



**EL MACIZO CENTRAL DE LOS PICOS DE EUROPA:
GEOMORFOLOGÍA Y SUS IMPLICACIONES GEOECOLÓGICAS
EN LA ALTA MONTAÑA CANTÁBRICA.**

Tesis doctoral presentada por JUAN JOSÉ GONZÁLEZ TRUEBA, bajo la co-
dirección del Dr. ENRIQUE SERRANO CAÑADAS y el Dr. LUIS VICENTE GARCÍA
MERINO, para optar al título de DOCTOR EN GEOGRAFÍA

Departamento de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio
Universidad de Cantabria

El doctorando

JUAN JOSÉ GONZÁLEZ TRUEBA

Los directores de Tesis

ENRIQUE SERRANO CAÑADAS
Catedrático de Geografía Física
Universidad de Valladolid

Y

LUIS VICENTE GARCÍA MERINO
Catedrático de Análisis Geográfico Regional
Universidad de Cantabria

SANTANDER
2006

CAPÍTULO VII
SINTESIS GEOECOLÓGICA



VII.1. INTRODUCCIÓN: GEOMORFOLOGÍA Y ESCALONAMIENTO ALTITUDINAL DE LOS PISOS GEOECOLÓGICOS EN LA MONTAÑA.

El relieve del macizo caracterizado por su gran vigor, donde en escasos 5 km pueden registrarse desniveles de más de 2.300 m, favorece una gran diversidad paisajística en un reducido espacio. Los cambios morfo/bioclimáticos derivados de la altitud crean un escalonamiento paisajístico, de forma que cada banda altitudinal se presenta como la resultante morfológica y funcional de la interrelación e interacción entre los distintos componentes del paisaje, como respuesta a las condiciones ambientales específicas de cada piso.

Su abrupto relieve determina un paisaje de montaña muy complejo y heterogéneo, que en ocasiones conecta desde las cumbres hasta el fondo de las gargantas a través de empinadas laderas y paredes verticales. El modelo se complica, la excepción, en ocasiones, se hace regla, de modo que la diferenciación entre la alta montaña y la montaña media es difícil de establecer con precisión. Los límites pueden ser muy variables de unos lugares a otros, y las variaciones dentro de cada franja altitudinal también pueden ser notables.

El criterio básico utilizado en este estudio para la determinación de los diferentes pisos geoecológicos que componen el paisaje de la montaña, y que, por abstracción, permiten diferenciar entre la alta montaña y la montaña media, es morfoclimático y morfodinámico, y en estrecha relación con ello, biogeográfico y de tipos de usos que el ser humano hace de la montaña. Por tanto, los aspectos geomorfológicos se revelan como fundamentales en este ejercicio de síntesis paisajística vertical.

Cada piso geoecológico se diferencia por unos procesos y formas geomorfológicas dominantes concretas (morfogénesis, grado de actividad, tipos de formas y asociaciones de formas), una fisonomía (tipo de porte, densidad, grado de recubrimiento, grado de continuidad, etc.) y composición florística de la cubierta vegetal, y unos usos del suelo y su plasmación espacial, también variables en función de la altitud. En este sentido, podría decirse que en la montaña, la noción de escalonamiento implica una indisoluble variación altitudinal del *paisaje geomorfológico*, el *paisaje vegetal* y el *paisaje cultural*.

Esta organización altitudinal en pisos geoecológicos, implica una consideración de la montaña como un sistema escalonado en la vertical, donde todos los pisos están estrechamente relacionados entre sí. Las relaciones verticales y los intercambios de materia y energía son intensos. La acción de la gravedad favorece el estrechamiento de las interacciones entre los mismos, manifestándose de múltiples maneras, en ocasiones incluso capaces de afectar a varios pisos a la vez: aludes de nieve, procesos de ladera de alta intensidad, torrencialidad, etc. Pero, por el contrario, como advertíamos al comienzo de este apartado, la complejidad topogeomorfológica del macizo, en ocasiones, desborda este modelo general, dado que existen algunas excepciones, con sectores en la parte superior desconectados del resto de la montaña (Ej: subunidad de relieve *Pared de circo/talud/depresión glaciokárstica*). Un buen número de los principales circos de la zona central más alta, a cuyo pie se encuentran profundas depresiones glaciokársticas, se presentan como subistemas de

transferencia de materia y energía cerrados y desconectados de los terrenos que los limitan, al menos en superficie, dado que actúan como áreas de acumulación de nieve y captación de agua que a través del sistema endokárstico, salen 2.000 m más abajo por medio de surgencias kársticas.

Estamos por tanto ante un medio complejo, heterogéneo, frágil e inestable, muy cambiante y dinámico, que en ocasiones puede llegar a afectar incluso de modo brusco al medio humano. Los usos y actividades humanas en la montaña presentan también un escalonamiento vertical, observable tanto en lo que respecta al sistema de aprovechamiento tradicional, adaptado al escalonamiento de los recursos naturales y la estacionalidad, como en el caso de los usos actuales, que lo que han introducido es un cambio en el tipo e intensidad de uso en función de la altitud, revalorizando la alta montaña como recurso turístico.

En definitiva, el escalonamiento en pisos se convierte así en una noción clave, una característica que sintetiza el paisaje de este macizo de alta montaña.

En el presente capítulo se trata de sintetizar los procesos y formas geomorfológicas dominantes en el macizo, así como su interacción con el resto de componentes del paisaje, tratando de establecer la organización altitudinal del sistema en su conjunto, así como los factores que la determinan. Los fuertes desniveles existentes y la abrupta topografía favorecen la heterogeneidad de ambientes en la montaña, lo que conlleva a su vez a una gran diversidad de procesos geomorfológicos y formas resultantes. La interrelación e interacción entre la altitud, geomorfología, y vegetación-usos del suelo permite establecer la diferenciación entre dos pisos geoecológicos de alta montaña y dos de montaña media, conectados entre sí a través de una franja de transición geoecológica. El escalonamiento altitudinal en pisos geoecológicos sería el siguiente:

- LA ALTA MONTAÑA.
 - La Alta Montaña Rocosa.
 - La Alta Montaña con pastos supraforestales.

- LA FRANJA DE TRANSICIÓN GEOECOLÓGICA ENTRE LA ALTA MONTAÑA Y LA MONTAÑA MEDIA.

- LA MONTAÑA MEDIA.
 - La Montaña Media Forestal.
 - Laderas Bajas y Fondos de valle. Montaña Media muy antropizada.

VII.2. LA ALTA MONTAÑA.

La alta montaña se sitúa por encima de los 1.800 m, abarcando así un desnivel de casi 900 m. Todo el conjunto se inscribe en un ambiente periglacial caracterizado por el predominio de los procesos geomorfológicos asociados al hielo y la nieve, y una cubierta vegetal de porte herbáceo, de escasa densidad y grado de recubrimiento, cada vez menor a medida que ascendemos en altura.

La parte superior de la montaña presenta unas condiciones climáticas caracterizadas por unas temperaturas medias anuales entre +4°C y -1°C. La isoterma anual +4°C se sitúa próxima a su límite inferior (1.750 – 1.800 m), la isoterma anual +2°C a 2.000 – 2.050 m, y a 2.500 m se encuentra la isoterma anual 0°C. En el macizo son frecuentes las nubes bajas y nieblas persistentes, así como unas precipitaciones estimadas de más de 3.000 mm/año, muchas de ellas en forma de nieve, aunque el manto nival se caracteriza por ser muy inestable y cambiante, tanto espacial como temporalmente. La duración media de la cubierta nival es de unos 8 meses por año, mayor a medida que ascendemos en altitud, pero con grandes diferencias de unas localizaciones a otras según las condiciones topoclimáticas de cada emplazamiento, lo que va a resultar fundamental en la dinámica geomorfológica de esta franja altitudinal.

La acción erosiva de los glaciares cuaternarios, dirigidos por las morfoestructuras, y en combinación con la karstificación, se ha encargado de labrar las grandes formas de modelado de la parte superior, guiando las líneas básicas del paisaje. Las agudas y alargadas crestas rocosas que arman los circos glaciares contrastan con las cubetas horadadas a sus pies, convertidas aquí en profundas depresiones glaciokársticas, separadas entre sí por umbrales rocosos más o menos amplios y marcados. En los escarpes rocosos, la meteorización física (gelifracción fundamentalmente), actúa sobre las fisuras, grietas y diaclasas de la roca desnuda, contribuyendo al aporte de material al pie de las paredes, sobre las que se acumulan taludes y conos de derrubios. Todo este conjunto de formas mayores confiere a esta parte superior de la montaña una morfología con entidad propia, claramente diferenciable del resto.

Desde el punto de vista morfodinámico, en esta franja altitudinal se pueden diferenciar dos subsistemas: por un lado el compuesto por *paredes rocosas/taludes* o *paredes rocosas/taludes/depresiones glaciokársticas*, y por otro, el formado por los *umbrales de separación*, generalmente con superficies de pendiente menos acusada. Se puede decir que ambos subsistemas caracterizan a grandes rasgos la morfología de la alta montaña del macizo.

Todo este conjunto se enmarca en un medio periglacial caracterizado por la diversidad de procesos y formas, activas unas y heredadas otras, asociadas a la gravedad, la nivación, los cambios de estado del agua, y la reología de los cuerpos helados o saturados. La combinación e interacción de procesos en el espacio y en el tiempo conforman un rápido y eficaz sistema de transferencia de derrubios en un activo sistema morfodinámico, controlado en buena medida por las variaciones climáticas derivadas de la altitud, las condiciones topográficas, la orientación y la exposición.

Las observaciones térmicas del suelo (registros térmicos continuos) y de la base del manto nival (medidas B.T.S.), muestran como el régimen térmico del suelo está en

estrecha relación con las características (Ej: espesor, inestabilidad/estabilidad, etc.) y duración del manto nival. En efecto, la nieve se presenta como un factor geomorfológico y geoecológico fundamental. Su distribución y dinámica controla las variaciones estacionales de la meteorización (regulador térmico y su relación con los ciclos de hielo/deshielo), el transporte de sedimentos, y la disponibilidad hídrica de las laderas. En relación con ello, se ha observado una estrecha relación entre la distribución de la nieve, la intensidad de los procesos morfogenéticos fríos y las características de la cubierta vegetal, que se adapta a las condiciones geoecológicas de cada emplazamiento, y especialmente, a estas variaciones morfodinámicas de detalle. En las topografías más favorables a la acumulación y permanencia de la nieve, el control térmico y la abundancia hídrica hace que los procesos dominantes estén asociados a la saturación de las formaciones superficiales durante los períodos de fusión, así como procesos gravitacionales de reajuste. Por el contrario, en las zonas menos favorables a la acumulación y permanencia de la nieve, la inestabilidad del manto nival favorece una mayor efectividad de los procesos asociados al cambio de estado del agua, y en definitiva, la acción morfogenética del hielo.

Un análisis detallado de las formas simples, complejas y asociaciones de formas muestra un medio de montaña muy variable y heterogéneo, pero en el que es posible discernir una organización altitudinal de procesos y formas, que permite diferenciar dos pisos morfoclimáticos periglaciares: el *piso periglacial superior* o *crionival*, con su límite inferior en torno a 2.200 m, y el *piso periglacial inferior* o *nivoperiglacial* (entre 1.800 – 2.200 m). En definitiva, y teniendo en cuenta los caracteres geográficos del macizo (alta montaña oceánica), y especialmente, su escaso desarrollo altitudinal, el cinturón de alta montaña se caracteriza por una morfodinámica de tipo nivoperiglacial, dado que sólo se puede hablar de condiciones estrictamente periglaciares restringidas a una estrecha franja altitudinal culminante, de escasos 300-400 m de desnivel, y dominada por las grandes paredes de roca desnuda, donde, por

el momento, no se han registrado unas condiciones ambientales favorables al desarrollo de permafrost.

Junto a las diferencias morfológicas generales antes aludidas (grandes formas), es precisamente la diferencia de intensidad de los procesos periglaciares, y su plasmación morfológica (formas menores, pero *grandes* indicadores morfo/bioclimáticos y geoecológicos), así como su interacción con otros elementos del paisaje como la cubierta vegetal, los indicadores básicos utilizados aquí, y que permiten diferenciar dos pisos geoecológicos de alta montaña, que vienen a coincidir con los dos pisos periglaciares que acabamos de mencionar: por un lado un piso superior denominado la *alta montaña rocosa*, es el dominio de la roca desnuda y la nieve, los grandes escarpes rocosos expuestos a unas condiciones climáticas más rigurosas, donde las escasas formaciones superficiales existentes están expuestas a intensos procesos crionivales; y un piso inferior de *alta montaña rocosa con pastos supraforestales*, con predominio de las formas nivales y nivokársticas, y sobretodo procesos solifluidales sobre laderas tapizadas por pastizales de alta montaña supraforestal, más o menos continuos, inducidos por el hombre en sus porciones inferiores, naturales en la parte superior.

VII.2.1. La Alta Montaña Rocosa.

La *Alta Montaña Rocosa* abarca una estrecha franja altitudinal de 300 – 400 m, entre los 2.200 y las más altas cumbres que no llegan a los 2.650 m (Torre Cerredo 2.648 m). Como se acaba de apuntar en el apartado anterior, El paisaje está dominado por las grandes formas de erosión glaciaria y kárstica: circos, depresiones glaciokársticas y umbrales rocosos de separación entre las mismas, conforman una morfología en la que predominan las crestas y paredes de roca desnuda.

Este piso presenta las condiciones climáticas más rigurosas del macizo, con una temperatura media anual por debajo de +1°C, y unas precipitaciones superiores a 3.000 mm/año, aunque la distribución y dinámica de la nieve en altura varía considerablemente de unos lugares a otros (7/8 meses de duración o más), en función de las condiciones topográficas y el efecto redistribuidor del viento. El período de actividad vegetal se reduce a tres meses durante la estación estival, mientras que el forestal es ya inexistente. Este hecho condiciona otro de los rasgos más característicos de este piso geoecológico, como es la escasa, casi nula, presencia y entidad paisajística de la cubierta vegetal.

Precisamente las condiciones morfo/bioclimáticas derivadas de la altitud, y especialmente, la intensidad de los procesos geomorfológicos asociados al hielo, y su influencia sobre la cubierta vegetal, son dos de los criterios fundamentales utilizados para establecer su diferenciación con respecto al piso situado inmediatamente por debajo. De forma general, el piso geoecológico de *alta montaña rocosa* coincide con el piso periglacial superior, cuyo límite inferior viene determinado por el límite inferior de los suelos ordenados activos, que se sitúa a unos 2.200 m aproximadamente.

Es interesante destacar la aproximación que se da entre este límite morfoclimático asociado a la existencia de procesos de clasificación y ordenamiento criogénicos, y el límite de las nieves durante la fase Tardiglacial (Paleo-M.E.L.A. a 2.190 m). La abundancia de finos asociada a la presencia de complejos morrénicos y depósitos del Tardiglacial, son los sectores preferenciales para el desarrollo de este tipo de procesos y formas periglaciares, observables en la mayor parte de los fondos de las depresiones glaciokársticas más altas, y especialmente sobre los materiales depositados sobre los umbrales de separación de las mismas.

También es reseñable la aproximación altitudinal que se observa con respecto al límite inferior de los restos de hielo glaciar de la Pequeña Edad del Hielo y los principales neveros permanentes que se sitúan en torno a 2.200 – 2.300 m, siempre bajo condiciones topográficas favorables y orientaciones de componente norte.

Precisamente, la existencia de heleros (P.E.H.) y neveros permanentes es un rasgo diferenciador de la alta montaña de los Picos de Europa dentro del conjunto de la Cordillera Cantábrica.

El límite inferior de los suelos ordenados activos, y la aproximación observada con otros indicadores morfoclimáticos (límite inferior de los heleros y neveros permanentes), permite discernir un límite morfoclimático por encima del cual las condiciones ambientales se recrudecen, los procesos fríos se intensifican, mostrando el límite inferior de una franja altitudinal donde los procesos asociados al congelamiento estacional del suelo poseen una efectiva capacidad morfogenética. No contribuyen a construir formas de gran entidad, aunque en ocasiones grupos de formas pueden caracterizar una ladera en su conjunto, pero sí son indicadores geomorfológicos y geoecológicos muy expresivos. Su presencia es un elemento diferenciador y exclusivo de la alta montaña estrictamente periglacial, ausente en las franjas altitudinales inferiores. Su consideración, por tanto, no implica sólo aspectos morfológicos, sino también ambientales y funcionales, en definitiva geoecológicos. Muestra las condiciones rexistásicas del medio altimontano y la influencia de los procesos morfogenéticos fríos en las características de la cubierta vegetal. En este sentido, la interacción entre procesos asociados al hielo y la cubierta vegetal se pone de manifiesto en la coincidencia entre el límite inferior de los suelos ordenados activos, y el límite superior de la pradera alpina continua (*Elyna myosuroides*, *Festuca ssp.*, etc.) establecida para el área de estudio en trabajos previos en torno a 2.200 (Schmid, 1956; Franz, 1979).

Por encima de los 2.450 m, las formaciones superficiales son muy escasas, y generalmente con fuertes pendientes. Es ya el dominio de las crestas y cumbres cimeras. La alta montaña rocosa conforma un medio muy vertical, en estrecha relación con los terrenos situados por debajo, a través de una intensa transferencia de derrubios, ya sea en forma de caída de derrubios por gravedad (gelifracción sobre las paredes), así como intensos procesos nivales, aludes de nieve, flujos de derrubios, etc.

La distribución y dinámica de la cubierta nival, dependiente de factores como la altitud, topografía, orientación y exposición, condiciona en buena medida el régimen térmico del suelo (ciclos de hielo/deshielo), lo que resulta fundamental para entender la morfodinámica periglacial actual del conjunto, y las variaciones existentes de unos lugares a otros. En este sentido, y a partir de las observaciones térmicas realizadas, por el momento, no se han registrado unos valores térmicos suficientemente rigurosos que atestigüen la existencia de unas condiciones favorables al desarrollo de un permafrost de tipo discontinuo. Además, la altitud de la isoterma -2°C se encuentra bastante por encima de las más altas cumbres.

La duración de los ciclos de hielo/deshielo puede ser desde unas pocas horas a varias semanas e incluso meses. Las formas resultantes de estos procesos criogénicos varían en función de la intensidad de los mismos, de las características topográficas de las laderas (pendientes), su régimen hídrico (importancia del manto nival) y de la propia formación superficial sobre la que se desarrollan (granulometría, presencia de finos, etc.). En las zonas llanas o de pendientes suaves, que suelen corresponderse con el fondo de las depresiones glaciokársticas, y en la parte superior de los umbrales de separación entre las mismas, los procesos de crioturbación adquieren mayor intensidad. Por un lado, aprovechan la abundancia de finos, en muchos de los casos asociados a material morrénico que cubre el sustrato rocoso (complejos del Tardiglacial, PEH, y otros restos de origen dinámico no adscritos a una fase en concreto), por otro, en el caso de los umbrales, están asociados también a una menor y más inestable cubierta nival. El resultado es la formación de suelos ordenados, aunque de escasa dimensión (centimétricos: 25-50 cm). Este tipo de formas son visibles en el fondo del Jou Negro (2.225 m), del Jou Tras Llambrión (2.295 m), en el Hoyo del Llambrión (2.275 m), en el umbral de separación entre el Jou de Cerredo y el Jou del Ama (2.290 m), en la cara E de la T. de la Perdida (2.200 m), etc. Las mayores formas registradas, de tamaño métrico (Ej: fondo del Jou de Cerredo a 2.225 m), son formas heredadas que requieren unas condiciones frías más rigurosas que las existentes en la

actualidad, aunque en su interior suelen darse en el presente reordenaciones de tamaño menor, a favor de los finos concentrados en la parte central. Si la pendiente de la ladera aumenta ligeramente y se mantiene la abundancia de finos, las formas de ordenamiento tendentes a la circular, son sustituidas por formas lineales o "suelos estriados", en todo caso de dimensiones pequeñas y en un estado incipiente. Este tipo de formas ha sido observado en la cara NO de Peña Vieja a 2.300, en el umbral de separación entre el Jou de Cerredo y Jou del Ama a 2.280 m, en la cara E de la Torre de la Perdida a 2.255 m.

En algunas laderas con pendientes más pronunciadas el material se pone en movimiento a través de procesos como la crioreptación y la soliflucción. La granulometría de la formación superficial y la distribución de la humedad controlan la efectividad morfogenética del hielo, así como la distribución de detalle de la vegetación, que de forma muy discontinua suele colonizar los puntos con menor funcionalidad. De este modo, las laderas con terracillas que se movilizan ladera abajo de forma lineal, requieren una presencia de agua homogénea en toda la ladera. Los lóbulos de soliflucción suelen aparecer formando pequeños grupos de formas en el Jou Negro, en el Traslambrión, en la Palanca, y Peña Vieja NO. Generalmente se desarrollan sobre laderas con una distribución de la humedad más desigual. En muchos casos la distribución de la nieve es un factor explicativo clave, pues se desarrollan a favor de la saturación de la formación en relación a manchas de nieve dispersas o pequeños lentejones de hielo estacional.

En este piso geoecológico la cubierta vegetal se reduce a pequeñas matas aisladas de comunidades vegetales muy especializadas, capaces de resistir y adaptarse a las condiciones del medio crionival. Si desde el punto de vista fisonómico se caracteriza por formaciones herbáceas, monoestratas, poco densas y muy discontinuas (pastizales alpinos de *Elyna myosuroides*); desde el punto de vista florístico las diferencias van a estar marcadas por factores como la altitud y su control sobre la Tª media anual o la Tª media de los meses más cálidos, el régimen fototérmico (ciclos

de hielo/deshielo) e hídrico del suelo, que está en estrecha relación con la distribución en tiempo y espacio de la nieve, que a su vez depende de factores como la altitud, topografía, orientación, exposición, etc., y la dinámica geomorfológica de las laderas (grado de movilidad del material, granulometría y abundancia de finos, etc). Como resultado, una rica y variada flora alpina, con comunidades vegetales adaptadas a los principales geoecotopos existentes: 1) Paredes y crestas rocosas, donde tan sólo pueden desarrollarse especies rupícolas que aprovechan los salientes y grietas de las paredes, en las que puede perdurar durante más tiempo la humedad; 2) Taludes y conos de derrubios, muy escasamente colonizados por plantas adaptadas a una alta movilidad de las laderas, la permanencia de la nieve y condiciones térmicas rigurosas (comunidades glerícolas con especies como *Linaria filicaulis*, *Petrocoptis glaucifolia*, etc.); 3) Zonas de pendiente más suaves, en los fondos de las depresiones glaciokársticas más altas, o sobre los depósitos que tapizan los umbrales rocosos de separación, se desarrollan diversos tipos de comunidades vegetales de alta montaña muy adaptadas a las variaciones del medio: quionofilas, quionofobas, comunidades adaptadas a suelos crioturbados, etc.

Las condiciones naturales del medio, tanto desde el punto de vista topográfico como ambiental, han condicionado los usos que el hombre ha dado a esta franja superior del cinturón de alta montaña. Unos usos de carácter estacional o esporádico, en todo caso de baja intensidad, que han evolucionado acordes con los cambios en la percepción y valoración del paisaje de alta montaña. En el sistema de aprovechamiento tradicional, la alta montaña es vista como un espacio estéril, era la "*mala tierra*", término hoy en desuso, con el que el montañés hacía referencia a este espacio dominado por la roca y la nieve, hostil e inhóspito, ignorado por el escaso aprovechamiento que de él se podía sacar, pues tan sólo los pastores y los rebaños de cabras y los cazadores se adentran hasta su límite altitudinal inferior. Debido a las dificultades de acceso y la permanencia de la nieve durante buena parte del año ni siquiera las actividades mineras se desarrollaron a tan alta cota. En la actualidad,

como consecuencia del cambio de percepción y valoración de la naturaleza de la montaña, este espacio se ha convertido en un recurso y patrimonio natural y cultural. La alta montaña constituye una reserva de naturaleza de indudables valores paisajísticos, con una base fundamentalmente geomorfológica. La parte superior del cinturón de alta montaña es un destino montañoso y espeleológico a nivel nacional e internacional, mientras que, afortunadamente, el turismo masivo y sus infraestructuras asociadas se han quedado por debajo. En la *alta montaña rocosa* se realizan actividades tales como el montañismo, esquí de montaña, espeleología, etc., que suponen una alteración mínima del medio con infraestructuras de bajo impacto: vivacs, sendas montañosas, etc., pues las infraestructuras mayores (refugios de montaña), se localizan a cotas más bajas, afectando sobre todo a la parte inferior del cinturón de alta montaña. Tan sólo el refugio de Cabaña Verónica, situado a 2.325 m, se sitúa dentro de los límites de la alta montaña rocosa, pero debido a sus dimensiones y capacidad (3 plazas) posee un impacto mínimo.

En general, el vigor del relieve y la dificultad de acceso han contribuido al buen grado de conservación de la alta montaña, con una intensidad y tipo de uso de bajo impacto. Este es el hecho más definitorio desde el punto de vista de los usos y aprovechamientos humanos y su significación paisajística: una baja intensidad de uso que se ha traducido en una mínima huella antrópica en el paisaje.

VII.2.2. La Alta Montaña con pastos supraforestales.

El piso inferior del cinturón de alta montaña se extiende entre el límite inferior de la alta montaña rocosa, y los 1.800 m aproximadamente. El descenso en altitud va provocando una progresiva suavización de las condiciones climáticas, especialmente del régimen de temperaturas. Este límite inferior se aproxima a la isoterma +4°C (1.750-

1.800 m). La temperatura media anual de esta franja altitudinal se sitúa entre los +4°C y +1°C. Estas condiciones térmicas, aunque más suaves que las de la alta montaña rocosa, implican todavía un período vegetativo excesivamente corto, que sólo permite el crecimiento de comunidades herbáceas y en su parte baja algunas comunidades de porte subarborescente (leñosas) muy diseminadas. El período de actividad vegetal (P.A.V. $\geq 5-6^{\circ}\text{C}$) es de cuatro meses, mientras que el período de actividad forestal (P.A.F. $\geq 10^{\circ}\text{C}$), es tan sólo de un mes. A pesar de las variaciones que pueden introducir los factores topoclimáticos, el descenso en altitud, y su influencia en las condiciones térmicas generales del piso, influyen en la duración y dinámica de la nieve, lo que se convierte en un factor fundamental en la morfodinámica de esta franja inferior de la alta montaña. La cubierta vegetal se caracteriza por el predominio de comunidades herbáceas que presentan una mayor densidad y continuidad que en el piso superior altimontano, pastos supraforestales naturales en la parte superior, inducidas por el hombre en la inferior. Su desarrollo está inducido por la existencia de suelos algo más profundos y evolucionados, si bien en ocasiones muy lixiviados como consecuencia del elevado volumen de agua que circula en las laderas por aporte directo de las lluvias y de la fusión nival.

Los rasgos morfológicos básicos del paisaje participan también, al igual que en el caso del piso superior, de las grandes formas de erosión glacial y kárstica que caracterizan el modelado de la alta montaña, todo ello guiado por las morfoestructuras, y retocado por los procesos y formas postglaciares menores. Cuando no es a través de grandes escarpes verticales con varios cientos de metros de desarrollo vertical, muchas veces bajo control estructural, se encuentra el inicio de los principales canales y valles glaciares que enlaza con las partes inferiores. Estas condiciones topogeomorfológicas hacen que los escarpes rocosos, las superficies atormentadas por la karstificación y los derrubios de ladera comiencen a alternar con laderas de pendientes algo más moderadas, que facilitan el desarrollo de los suelos y la extensión de los pastos supraforestales. El contraste entre los escarpes y

afloramientos rocosos propios de la alta montaña y las superficies ocupadas por comunidades herbáceas constituye el rasgo más característico de este piso geoecológico. Aquí el dominio del frío y el hielo, del color gris de los farallones calcáreos y el blanco de la nieve, se entremezcla con el verdor de los pastos supraforestales, de forma que más allá del cambio en la paleta de estas pinceladas visuales, se da así un cambio morfológico y funcional, paisajístico en suma, que confiere entidad propia a esta franja altitudinal y lo hace diferenciable con respecto a la parte superior del cinturón de alta montaña.

La extensión y desarrollo de los pastos supraforestales está estrechamente relacionado con un cambio morfodinámico (morfo/bioclimático). Este piso geoecológico coincide con el subpiso periglacial inferior o nivoperiglacial. Si la parte superior del cinturón de alta montaña se define y diferencia por la importancia geoecológica de los procesos asociados al hielo y su influencia en la vegetación, esta parte inferior se define por la importancia de los procesos nivales o nivoperiglaciares que presentan su límite inferior generalizado en torno a los 1.800 m. De nuevo los cambios morfoclimáticos y sus repercusiones geoecológicas se revelan básicos para establecer el escalonamiento natural del cinturón de alta montaña.

En este medio los afloramientos de roca caliza son afectados por la crioclastia y los procesos nivokársticos. Al pie de las paredes rocosas se acumulan taludes y conos de derrubios plenamente funcionales, sobre los cuales se desencadenan diversos procesos de transporte y redistribución del material, tanto de alta frecuencia y baja intensidad (movimientos en masa lentos tipo reptación), como de alta intensidad y baja frecuencia, entre los que destacan los flujos de derrubios.

Aquí la nieve es un factor determinante. La importancia de los cambios de estado del agua (hielo/deshielo) cede terreno frente a la nieve, cuya extensión espacial y temporal condiciona buena parte de los procesos geomorfológicos que se desencadenan en esta franja altitudinal, así como las formas resultantes de los mismos. La fusión de la nieve aporta grandes cantidades de agua a las laderas

desencadenando la funcionalidad de diversos procesos de erosión y movilización de sedimentos. El empapamiento y saturación por fusión nival provoca movimientos en masa lentos entre los que la soliflucción es el más característico. Junto a la abundancia de agua, la textura del suelo es un factor explicativo de primer orden, hasta el punto de que se observa una clara diferencia y preferencia al desarrollo de este tipo de procesos solifluidales sobre los materiales pizarrosos de la formación Lebeña en sectores como Áliva, Liordes o en la parte superior de las laderas del reborde sur, así como a favor de los depósitos morrénicos superficiales de Lloroza, Hoyo Grande, etc. En relación con ello, recordar que entre los 1.750-1.900 m, se sitúan buena parte de los frentes morrénicos tardiglaciares.

Sin embargo, a diferencia de la parte superior de la alta montaña donde se desarrollan procesos de soliflucción libre, las laderas de la parte inferior de la alta montaña, como acabamos de mencionar, suelen estar cubiertas de un denso tapiz de herbáceas, lo que provoca una soliflucción de tipo controlada. En detalle, las formas mayores que dan cuerpo a las laderas (Ej: grandes complejos morrénicos como el de Áliva, laderas regularizadas, etc.), están retocadas por este tipo de procesos solifluidales que dan lugar a una morfología muy característica y con entidad paisajística. Las laderas de soliflucción son uno de los elementos paisajísticos más definitorios de la parte inferior del cinturón de alta montaña.

En estos sectores están generalizados los procesos de ladera, en muchos casos acelerados por la labor de zapa de los torrentes. En la parte inferior la erosión por escorrentía superficial comienza a labrar formas tales como cabeceras e incisiones lineales que indican un cambio morfológico y funcional diferenciable con respecto a la parte superior.

En este piso la significación paisajística de las actividades humanas ha sido y es notable, debido tanto a la intensidad de uso, como a su diversidad. En esta franja altitudinal se superponen los impactos derivados del aprovechamiento y expansión de los pastos supraforestales como recurso agroecológico, las huellas de la actividad

minera en el macizo y la utilización de la alta montaña como espacio de ocio y esparcimiento, lo que ha traído consigo la instalación de numerosas infraestructuras turísticas, que en ocasiones pueden superar la capacidad de acogida de un medio inestable y muy frágil. Por un lado, la ampliación de los pastos de altura para el aprovechamiento pastoril ha supuesto una alteración de la cubierta vegetal natural, eliminando en gran parte las comunidades de matorral subalpinas propias de este medio, generalizando la expansión de una formación herbácea, monoestrata, densa y de continuidad variable (controlada por la accidentada topografía), aunque por lo general cada vez mayor a medida que descendemos (pastos supraforestales atlánticos). En torno a 1.800 – 1.900 m se encuentran las majadas más altas. Aunque de forma más puntual, las explotaciones mineras y las infraestructuras asociadas (pistas de acceso, etc.), han provocado un impacto profundo del medio sobre el que se han desarrollado. Las huellas de esta actividad, hoy cesada, aún son bien visibles en esta franja altitudinal. La mina de las Mánforas en el sector de Áliva es el caso más sobresaliente. Por último, este piso geoecológico se ha visto sometido a una creciente presión e intensidad de uso turístico. Sobre la parte inferior del cinturón de alta montaña, la más accesible, se ha llevado a cabo la instalación de las mayores infraestructuras y equipamientos turísticos: estación superior del teleférico (1.834 m), ensanchamiento de pistas, refugios de montaña (Ej: Refugio de Vega de Urriellu a 1.953 m, refugio J.R. Lueje en el Jou de los Cabrones a 2.034 m, refugio de Collado Hermoso a 2.050 m, etc.). En definitiva, y desde el punto de vista de la impronta paisajística de las actividades humanas en este piso geoecológico, hay que señalar que, a pesar de su inestabilidad y fragilidad natural, es objeto de una intensidad de uso relativamente alta, que en algunos casos se puede superar su capacidad de acogida y el límite de cambio aceptable, constituyendo uno de los sectores más amenazados en la actualidad en el macizo.

VII.3. LA FRANJA DE TRANSICIÓN GEOECOLÓGICA ENTRE LA ALTA MONTAÑA Y LA MONTAÑA MEDIA.

En cuanto que la montaña media se extiende por debajo del límite superior del bosque (L.S.B.), aún queda una franja de varios cientos de metros que constituye un espacio de transición hacia la alta montaña supraforestal. Esta franja de transición geoecológica no sólo implica cambios desde el punto de vista climático y morfodinámico, sino también un cambio en el grado de recubrimiento y fisonomía de la vegetación, y por ende, un cambio en el grado de protección del suelo por parte de la cubierta vegetal, lo que supone una modificación de la interacción entre ambos factores, y un cambio paisajístico, tanto desde el punto de vista morfológico, como funcional. Además, a este espacio de transición, de por sí variable y complejo, hay que añadir la alteración derivada de la actividades humanas, especialmente las pastoriles, que introducen una modificación del sistema de relaciones de los componentes naturales del paisaje. En esta franja altitudinal se encuentran las principales majadas, auténticos puntos de referencia de la actividad pastoril en el macizo, de tal modo que un análisis de su localización muestra una inmediata relación con la alteración de las masas boscosas próximas.

Así pues, el límite superior del bosque es el resultado de la interacción entre las condiciones naturales del medio y las alteraciones derivadas de las actividades humanas. De ahí la necesidad de diferenciar, por un lado el *límite superior del bosque antrópico*, que en la mayor parte de los casos es un límite modificado y rebajado por el hombre, situándose en torno a 1.400 – 1.500 m; y por otro lado, el *límite superior del bosque natural*, o lo que es lo mismo, el límite de las masas forestales derivado tan sólo de las limitaciones ambientales impuestas por la montaña (condiciones morfo/bioclimáticas naturales), sin ser objeto de perturbación antrópica, y que se sitúa a unos 1.600 m aproximadamente.

En torno a 1.600 m, se sitúa en la actualidad la isoterma anual +5°C (1.550 – 1.600 m), con una duración de la nieve que puede ser de 6 a 7 meses. En lo que respecta al período vegetativo de las plantas, en torno a este límite altitudinal se observa un cambio en la duración del mismo. Si atendemos al período de actividad vegetal (P.A.V. $\geq 5-6^{\circ}\text{C}$), la duración es de unos 6 meses, mientras que en lo que respecta al período de actividad forestal (P.A.F. $\geq 10^{\circ}\text{C}$), entre los 1.500 y 1.600 m, nos encontramos en el tránsito de los 3 a 2 meses estivales con temperaturas medias por encima de los 10°C. A esta altitud se produce el paso del piso de vegetación montano al subalpino.

Es interesante destacar la sorprendente coincidencia que se da entre la altitud del límite superior del bosque natural y la línea de equilibrio glaciar pleistocena (Paleo-M.E.L.A. del Último Máximo Glaciar), ambas situadas en torno a 1.600 m.

El límite superior del arbolado disperso en el macizo alcanza una altitud en torno a 1.650 - 1.700 m, de forma que aún queda una franja de unos 150 – 200 m, donde tan sólo pueden crecer las comunidades arbustivas subalpinas de porte almohadillado que alternan con pastizales más o menos continuos, hasta llegar al límite inferior de la alta montaña supraforestal en torno a los 1.800 m.

La ampliación de los pastizales en esta parte de la montaña no sólo supuso un rebajamiento del límite superior del bosque, sino también, la alteración y en muchos

casos sustitución de las comunidades vegetales propias de su ecotono, hasta tal punto que esta franja de transición geoecológica ha sido profundamente alterada, tanto en sus límites altitudinales como en su organización y características internas. Salvo los enclaves más inaccesibles y menos alterados, en muchos casos, las formaciones de matorral existentes están compuestas por comunidades de sustitución, que en la actualidad, debido al abandono o descenso en la intensidad de uso pastoril, presentan una dinámica progresiva. En muchos casos son el resultado de la colonización vegetal de antiguos espacios aclarados para pasto, no las comunidades propias del ecotono del límite superior del bosque. En todo caso, y aunque su distribución y características fisonómicas y florísticas no responden a una interacción natural con las condiciones morfo/bioclimáticas del medio, sino más bien a la intensidad de uso actual o el tiempo transcurrido desde el cese de las prácticas de aclarado, su presencia introduce una fisonomía vegetal diferenciable con respecto a los pastos supraforestales atlánticos que dominan la parte superior. En este espacio suele predominar un tipo de formación de porte subarbustivo y arbustivo, pluriestrata, más o menos abierta y de continuidad variable, que se intercala con manchas de pastizales, afloramientos rocosos y derrubios de ladera desprovistos de vegetación.

La eliminación de la cubierta vegetal natural para la ampliación de pastos implica una disminución de la protección del suelo, variable en función de la magnitud de dicha alteración, pues no tiene igual efecto un cambio fisonómico arbóreo/herbáceo (eliminación de bosque), que uno Arbolado disperso-arbustivo-subarbustivo/herbáceo (eliminación del ecotono del L.S.B.), si bien es cierto que la altitud de cada caso también es diferente, pues la alteración más brusca, la del bosque, se realiza a cotas más bajas. En todo caso, la alteración de la cubierta vegetal ha introducido un cambio en las condiciones morfodinámicas preexistentes en esta franja de transición geoecológica entre las laderas forestadas y el límite inferior del piso periglacial. Ha provocado una intensificación de los procesos nivoperiglaciares y de ladera en la franja de transición del L.S.B., y una activación de

este tipo de procesos geomorfológicos en sectores más bajos, antes estabilizados bajo la protección del bosque. En varias zonas se ha observado el desarrollo de procesos y pequeñas formas nivoperiglaciares, especialmente de soliflucción, que en algunos sectores descienden hasta 1.450 – 1.500 m. Esta baja cota se explica si tenemos en cuenta que la deforestación se ha realizado sobre unas laderas muy inestables y sometidas a unas condiciones morfoclimáticas aún rigurosas, con temperaturas medias inferiores a los 0°C en invierno y una cubierta nival que puede durar unos 6 meses. De hecho, la altitud a la que se producen estos procesos se aproxima de forma expresiva a la altitud de la isoterma invernal de los 0°C (diciembre, enero, febrero), que se sitúa a 1.450 – 1.500 m.

Como se muestra en la tabla 76, los límites de esta franja de transición geoecológica son muy variables y difusos tanto por debajo, en su contacto con el cinturón forestal de la montaña media, como por arriba, en su enlace con la alta montaña supraforestal, debido a causas tanto naturales como antrópicas. De hecho, puede decirse que, la ampliación de los pastizales y sus repercusiones morfodinámicas ha favorecido, de forma puntual, el descenso del límite inferior de la alta montaña en sentido estricto.

Su organización interna constituye un mosaico heterogéneo y complejo, en el que alternan escarpes rocosos, superficies karstificadas y gelifractadas, derrubios de ladera, etc., con zonas de suelos más profundos, sobre las que se desarrollan tanto formaciones leñosas de porte arbustivo como formaciones herbáceas.

Las particulares condiciones topogeomorfológicas del macizo y lo abrupto de algunos sectores hacen que la dinámica de laderas pueda poseer una alta actividad e intensidad. Algunos procesos nivales, como los aludes, pueden tener un papel morfológico y funcional muy destacado, llegando a afectar a terrenos desde la alta montaña hasta el propio cinturón forestal y fondos de valle, a una altitud de tan sólo 300 m.

ALTITUD (m)	PISOS GEOECOLÓGICOS	DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA	MORFOLOGÍA (Geotomas e indicadores morfoclimáticos)	CONDICIONES CLIMÁTICAS		Condiciones bioclimáticas		Pisos de Vegetación	Usos y aprovechamientos humanos
				Temperaturas (isotermas)	Cubierta Nival (meses de duración)	(P.A.V.) Período Actividad Vegetal	(P.A.F.) Período Actividad Forestal		
2.500	Alta Montaña rocosa	Subpiso periglaciario Superior o cronival: Gelifracción y formación de canchales, cráteres, canchales, pedregales, pedregales ondulados, aludes de nieve, crepetación, gelifracción, soflucción libre, procesos nivohálicos Medio alpinario en existencia periglaciario	M.E.L.A. Azar (Hielos) (2.750 m) Pequeño Ejar del Hielo (2.600 m) Grandes formas erosión glaciaria: Crestas rocosas de los cirros glaciarios, cirros glaciarios, cirros rocosos Morenas P.E.H., Transglaciario, formas periglaciales, derrumbes de labera, morrenas de nieve, lavas travas, lavas, pozos, dolinas, etc. Hielo glaciario P.E.H. (Hielos) y nevados permanentes (2.200 - 2.300 m) Límite inferior de los suelos conlucidos azar (2.200 m) Pico de M. Ejar del Hielo (2.600 m)	Isoterma 0°C anual (2.500 m)	Montano hiperhúmedo Variable según topografía local (de 8 a 12)	3 meses	0 meses	Piso Alpino (Pratiales discontinuos de Elyna muscoralis?)	Uso Terciario Intensidad de uso Baja (Recurso patrimonio natural y cultural) - La montaña como reserva de naturaleza (valores científicos, éticos, estéticos y paisajísticos) - La montaña como recurso geológico y espeleológico nacional e internacional Montañismo, escalada, excursionismo, esquí de montaña, espeleología, investigaciones científicas, de bajo impacto: sendas montañesas, vracs, etc.) Uso Terciario y Primario Intensidad de uso Media (Recurso patrimonio natural y cultural) - La montaña como espacio de ocio y esparcimiento (valores paisajísticos y predominantemente geomorfológico) (aprovechamiento de pastos) - La montaña como recurso geológico-minero (Herencia de la minería de montaña) Montañismo, excursionismo, esquí de montaña, infraestructuras turísticas mayores (tipo refugio montañero) Reños (algunas en proceso de abandono) Reños de la actividad minera en el macizo (hoy finalizados): explotaciones y pías de acceso.
2.000	Alta Montaña con pastos supraforestales	Subpiso Periglaciario inferior o nivoperiglaciario: Gelifracción y formación de canchales, semibloques, aludes de nieve, flujos de derrumbes arroyamiento difuso Nivoperiglaciario	Grandes formas erosión glaciaria: Depresiones glaciarias, umbrales, arreas, Complejos morfológicos del transglaciario Formas nivoperiglaciales activas: derrumbes, flujos de solifluídos, contadas: libulos, dolinas, Formas nivohálicas: lavas, dolinas.	Isoterma 10°C del mes más cálido (julio) (2.000 m) Isoterma 2°C anual (2.000 - 2.050 m) Isoterma 4°C anual (1.750 - 1.800 m)	Montano hiperhúmedo	4 meses	1 mes	Piso Subalpino (Enraces con garabatos pastizales continuos)	Uso Primario y Terciario Intensidad de uso Media (Recurso patrimonio natural y cultural) (aprovechamiento de pastos, arreas, colmenas de miel) - La montaña como espacio de ocio y esparcimiento (valores paisajísticos y predominantemente geomorfológico) (biológico) Pratiales en estado de sucesión, a veces de abandono en el boscón forestal excursionismo en bosques, explotación forestal escasa y controlada (punque nacional), caza controlada.
1.500	Franja de Transición geocológica (Erosión difusa y morfológica) y morfológica: Soflucción, movimientos en masa, arroyados difusa y concentrada, aludes, torrencialidad Nivel	Franja de transición morfoclimática y morfológica: Soflucción, movimientos en masa, arroyados difusa y concentrada, aludes, torrencialidad Nivel	Pico-M.E.L.A. Durante el Pleistoceno (1.600 m) Último Máximo Glaciar (1.550 - 1.900 m)	Isoterma 5°C anual (1.550 - 1.900 m)	Montano húmedo	6 meses	2 meses	Limite superior de la pradera alpina continua (2.200 m)	Pasos de eselva y sus infraestructuras (torrencialidad, Ejar del Hielo, Excursionismo e infraestructuras turísticas mayores (tipo refugio montañero) Reños (hoy finalizados): explotaciones y pías de acceso.
1.000	Montaña Media forestal (Escarpes rocosos y laderas de pendiente variable con bosques muy fragmentados, tanto por condiciones naturales, como por alteraciones antropicas)	Medio montano en relativa biotasia, con una dinámica geomorfológica variable en función de factores topoclimáticos y grado de floestabilización de las laderas: Procesos de ladera, aludes de nieve, caídas de rocas y desprendimientos, deslizamientos, coluvamiento, reptación, torrencialidad, soflucción puntual, pedogénesis activa, etc...	Escarpes rocosos que alteran el drenaje superficial (en ocasiones superficies karstificadas) Formas asociadas a la invasión y la coluvación inducidas por eliminación de la cubierta vegetal karst: cubierto (ej: lapaces) Formas asociadas a los aludes de nieve: canchales, conos, etc. Cabeceras torrenciales.	Isoterma 0°C invernal (1.400 - 1.500 m)	Montano	6 meses	3 meses	Limite superior del Bosque "antropico" (1.400 - 1.500 m) (rebajado para la ampliación de pastos)	Uso Primario y Terciario Intensidad de uso Media (Recurso patrimonio natural y cultural) (aprovechamiento de pastos, arreas, colmenas de miel) - La montaña como espacio de ocio y esparcimiento (valores paisajísticos y predominantemente geomorfológico) (biológico) Pratiales en estado de sucesión, a veces de abandono en el boscón forestal excursionismo en bosques, explotación forestal escasa y controlada (punque nacional), caza controlada.
500	Laderas bajas y fondos de valle. Montaña Media muy antropizada	Reactivación de procesos de ladera erosion, deslizamientos pequeños y medios, sedimentación fluvio-torrencial	Grandes complejos de acumulación del máximo glaciar (modificados por los procesos periglaciales). Formas fluvio-torrenciales valles en V, con laderas de pendiente variable (deslizamientos, aludes, depósitos coluviales y arroyados, deslizamientos de labera, etc.	Isoterma 10°C anual (700 - 800 m)	Submontano	9 meses	6 meses	Limite superior del encinar en las gargantas (800-900 m)	Uso Terciario y Primario Intensidad de uso Alta (Recurso patrimonio natural y cultural) - La montaña como espacio de ocio y esparcimiento (valores paisajísticos y predominantemente geomorfológico) (biológico) La montaña como recurso geológico (científico, ético, estético, paisajístico) Avenamientos humanos, cultivos, prados, vías de comunicación mayores (ej: carreteras) Instalación de embalses, infraestructuras turísticas (hoteles, etc.), Remontes mecánicos (Tipo funicular, teleférico)

1. Datos obtenidos a partir de la extrapolación climática de Muñoz-Jiménez (1982), por lo que deben ser considerados como valores aproximados.
2. Duración del Periodo de Actividad Vegetal (P.A.V.). En la tabla se muestra el número de meses con temperaturas medias de al menos 5 - 6°C.
3. Duración del Periodo de Actividad Forestal (P.A.F.). En la tabla se muestra el número de meses con temperaturas medias de al menos 10°C.
4. Pisos de vegetación según Rivas Martínez et al. (1984).

Tabla 76. Síntesis del escalonamiento altitudinal de los pisos geocológicos en el Macizo Central de los Picos de Europa.

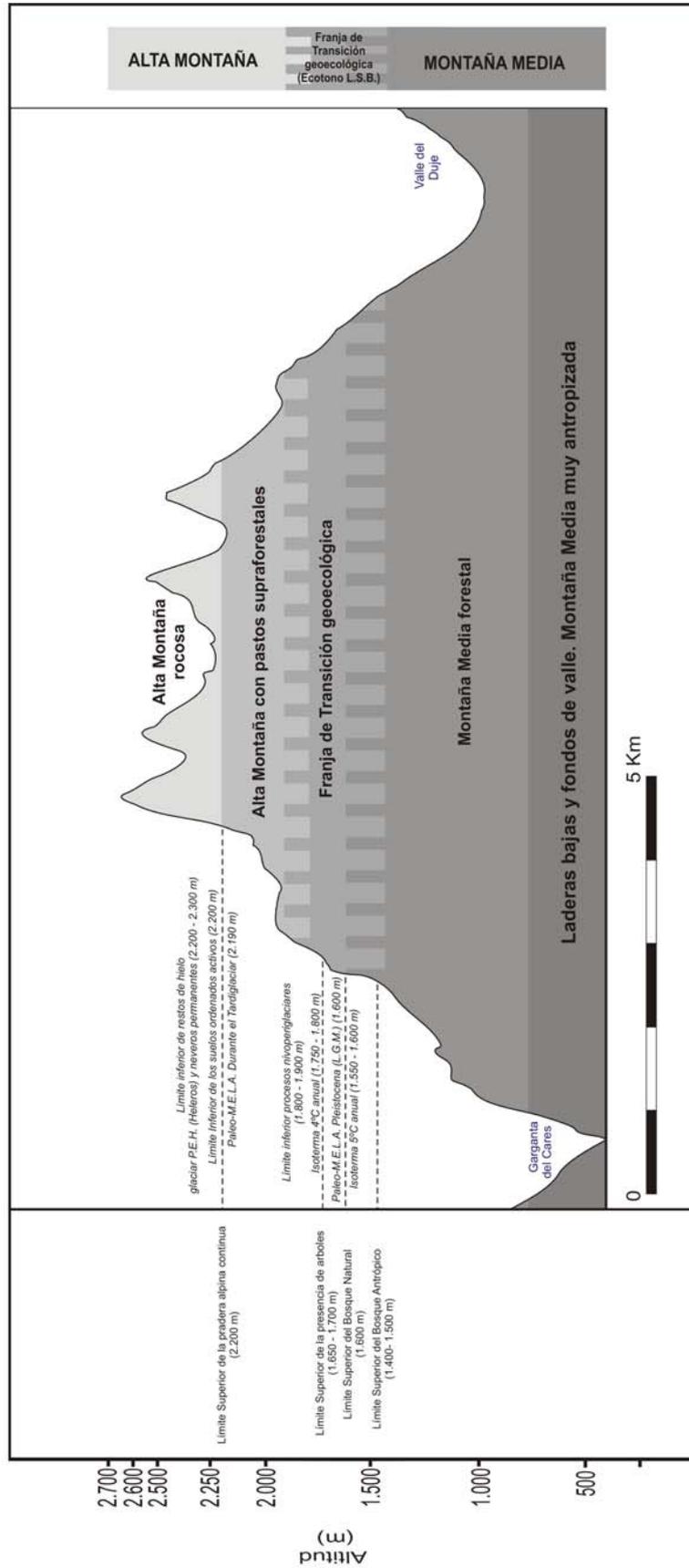


Figura 259. Síntesis de la organización altitudinal de los pisos geoecológicos en el Macizo Central de los Picos de Europa.

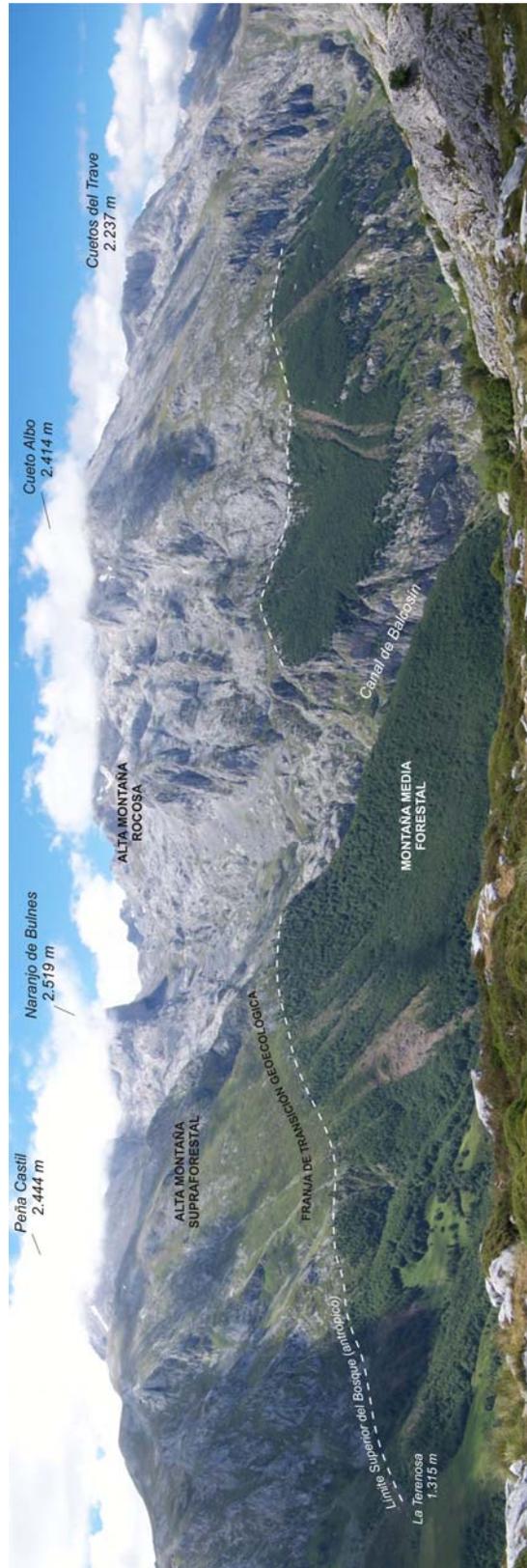


Figura 260. Esta imagen muestra la organización altitudinal del paisaje del macizo. Las morfoestructuras se presentan como la infraestructura del paisaje. Las amplias cuestas de las Moñas, Albo y el Trave, se arman a favor de los dorsos de las escamas cabalgantes de las calizas. Las grandes formas de erosión glaciar caracterizan el modelado. En la parte superior se extiende la alta montaña rocosa, el dominio de los grandes escarpes rocosos y la nieve, donde la vegetación tiene escasa entidad paisajística. Por debajo la alta montaña supraforestal, que aprovecha los terrenos de pendientes más favorables como es el caso aquí del sector superior de las Moñas-Peña Castil, la Vega de Urniellu, Albo, Trave, etc. Por debajo una franja de transición de límites variables muy alterada pero que sirve para conectar con la montaña media forestal. Aunque como vemos el relieve controla las formas mayores, el límite superior del bosque supone un cambio morfológico y funcional neto. En este caso se sitúa a unos 1.400-1.450 m, pero lejos de formar un cinturón continuo, las irregularidades del relieve provocan su fragmentación. En este caso, en el centro de la imagen la Canal de Balcosín (artesa glaciar) provoca una clara discontinuidad, lo mismo ocurre hacia el oeste en torno al Jón Luengo. Los aludes de nieve también introducen importantes modificaciones en la distribución y fisonomía del hayedo. Además, el límite superior del bosque ha sido rebajado para la ampliación de los pastizales de montaña. En las laderas más bajas, como se puede ver en la parte inferior izquierda de la imagen, en el sector de la Terenosa, las alteraciones derivadas de las actividades humanas trastocan la organización natural, y el hayedo ha sido abierto para prados de siega y diente.

VII.4. LA MONTAÑA MEDIA.

VII.4.1. La Montaña Media Forestal.

La montaña media forestal se extiende por debajo del límite superior del bosque, entre los 1.400/1.600 m y los 600/800 m. El descenso en altitud trae consigo una suavización de las condiciones climáticas. Desde el punto de vista térmico esta franja altitudinal de 800 m de desnivel, presenta unas temperaturas medias anuales que pueden oscilar entre los +10°C en la parte inferior y los +5°C en la superior. En torno a 1.500 m, la duración de la cubierta nival es de 6/7 meses, pero a medida que descendemos su distribución en tiempo y espacio es cada vez menos significativa. Estas condiciones morfoclimáticas hacen que los procesos asociados al frío y la nieve pierdan su efectividad, de forma que la dinámica geomorfológica pasa a estar controlada fundamentalmente por la escorrentía superficial y una activa dinámica de laderas asociada a las fuertes pendientes existentes.

La suavización de las condiciones climáticas antes apuntada, supone un aumento de la duración del período vegetativo de las plantas. El período de actividad vegetal (P.A.V. $\geq 5-6^{\circ}\text{C}$, crecimiento de plantas herbáceas), es de 6 meses a 1.500 m y de 9 meses a 600 m, mientras que el período de actividad forestal (P.A.F. $\geq 10^{\circ}\text{C}$, crecimiento de árboles), es de 3 meses a 1.500 m y 6 meses a 600 m. Estas condiciones

bioclimáticas favorecen el desarrollo de las masas forestales en las laderas, provocando una importante modificación en la dinámica hidrogeomorfológica de las mismas. Este hecho, el cambio fisonómico de la cubierta vegetal a comunidades arbóreas, junto a los cambios morfoclimáticos y morfodinámicos con los que está estrechamente relacionado, constituyen dos de los elementos diferenciales básicos de este piso geocológico. Supone un cambio en la dominancia y significación de los componentes del paisaje, y especialmente, en la interacción entre dinámica geomorfológica y cubierta vegetal, tanto desde el punto de vista morfológico como funcional. Así pues, a la misma altitud, mientras que en algunas zonas aclaradas dentro del bosque son visibles formas asociadas a procesos de tipo nivoperiglacial, en las zonas cubiertas de bosque se da una mayor estabilización,- fitoestabilización-geomorfológica. El bosque introduce una modificación de las condiciones fototérmicas y la dinámica hidrogeomorfológica de las laderas. Además, aporta una mayor protección del suelo ante la labor erosiva de los agentes de modelado externos, reduciendo la efectividad de los procesos de meteorización mecánicos, y aumentando la fijación del suelo por medio de las raíces de los árboles.

El hayedo, en ocasiones en combinación con otras especies termófilas, robles sobretodo, constituye la única formación forestal del piso montano en el área de estudio. Este hecho, una composición florística caracterizada por el dominio de especies termófilas, y la ausencia de coníferas mejor adaptadas a la inestabilidad de las laderas de montaña y capaces de ascender a mayor altitud, hace que la altitud del límite superior del bosque en el macizo sea comparativamente más baja que en otras áreas de alta montaña europeas de latitudes medias.

Sin embargo, lejos de conformar una banda boscosa homogénea y continua, y debido tanto a las propias condiciones naturales del medio como a las alteraciones derivadas de las actividades humanas, el cinturón forestal está compartimentado en un conjunto de unidades más o menos extensas, de límites altitudinales variables,

fragmentadas y separadas entre sí. Esta fragmentación en unidades menores es una característica propia del cinturón forestal de montaña media del área de estudio.

Pero la heterogeneidad que caracteriza la morfografía del macizo hace que las diferencias de unos sectores a otros sean notables. La erosión diferencial asociada a los contrastes litológicos, especialmente del reborde sur, la disposición de las morfoestructuras, y las formas de modelado heredadas del glaciario cuaternario, así como los retoques postglaciares, son factores clave para entender la morfografía de cada valle, de la que depende en buena medida tanto la distribución y características de la cubierta vegetal, como el tipo e intensidad de uso que el montañés a hecho de esta franja altitudinal.

El contraste más neto lo encontramos al comparar las estrechas y profundas gargantas de la parte O, N y NE del macizo, con los valles de la parte S y E, más amplios. De este modo, a la misma altitud se pueden dar espacios con unas características paisajísticas bien distintas, tanto desde el punto de vista morfológico como funcional.

Las gargantas del Cares y el Duje poseen un relieve abrupto y vigoroso, con fuertes pendientes y grandes paredes verticales, lo que implica una alta inestabilidad y una activa dinámica de las laderas, frecuentes caídas de bloques, desprendimientos, aludes de nieve, etc. Todo ello provoca la existencia de suelos pobres y muy discontinuos, y una cubierta forestal natural muy fragmentada, abierta y discontinua. Estas limitaciones topográficas han condicionado los usos antrópicos, provocado una deforestación selectiva de los terrenos más favorables, los de menor pendiente. El bosque fue eliminado de los geoecotopos más aptos (rellanos a media ladera, fondo de canales, etc.), de forma que las escasas masas boscosas que se conservan se han refugiado en las laderas más abruptas e inaccesibles, fuera del alcance de las alteraciones antrópicas. El resultado es un paisaje de montaña media complejo y variable, que conforma un mosaico de unidades menores que pueden cambiar en unas pocas decenas de metros: escarpes rocosos donde tan sólo comunidades

rupícolas y algún árbol aferran sus raíces desafiando la gravedad; canales de aludes desprovistos de vegetación, los más funcionales, colonizados los menos; laderas de pendientes algo más suaves sobre las que se localizan pequeños bosquetes de hayas; pastizales más o menos extensos en otras, sobre los que se activaron, las más de las veces, movimientos en masa lentos, rápidos en algunos casos puntuales; matorrales que recolonizan los pastos hoy en desuso; derrubios de ladera y desprendimientos de rocas, más o menos colonizados por la vegetación en función de su grado de actividad, etc.. En definitiva, todos ellos forman una unidad de paisaje mayor (garganta), donde a pesar del descenso en altitud, y la disminución de los procesos geomorfológicos fríos, las fuertes pendientes hacen que la vegetación esté estrechamente relacionada y condicionada por los aspectos geomorfológicos, que son los más significativos en este sector, dentro ya de la franja altitudinal correspondiente a la montaña media.

En el caso de la parte este y sur del macizo, la mayor delezabilidad de los materiales del reborde sur (Valdeón y alto Deva en Liébana), y la labor erosiva de los glaciares cuaternarios ha labrado valles más amplios (Duje y Moñetas hasta inicio de la garganta del Duje a unos 800 m), con laderas de pendientes fuertes, pero no tan acusadas como las anteriores, donde dominan los movimientos en masa lentos y la torrencialidad. Por tanto, unas condiciones topográficas que favorecieron una mayor extensión y continuidad del cinturón forestal. Sin embargo, las mismas condiciones que habrían favorecido una mayor densidad y continuidad del bosque natural, también fueron un factor de atracción para las actividades humanas, facilitando una mayor intensidad de uso y alteración del paisaje vegetal originario. El resultado final ha sido la eliminación de extensas masas forestales, hasta su desaparición total en sectores como la cabecera del Duje (Puertos de Áliva), Moñetas, o buena parte del reborde SO del macizo (Valdeón), cuyas laderas están cubiertas de un denso tapiz de comunidades herbáceas (prados), y en las zonas con una menor utilización actual, matorrales de sustitución en progresión. La eliminación del bosque, como hemos visto

en el apartado anterior, trajo consigo una mayor desprotección del suelo y una activación y descenso de procesos geomorfológicos, especialmente movimientos en masa (Ej: soliflucción, deslizamientos, etc.), que tienen lugar hasta cotas en torno a 1.450 -1.500 m. Por su parte, la cabecera del Deva (Fuente De-Espinama), es el sector donde se conservan las masas boscosas de mayor entidad, dando lugar a un medio en relativo equilibrio, donde el bosque ejerce una eficaz fitoestabilización de las laderas, que tienen en los pies de laderas, al lado de los cauces de los torrentes y su labor de zapa, las zonas de mayor actividad geomorfológica. En estos sectores sobre las laderas de pendiente acusada, junto a la labor ejercida por la escorrentía subsuperficial, destacan los procesos de reptación, proceso que implica un movimiento lento de la parte más superficial del suelo. A pesar de que no ha sido posible realizar mediciones de su velocidad, se ha podido constatar su actividad actual a través de la observación del encurvamiento del tronco de algunos árboles, incluso de individuos jóvenes, como es el caso de las laderas de Igüedri (1.220 m), Pradería de Buseco (1.340 m), Vallejo del arroyo Cantijan (1.300 m), etc.

Otro proceso que muestra la interrelación geoecológico entre elementos y dinámicas en esta franja altitudinal, es la acción de los aludes y su efecto sobre la cubierta vegetal. Los aludes de nieve son procesos de alta intensidad que por sí mismos son capaces de labrar formas muy características, tanto de erosión (canales) como de acumulación (conos). Pero además, en detalle, la destrucción del bosque por un alud provoca la caída de numerosos árboles y en muchos casos el arracamiento de sus raíces lo que supone una alteración de las condiciones del suelo y una disminución de su protección ante los agentes erosivos, de forma que en algunas zonas de bosque recientemente arrasadas por aludes se ha observado un aumento de la erosión de las laderas, a través de diversos procesos de meteorización y escorrentía. De esta forma, junto al cambio morfológico, se da también un cambio dinámico. Los casos analizados en el sector del Monte de la Varera y del Acebuco son los más destacados.

En este piso geoecológico, la impronta humana en el paisaje comienza a tener una importancia cada vez mayor siendo capaz de alterar el sistema natural de relaciones entre los distintos componentes del paisaje. Su huella más evidente es la deforestación de buena parte del cinturón forestal, lo que ha tenido importante implicaciones geoecológicas. Pero, como se ha tratado de mostrar, la intensidad de uso del piso de montaña media forestal, tanto como recurso agroecológico, ganadero fundamentalmente, como espacio de ocio y esparcimiento basado en su alta calidad paisajística, fundamentado aquí, a diferencia de la alta montaña, en la combinación de valores geomorfológicos y biológicos, varía considerablemente de unos sectores a otros del macizo. El modelo vertical se complica, y la heterogeneidad de la montaña es tal, que en la misma franja altitudinal, el contraste morfológico y funcional entre las gargantas de la parte O, N y NE y los valles más amplios del E y reborde sur, obliga a destacar ambos medios, poniendo de relevancia tanto los puntos en común, como las singularidades que le confieren entidad paisajística propia.

VII.4.2. Laderas Bajas y Fondos de valle. Montaña Media muy antropizada.

El piso geoecológico basal se extiende por debajo de los 600/800 m, si bien los límites son muy variables dadas las diferencias altitudinales entre la base de unos valles y otros. Así mientras que el fondo del valle del Deva a la altura de Pido se sitúa en torno a 800-900 m, la garganta del Cares en Poncebos supera escasamente los 200 m. Este piso está formado por las laderas bajas y fondos de valle que arman un paisaje de montaña media muy antropizado.

Desde el punto de vista climático, en el fondo de los valles las temperaturas medias anuales son superiores a 10°C, lo que favorece la existencia de un período vegetativo de mayor duración. El período de actividad vegetal es de 12 meses, mientras que el período de actividad forestal ronda los 6/7 meses. Aunque las nevadas en invierno pueden ser copiosas, y los aludes como hemos visto, sobretodo en las

gargantas pueden llegar a afectar al fondo de las mismas, por lo general la nieve a esta altitud se funde con rapidez y tan sólo con motivo de las mayores nevadas puede permanecer varias semanas, pero en ningún caso, tiempo suficiente como para tener una destaca repercusión geoecológica.

Nos encontramos en el tramo final del sistema de transferencia de materia y energía que conforma el macizo, aquí los aportes procedentes de la denudación de la parte superior se canalizan a través de la red hidrográfica, para evacuar el material fuera del macizo.

Por lo general, en este tramo basal la pendiente de las laderas se suaviza, aunque las diferencias topográficas ya apuntadas entre las gargantas y los valles más amplios matizan dicha generalización, creando ámbitos con características geoecológicas bien distintas.

VII.4.2.1. Laderas bajas y fondos de valles amplios.

En las laderas bajas y fondos de valle más amplios la dinámica geomorfológica presenta ya una intensidad menor. En ella son visibles formas relictas heredadas de fases morfogenéticas anteriores, hoy colonizadas y estabilizadas por la vegetación. Conforman un medio en relativa biostasia, donde los procesos más destacados están asociados a la incisión fluviotorrential (escorrentía canalizada-erosión-aporte de material en suspensión) y los movimientos en masa. Es frecuente en las cabeceras torrentiales, al pie de las vertientes, o a favor de la labor de zapa de los torrentes, encontrar nichos de arranque de deslizamientos de tamaño variable. Estos sectores son las áreas más activas desde el punto de vista geomorfológico. En función de la cubierta vegetal, dependiente en buena medida de la intervención antrópica, el tipo e intensidad de los procesos pueden variar, de forma que en ocasiones la deforestación ha traído consigo el retoque de formas previas. Pero si la deforestación ha sido la impronta humana más generalizada en el paisaje, provocando una

alteración directa de la cubierta vegetal e indirecta sobre la dinámica geomorfológica, la construcción de pistas forestales supone una alteración directa del perfil de las laderas y la eliminación de la cubierta vegetal, lo que provoca un aumento de la inestabilidad geomorfológica y la erosión. La profusión de pistas, así como una intensidad de tráfico alta convierte estos elementos lineales en importantes puntos de inestabilidad de las laderas de toda la montaña media. En otras ocasiones, sobre las laderas próximas a los núcleos de población se construyeron bancales antes usados para el cultivo de cereal, hoy sustituido por prados de siega, cuando no abandonados al avance de las comunidades de matorral. Las terrazas suponen una notable alteración del perfil topográfico de la ladera y su dinámica hidrológica, de forma que una vez que se produce el cese de las labores de mantenimiento de las mismas, pueden activarse procesos de ladera de tamaño variable (Ej: salida canal de Moeño, alrededores de Bulnes, etc.).

VII.4.2.2. Laderas bajas y fondos de las gargantas fluviokársticas.

La mayor verticalidad de las gargantas hace que, a pesar de la baja cota a la que se encuentran sus fondos, se de un medio muy inestable, como consecuencia de una dinámica de laderas muy activa asociada a la existencia de fuertes pendientes. De nuevo, el relieve abrupto y vertical de algunas unidades de paisaje del macizo hace que los aspectos topogeomorfológicos continúen teniendo una significación paisajística clave hasta la misma base de la montaña. Este ensayo que trata de sintetizar la organización altitudinal general de esta montaña, requiere de nuevo de matices que incluyan las singularidades de la misma. Aquí la parte basal no tiene porque entrañar una disminución de las pendientes y una pérdida de efectividad de la dinámica geomorfológica. La caída de piedras y desprendimientos son frecuentes sobre el fondo de la garganta, de forma que muchos conos y taludes de derrubios heredados de fases morfogenéticas previas aparecen fosilizados por otros menores al

pie de la pared, plenamente funcionales. A pesar de la baja cota, nos encontramos a unos 200-400 m, durante la temporada invernal, son frecuentes los aludes de nieve de gran desarrollo, que con su zona de arranque 1.500-2.000 m por encima, llegan a descargar en el fondo de las gargantas. Los canales de evacuación con mayor funcionalidad suelen presentarse como claras discontinuidades para la distribución de la cubierta vegetal. En la base, la erosión fluviokárstica incide y moldea el fondo de la garganta, dando lugar a formas menores muy características sobre la roca caliza. Poco por encima del cauce actual se encuentran numerosas surgencias kársticas que evacúan el agua procedente del sistema endokárstico del macizo que transporta las reservas de agua, acumuladas en forma de nieve en la alta montaña.

El paisaje de este tramo basal se presenta como un mosaico complejo, derivado tanto de la propia heterogeneidad natural del medio (pendientes, orientaciones, estructuras, litologías, vegetación, topoclimas, cambios hidrológicos de las laderas, dinámica geomorfológica), como de la alteración provocada por las actividades humanas. Aquí alternan escarpes rocosos verticales sobre los que se aferra el encinar dando lugar a una formación arbórea muy abierta; canales de aludes plenamente funcionales que favorecen la existencia de superficies sin colonizar y derrubios de ladera; rellanos y laderas de pendiente más suave tapizadas por pequeños bosquetes mixtos con fresnos, robles, castaños, que aprovechan la existencia de suelos algo más profundos y continuos, aunque las más de las veces han sido aclarados o sustituidos para prados de siega y diente; laderas abancaladas hoy utilizadas para prados de siega (otros muchos abandonados), y expuestas a una reactivación de los procesos de ladera (movimientos en masa), núcleos de población, carreteras, infraestructuras hidroeléctricas (Ej: represamientos en inicio y salida de garganta del Cares), infraestructuras turísticas (Ej: estación inferior de funicular en Fuente De, estación inferior del tren cremallera en Poncebos, hoteles y parking en Poncebos y otros lugares.). En definitiva, un paisaje donde la impronta humana

alcanza su mayor intensidad y significación paisajística, aunque variable, como hemos visto, de unos sectores a otros.