieve de La Rioja. Análisis de Geomorfología estructural*. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 508 pág.

- GREGORY, K.J., and WALLING, D.E., 1973. *Drainage basin form and processes. A geomorphological approach*. Arnold, London, 458 pág.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M., y RODRÍGUEZ VIDAL, J., 1984. Fenómenos de sufosión (piping) en la Depresión media del Ebro. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, X (1-2), Logroño.
- HACK, J.T., y GOODLETT, J.G., 1960. Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the Central Appalachians. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 347, 66 pág.
- HAY, T., 1936. Stones stripes. *Geol. J.*, 87: 47-50.
- HAYWARD, J.A., 1980. *Hydrology and stream sediment from Torlesse Stream Catchment*. Tussock Grasslands-Mountain Lands Institute, Nueva Zelanda, 236 pág.
- HEINE, K., 1977. Zur morphologischen Bedeutung des kammeisses in der subnivalen Zone randtropischer semihumider Hochgebirge. *Zeitschrift für Geomorph.*, 21: 57-78.
- HEWLETT, J.D., 1961. Soil moisture as a source of baseflow from steep mountain watersheds. *U.S. Dept. of Agr., Southeast Forest Expt. Paper*, 132, 11 pág.
- HEWLETT, J.D., y HIBBERT, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: *Int. Symp. on Forest Hydrology* (W.E. Sopper and H.W. Lull, Ed.) Pergamon, Oxford.
- HEWLETT, J.D., y NUTTER, W.L., 1969. *Forest Hidrology*. School Forest Resources. University of Georgia.
- HEWLETT, J.D., y NUTTER, W.L., 1970. The varying source area of streamflow from upland basins. *Paper presented at Sym. on Interdisciplinary Aspects of Watershed management, Montana State University, Boseman*. American Society of Civil Engr.
- HOOVER, M.D., 1962. Water action and water movement in the forest. In: *Forest influences FAO Forestry and Forest Product Studies*, n.º 15: 31-80, Roma.
- HORTON, R.E., 1919. Rainfall interception. *Monthly Weather Review*, 47: 603-623.
- HORTON, R.E., 1945. Erosional development of stream and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56: 275-370.
- HUDSON, N.W., 1975. *Soil Conservation*. Field Engineering for Agricultural Development, Clarendon Press, Oxford.
- HURSH, C.R., y HOOVER, M.D., 1941. Soil profile characteristics pertinent to hydrological studies in the Sothern Appalachians. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 6: 414-422.
- HUTCHINSON, J.N., 1968. Field meeting on the coastal landslide of Kent. *Proceedings of the Geological Association*, 791, 227-237.
- IGME, 1960. *Anguiano*. Escala 1:50.000 (241). Mapa Geológico de España.
- IGME, 1971. *Logroño*. Escala 1:200.000 (21). Mapa Geológico de España.
- IGME, 1971. *Burgos*. Escala 1:200.000 (20). Mapa Geológico de España.
- IGME, 1978. *Pradoluengo*. Escala 1:50.000 (239). Mapa Geológico de España.
- IGME, 1978. *Ezcaray*. Escala 1:50.000 (240). Mapa Geológico de España.
- IGME, 1978. *Canales de la Sierra*. Escala 1:50.000 (278). Mapa Geológico de España.
- IGME, 1982. *Villoslada de Cameros*. Escala 1:50.000 (279). Mapa Geológico de España.
- JOFFE, J.S., 1932. Lysimeter studies. I. Moisture percolation through the soil profile. *Soil Sci.*, 34: 123-143.
- JONES, A., 1971. Soil piping and stream channel initiation. *Water Res. Res.*, (3): 602-610.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

- KARDOS, L.T., 1948. Lysimeter studies with cultivated and virgin soils under subhumid rainfall conditions. *Soil Sci.*, 65: 367-381.
- KIRKBY, M.J., 1967. Measurement and theory of soil creep. *J. Geol.*, 75: 359-378.
- KIRKBY, M.J., 1969. I. Infiltration, throughflow and overland flow; II. Erosion by water on hillslopes. In: *Water, Earth and Man* (R.J. Chorley, Ed.), Methuen, London.
- KIRKBY, M.J., y CHORLEY, R.J., 1967. Throughflow, overland flow and erosion. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, 12 (3): 5-21.
- KNAPP, B.J., 1974. Hillslope throughflow observation and the problem of modelling. In: *Fluvial Processes in Instrumented Watersheds*. Br. Ins. Geogr., Spec. Publi., 6: 23- 31.
- LASANTA MARTÍNEZ, T., 1985. *Aportación al estudio de la erosión hídrica en campos cultivados de La Rioja*. Instituto de Estudios Riojanos, 152 pág., Logroño.
- LASANTA MARTÍNEZ, T., y ORTIGOSA IZQUIERDO, L., 1983. Aproximación al comportamiento hidromorfológico de laderas cultivadas con viñas. *VIII Coloquio de Geógrafos Españoles*, pp. 100-107, Barcelona.
- LASANTA MARTÍNEZ, T., ORTIGOSA IZQUIERDO, L., 1984. El papel de la escorrentía en la organización textural de suelos cultivados en pendiente: modelos en viñedos de La Rioja. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, X (1-2), Logroño.
- LEMARTINEL, B., 1985. Premières données sur le Quaternaire Moyen de la région de la Demanda (Espagne). *Physio-Geo*, 14/15: 53-60.
- LEONARD, L.L., KAPLAN, L.A., ELDER, J.F., COATS, R.N., y GOLDMAN, C.R., 1979. Nutrient transport in surface runoff from a subalpine watershed, Lake Tahoe basin. *Ecol. Monographs*, 49 (3): 281-310.
- LEOPOLD, L.B., y EMMETT, W.W., 1972. Some rates geomorphological processes. *Geographia Polonica*, 27-35.
- LEWIS, L., 1975. Slow slope movement in the dry tropics: La Paguera, Puerto Rico. *Z. geomorph.*, 19 (3): 334-339.
- LOFFLER, E., 1974. Piping and pseudokarst features in the tropical lowlands of New Guinea. *Erdkunde*, 28: 13-18.
- LLIBOUTRY, L., 1965. *Traité de Glaciologie*. Masson, Paris.
- MACKAY, J.R., y MATHEWS, W.H., 1974. Movement of sorted stripes the Cinder Cone Garibaldi B.C., Canada. *Arctic and Alpine Research*, 6: 347-359.
- MARTÍN RANZ, M.C., y GARCÍA-RUIZ, J.M., 1984. *Los ríos de La Rioja. Introducción al estudio de su régimen*. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, pp. 66.
- MEYNIER, A., 1951. Pieds de vache et terrassettes. *R.G.D.*, II 81-83.
- MOPU, 1986: *El agua en La Rioja (cuenca del Ebro)*. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Logroño, 35 pág.
- MOSLEY, P., 1982. Slope and slope processes. *Progress in Physical Geography*, 6 (1): 115-121.
- MOSLEY, M.P., y O'LOUGHLIN, C., 1980. Slopes and processes. *Progress in Physical Geography*, 4 (1): 97-106.
- MUGA FERNÁNDEZ, M., MARTÍN RANZ, M.C., y GARCÍA-RUIZ, J.M., 1979. Bibliografía geográfica de La Rioja, *Berceo*, 97: 127-163, Logroño.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J., 1983. Métodos y técnicas recientes en Geografía Física: la renovación metodológica y técnica de la Geografía Física española a través de los trabajos publicados en el período 1973-1982. *Actas, discursos, ponencias y mesas redondas del VIII Coloquio de Geógrafos Españoles*, Barcelona, pp. 33-45.

- ORTIGOSA IZQUIERDO, L., 1986. *Geomorfología glacial cuaternaria de la Sierra de Cebollera (Sistema Ibérico)*. Memoria de Licenciatura. Universidad de Zaragoza.
- PEINADO, A., y ALMARZA, C., 1984. *Notas para una climatología de la nieve y bases para un estudio de la cobertura nivosa en España*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- PELLICER CORRELANO, F., 1980. *Glaciarismo y periglaciarismo en el Moncayo*. Memoria de Licenciatura. Universidad de Zaragoza.
- PELLICER CORELLANO, F., 1980. El periglaciarismo del Moncayo. *Geographicalia*, 7-8, Zaragoza.
- PÉREZ, F.L., 1986. Talus texture and particle morphology in a North Andean Paramo. *Z. Geomorph.*, 30 (1): 15-34.
- PÉREZ LORENTE, F., 1983. El Cuaternario en La Rioja Alta. *Cuadernos de I. Geográfica*, 9 (1-2): 15-28, Logroño.
- PÉREZ LORENTE, F., 1985. La neotectónica en La Rioja. Algunos aspectos morfológicos. *Actas del I Coloquio sobre Geografía de La Rioja*. Logroño.
- PILGRIM, D.H., HUFF, D.D., y STEELE, T.D., 1978. A field evaluation of subsurface and surface runoff II. Runoff processes *J. Hydrol.*, 38: 319-341.
- POND, S.F., 1971. Qualitative investigation into the nature and distribution of flow processes in Nant Gering. *Inst. Hydrology, Subsurface Sect, Report*, 28.
- RAGAN, R.M., 1968. An experimental investigation of partial area contributions. In: *Hydrological Aspects of the Utilization of Water*. Proc. Geu. Assem. IASH, Berne. IASH Publi., 76: 241-249.
- RICE, R., 1978. The effects of forest management on erosion sedimentation due to landslides. *Proc. 8th World Forestry Con.* Paper FFF: 5-10.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J., 1979. Introducción al estudio climático de las Sierras Exteriores (Prepirineo de Huesca) y su incidencia en la morfogenésis actual. *Geographicalia* 4:65-83.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J., 1982. Distribución morfoclimática en la Depresión media del Ebro: procesos dominantes y modelado actual *Estudios Geológicos*, 38: 43-50.
- SALA, M., y SALVADOR FRANCH, F., 1980. Mediciones de reptación y lavado superficial en la cuenca de la Riera Fuirosos (Montnegre, Macizo Litoral Catalán). Métodos y Resultados. *Revista de Geografía*, XIV, Barcelona.
- SÁNCHEZ-GABRIEL y FERNÁNDEZ-GIRO, M., 1979. *Climatología y bioclimatología aplicadas a La Rioja*. Instituto de Estudios Riojanos, 125 pág., Logroño.
- SCHEIDEGGER, A.E., 1973. Hydrogeomorphology. *Journal of Hydrology*, 20: 193-215.
- SKEMPTON, A.W., 1953. Soil mechanics in relation to geology. *Proceeding of the Yorkshire Geological Society*, 29: 33-62.
- SLAYMAKER, O., 1972. Patterns of present sub-aerial erosion and landforms in mid-Wales. *Trans. Inst. Br. Geogr.*, 55: 47-68.
- SMITH, y BREThERTON, 1972. Stability and the conservation of mass in drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 8: 1506-1529.
- SOBRÓN GARCÍA, I., 1984. Factores de distribución del *Taxus baccata L.* en La Rioja. Memoria de Licenciatura. Universidad de Zaragoza.
- TERZAGHI, K., 1960. Mechanism of landslides. *Bulletin of the Geological Society of America*, Berkely Volume, pp. 83-122.
- THORNES, J.B., 1968. Glacial and periglacial features in the Urbion Mountains. *Estudios Geológicos*, 24: 249-258, Madrid.

FORMAS Y PROCESOS EN LA DEMANDA

- TISCHENDORF, W.G., 1969. *Tracing stormflow to varying source area in small forested watershed in the Southeastern Piedmont*. Ph. D. Dissertation, University of Georgia.
- TRICART, J., y CAILLEUX, A., 1967. *Traité de Géomorphologie T. II: Le modelé des régions périglaciaires*. SEDES, Paris, 512 pág.
- TRICART, J., y KILIAN, 1979. *La Eco-geografía y la ordenación del medio natural*. Ed. Anagrama, Barcelona, 288 pág.
- TSUKAMOTA, Y., 1961. An experiment on subsurface flow. *J.J. For Soc.*, 43 (2): 62-67.
- VAN ASCH, Th. W.J., 1980. *Water erosion on slopes and landsliding in a mediterranean landscape*. Utrechtse Geografische Studies, Utrecht, 238 pág.
- VARNES, D.J., 1958. Landslides types and processes. In: *Special Report on Highway Research*, Bd. 29: 20-47 (E.B. Eckel Ed.).
- WARD, W.H., 1945. The stability of natural slopes. *Geographical Journal*, 111: 170-191.
- WASHBURN, A.L., 1973. *Periglacial processes and Environments*. Ed. Arnold. London, 328 pág.
- WASHBURN, A.L., 1979. *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. Ed. Arnold. London, pág. 406.
- WEYMAN, D.R., 1970. Throughflow on hillslopes and its relation to the stream hydrograph. *Bull. In. Assoc. Sci. Hydrol.*, 15 (3) 25-33.
- WEYMAN, D.R., 1973. Measurements of the downslopes flow of water in a soil. *J. Hydrol.*, 20: 267-288.
- WEYMAN, D.R., 1974. Runoff processes, contributing area and streamflow in a small upland catchment. In: *Fluvial Processes in Instrumented Watershed*. (K.J. Gregory y D.E. Walling, Ed.) Br. Inst. Geogr., London, Spec. Publ., 6: 33-43
- WHIPKEY, R.Z., 1965. Measuring subsurface stormflow from simulated rainstorm -a plot technique. *U.S. Dept. Agr., Forest Ser. Cent. States Forest Expt. Sta. Res. Note CS-29*, 6 pp.
- WHIPKEY, R.Z., 1969. Storm runoff from forested catchment by subsurface routes. In: *Floods and their Computation*, Vol. II. IASH-UNESCO-Publ., 85 AIHS: 773-779.
- WOLMAN, M.G., 1954. A method of sampling coarse river-bed material. *Trans. Am. Geophys. Union*, 35: 951-956.
- YATSU, E., 1967. Some problems of mass movement. *Geografiska Ann.* A-49: 396-401.
- YOUNG, A., 1960. Soil movement by denudation processes on slopes. *Nature.*, 188: 120-122.
- YOUNG, A., 1972. *Slopes*. Oliver and Boyd.
- YOUNG, A., 1978. Slopes: 1970-75. *Geomorphology, Present problems and Future prospects*. B.G.R.G., 73-83.
- ZARUBA, Q., y MECKL, V., 1969. *Landslides and their control*. Elsevier.