



**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 VIII
CONCLUSIONES FINALES



CONSIDERACIONES FINALES

En el presente trabajo, utilizando un enfoque geoecológico, se ha tratado de analizar el relieve del macizo, entendiéndolo como el elemento más significativo de su paisaje. Se ha estudiado el papel de los aspectos geomorfológicos en su configuración paisajística, tratando de establecer su relación e interacción con otros componentes del paisaje, especialmente la vegetación y los usos y aprovechamientos humanos. De todo lo expuesto hasta aquí, se concluye realizando varias consideraciones finales:

- Las grandes formas de modelado y su significación paisajística

El relieve del macizo responde, fundamentalmente, a la interacción de unos singulares caracteres morfoestructurales y litológicos, predominio casi absoluto de la roca caliza apilada en escamas cabalgantes que dan lugar a una sucesión de frentes y dorsos, sobre la que ha actuado, de forma variable en tiempo y espacio, una incesante erosión fluvial, la siempre presente karstificación, y especialmente, el labrado ejercido por los glaciares cuaternarios. A todo ello, se suma una activa dinámica de

laderas, debido a las fuertes pendientes y desniveles existentes, y una morfodinámica asociada al frío y la nieve, especialmente activos en la parte superior de la montaña.

El levantamiento tectónico del conjunto de los Picos de Europa, la configuración morfoestructural resultante, y la erosión diferencial con respecto a los valles periféricos, son las responsables en primer término del volumen y altitud del macizo. Este ha sido el factor esencial que ha permitido el desarrollo de glaciares durante las fases más frías. Las morfoestructuras han guiado en buena medida la labor modeladora de los glaciares cuaternarios, que en combinación con la karstificación, han labrado las líneas básicas del relieve, que es el elemento principal del paisaje natural de esta montaña, hasta el punto de llegar a definirlo como un paisaje fundamentalmente geomorfológico.

La parte superior del macizo está caracterizada por el dominio de las grandes formas de erosión glacial o glaciokársticas. Las formas de acumulación existentes poseen una entidad paisajística menor, y están insertas en todo caso dentro del modelado erosivo general (Ej: morrenas del tardiglacial, PEH). Las verticales paredes y crestas rocosas de los circos glaciares, las profundas depresiones glaciokársticas horadadas a sus pies, y los umbrales rocosos de dimensiones variables que las separan, caracterizan y articulan el paisaje de la parte superior de la montaña. La zona inferior de la montaña da paso a valles más o menos amplios y quebrados, artesas más o menos marcadas, canales de mayor o menor pendiente, cuestas y escarpes de claro control estructural, que conectan con las laderas y fondos de los valles, donde se alojan los complejos morrénicos mayores. Pero en algunos casos, como las gargantas fluvio-kársticas de la zona O, NO y NE, los fondos de los valles permanecieron libres de la acción modeladora de los glaciares durante la última glaciación pleistocena, de tal modo que su modelado responde a una génesis bien distinta, en este caso fundamentalmente a la labor de incisión de las aguas corrientes. Mientras que en la parte superior dominan las formas de erosión glacial, acentuando las pendientes, realizando los perfiles y condicionando el modelado postglacial y las características

morfodinámicas actuales, en la parte inferior son las formas de acumulación glaciaria y formas de modelado no glaciario, especialmente de incisión fluvial, las más características. Si desde el punto de vista del modelado, las formas de acumulación glaciaria muestran una importancia menor, desde el punto de vista del paisaje, presentan una estrecha relación y resultan claves para explicar, en muchos casos, la distribución de suelos, la fisonomía de la cubierta vegetal, y los usos antrópicos de algunos lugares, llegando a conformar unidades paisajísticas con entidad propia.

En todo caso, las diferencias de modelado y su impronta paisajística permiten una primera distinción general entre la parte superior e inferior de la montaña.

Junto a las grandes formas de modelado, el retoque postglaciario y la dinámica geomorfológica actual, especialmente, los procesos asociados al hielo y la nieve, y la fisonomía de la vegetación, en particular, la altitud del límite superior del bosque, son factores claves en la diferenciación morfológica y funcional entre el paisaje de alta montaña y la montaña media. Es reseñable la sorprendente aproximación entre la altitud de la línea de equilibrio glaciario pleistoceno (Paleo-M.E.L.A. del Último Máximo Glaciario a 1.600 m), que marcaría a grandes rasgos y de forma teórica, el límite entre la zona de erosión y la zona por debajo de la cual se generalizarían los procesos de acumulación glaciaria durante el último máximo glaciario, la fase de mayor repercusión y entidad paisajística, y el límite superior del bosque natural en la actualidad, que a su vez presenta una estrecha relación con el límite inferior de los procesos y formas de tipo nivoperiglaciario.

- Reconstrucción de la evolución glaciaria y aproximación paleoambiental.

Las huellas morfológicas glaciares heredadas permiten reconstruir una evolución glaciaria larga y compleja, que abarca desde el Pleistoceno superior, al que se adscribe el Último Máximo Glaciario, hasta época reciente, primeras décadas del s. XX, momento en el que desaparecieron los últimos glaciares del macizo. El análisis de

las formas y depósitos glaciares, así como su distribución espacial, ha permitido establecer las características morfogénicas y las relaciones cronoestratigráficas entre las mismas, aunque algunos sectores presentan dificultades interpretativas y por el momento, la falta de dataciones absolutas impide ser más concluyentes. En todo caso, hay que destacar que no se han encontrado huellas morfológicas que atestigüen la existencia de glaciaciones previas.

Durante el Pleistoceno superior, buena parte del macizo estuvo cubierta bajo el hielo que ocupaba parte de su superficie, salvando la excepción de las gargantas del Cares y el Duje, que delimitan el macizo por su parte O, N y NE, las sierras medias de la parte norte (Amuesa y Peña Main), el fondo del valle de Valdeón en la zona SO, así como las principales crestas y cumbres cimera. Las formas glaciares heredadas han permitido reconstruir una superficie total glaciada de algo más de 6.800 ha.

Se diferencian cinco fases morfogénicas en el macizo central de los Picos de Europa. Las tres primeras, por correlación con las glaciaciones pirenaicas, estarían adscritas cronológicamente al Último Máximo Glaciar (U.M.G.):

- *Pleniglaciar Máximo* (menos de 90.000 años B.P.): representa la máxima extensión de los glaciares en el macizo, pero la mala conservación de sus huellas parece denotar la escasa duración de esta fase de avance máximo.
- *Pleniglaciar estable* (entre 40.000-18.000 años B.P.): marcaría una fase de retroceso y posterior estabilización, de larga duración en el tiempo, y dentro de la cual se observa la existencia de pulsaciones menores. Tanto las formas de erosión como las de acumulación evidencian una fase morfogénica muy capaz, responsable de la elaboración de las principales formas del modelado del macizo. El análisis morfológico, así como la reconstrucción morfométrica y los cálculos paleoambientales derivados de la misma (cálculo de la paleo línea de equilibrio glaciar o Paleo-M.E.L.A.), muestran un recrudescimiento climático caracterizado por unas temperaturas medias anuales 7°C más bajas que las existentes en la actualidad. La altitud de la línea de equilibrio glaciar para el conjunto del macizo se ha calculado en torno a 1.600 m.s.n.m.

- *Fase de Retroceso Finiglaciar* (entre 20.000-15.000 años B.P.), esta representada por las morrenas internas de los principales complejos morrénicos frontales. Su presencia marca el último momento de equilibrio antes de la deglaciación generalizada de los valles hasta el pie de las principales crestas y circos. En esta fase se puede observar una notable diferencia entre la dinámica de las lenguas procedentes de la parte central, irregular y variable según los casos, debido a una mayor complejidad del área de alimentación (circos conectados, frecuentes difluencias, confluencias, etc.), y el comportamiento de las lenguas glaciares individualizadas, tanto de orientaciones norte como sur, donde la fase aparece morfológicamente bien representada, mostrando una dinámica más regular.
- *Fase Tardiglaciar o fase de avance glaciar menor* (entre 14.000 y 10.000 años B.P.): La glaciación se restringe a los circos más altos, de forma que su capacidad modeladora supone un retoque de los mismos, pero adaptándose a las grandes morfologías derivadas de la última gran glaciación. Se han encontrado varios arcos morrénicos bien conservados que podrían mostrar la existencia de dos periodos dentro del avance tardiglaciar, uno de máxima extensión y otro de estabilización en el retroceso, ya recluso al pie de los principales circos glaciares. La línea de equilibrio glaciar para esta fase asciende 590 m, para situarse a 2.190 m.s.n.m., lo que implica un ascenso de las temperaturas medias con respecto al pleniglaciar de 3,5°C.
- *Fase marginal y reciente asociada a la Pequeña Edad del Hielo* (s. XVI- finales del s. XIX): Por último, en tres de los circos glaciares más altos del macizo, hay huellas morfológicas atribuibles a un avance glaciar muy reciente, acaecido en época histórica y que relacionamos con el recrudescimiento climático asociado a la Pequeña Edad del Hielo. A falta de dataciones absolutas, son las fuentes históricas las que han constatado la existencia de pequeños glaciares en estas localizaciones preferenciales, aún en contacto con sus frentes morrénicos a mediados del s. XIX. Estos muy pequeños glaciares se desarrollaron en el umbral límite de glaciación, 300 m por debajo de la M.E.L.A. regional calculada en torno a los 2.600 m. A partir de la altitud de las paleo-

M.E.L.A.s se ha inferido un descenso de las temperaturas medias con respecto a la actualidad en torno a 1°C. Por la escasa dimensión y duración en el tiempo de este fenómeno glacial histórico, la consideramos una fase glacial menor, con una escasa relevancia morfológica y paisajística, que supuso la glaciación de tan sólo tres circos glaciares, todos ellos, junto con el resto del macizo, deglaciados durante los momentos más cálidos del óptimo climático holoceno, lo que supuso por tanto una reaparición del fenómeno glacial en el macizo, en el que dominan ya desde entonces los procesos de tipo nivoperiglacial.

En la actualidad no existen glaciares en el macizo central de los Picos de Europa. La deglaciación iniciada a finales del s.XIX, supuso que a principios del s. XX buena parte de los glaciares se convirtieron en heleros. En la actualidad se conservan pequeños lentejones de hielo (cuerpos de hielo estratificado relicto), bajo la protección de un espeso manto de derrubios y al abrigo de enclaves topográficos con tasas de radiación solar muy bajas, lo que ha ralentizado su ritmo de fusión. Por tanto, el macizo central de los Picos de Europa constituye un macizo de alta montaña deglaciado.

- *La morfodinámica actual y sus implicaciones paisajísticas.*

Las diferencias altitudinales entre el fondo de los valles y la zona de cumbres, con más de 2.300 m de desnivel, introducen un escalonamiento altitudinal de procesos y formas, derivado de las variaciones morfoclimáticas que se producen con la altitud. Este hecho implica un medio heterogéneo y muy dinámico.

La organización altitudinal de la montaña está sometida a constantes cambios como respuesta a las variaciones climáticas. Dado que desde finales del Pleistoceno superior se ha registrado un progresivo ascenso de las temperaturas, la evolución de los procesos y formas asociadas responden a dicha secuencia ascendente de los pisos morfoclimáticos fríos.

El inicio del proceso de deglaciación del macizo vendría acompañado de la activación de la secuencia paraglaciar, y con ello del inicio de unas condiciones morfogénicas y morfodinámicas diferenciadas entre la alta montaña, aún glaciada y los fondos de los valles y laderas medias que comienzan a quedar libres del hielo. De forma paralela al proceso de deglaciación del macizo, se inició una secuencia morfogénica compleja y heterogénea. En función de las condiciones morfoclimáticas de cada banda altitudinal, y su evolución hasta la actualidad, se ha producido el desencadenamiento de una gran diversidad de procesos de remodelación, transporte y resedimentación de materiales de diverso origen, lo que ha ocasionado un retoque en detalle del modelado general derivado de la última glaciación.

Como respuesta a los cambios climáticos acaecidos, que en la montaña se tradujo en un ascenso progresivo de los pisos morfoclimáticos fríos, cada vez más relegados a las partes altas de la montaña, la cubierta vegetal experimentó un notable desarrollo y expansión. En este sentido, se puede decir que la secuencia morfogénica postglaciar del macizo fue acompañada de una sucesión del paisaje vegetal. La bonanza de las condiciones climáticas a lo largo del Holoceno favoreció la expansión de las masas forestales en la parte baja y media de la montaña, y la incursión de los taxones de medios fríos en la parte media y superior. El ascenso de los pisos morfoclimáticos fríos, hizo que los procesos asociados al hielo y la nieve fueran perdiendo progresivamente funcionalidad en los fondos de valle y laderas medias. Este hecho facilitó la colonización vegetal de los mismos, lo cual contribuyó a su vez a realimentar el proceso de estabilización de las laderas; una interacción geomorfología-cubierta vegetal que posteriormente se vería alterada, cada vez en mayor medida, como consecuencia de las intervenciones humanas sobre el medio montano.

Al menos desde los últimos 5.000 años B.P., el ser humano ha modificado progresivamente la cubierta vegetal natural. Las intervenciones realizadas, en muchos

casos, han llegado a ser más intensas que los cambios derivados de los procesos estrictamente naturales. Esto ha implicado una modificación de la relación e interacción entre los elementos constitutivos del medio. Junto a los pastos supraforestales naturales, el ecotono del límite superior del bosque han sido los terrenos más favorables para el desarrollo del pastoreo, y con ello, los primeros espacios susceptibles de ser modificados por el hombre. En todo caso, es posible que la alteración del límite superior del bosque, o al menos de su franja de transición hacia el piso subalpino, podría haberse iniciado en este período, lo que habría propiciado la iniciación/expansión (descenso de procesos morfológicos propios de la parte superior de la montaña a cotas más bajas), reactivación/aceleración de procesos como la solifluxión, así como reactivación de formas relictas en condiciones inestables (ej: descenso de fitoestabilización en taludes de derrubios, deslizamientos de ladera inducidos, etc.).

Las particularidades climáticas del macizo derivan en primer término de su volumen y altitud, con cumbres cercanas a los 2.700 m, así como de su localización geográfica. Su proximidad al mar Cantábrico, a tan sólo 20 km, le convierte en un macizo de alta montaña oceánica de inviernos húmedos (fachada atlántica), con un clima caracterizado por unas temperaturas que no alcanzan valores tan extremos como otras áreas de alta montaña españolas de mayor altitud, y donde la distribución en tiempo y espacio de la nieve, muy abundante, pero inestable (nieve húmeda), se presenta como un factor geocológico fundamental en el macizo. La distribución y dinámica del manto nival depende de factores como la altitud, la topografía, la orientación, la exposición y los procesos de redistribución por el viento. A 1.500 m la duración del manto nival es de 6/7 meses, mientras que por encima de 2.000 se estima una duración en torno a 8 meses, muy variable en función de los factores antes mencionados. La duración y distribución de la cubierta nival controla las variaciones estacionales de la meteorización (regulador térmico y control de los ciclos de hielo/deshielo en el suelo), la disponibilidad hídrica de las laderas y el transporte de

sedimentos. De este modo, en las zonas que acumulan mayores espesores de nieve, los procesos dominantes están asociados a la saturación de la formación superficial durante los periodos de fusión y procesos gravitacionales de reajuste. En las zonas donde la cubierta nival es menor y más inestable se da un mayor dinamismo e intensidad de los procesos morfogenéticos. A los procesos nivales, se une la saturación por fusión de aguas de rehielo y de la nieve, no sólo durante la primavera, y a cambios de estado del agua, con procesos criogénicos activos por encima de 2.200 m.

En lo que respecta al régimen térmico del suelo en altura, se han medido unas temperaturas absolutas bastante modestas (-4,09°C a 2.510 m), así como un escaso número de ciclos de hielo/deshielo (13 ciclos h/dh a 2.325 m), concentrados en los meses de otoño y finales de primavera, antes de la estabilización del manto nival y su fusión respectivamente, aunque la inestabilidad de la capa de nieve favorece que también se produzcan en pleno invierno. A 2.325 m el suelo permaneció por debajo de 0°C entre 6 (período 2003/2004) y 8,5 meses (período 2004/2005), aunque hay que destacar el hecho de que las temperaturas registradas son cifras negativas muy cercanas a 0°C, lo que puede enmascarar posibles fusiones y rehielos en la base del manto nival, afectando a la parte más superficial del suelo, con implicaciones geomorfológicas y geoecológicas de gran interés.

Por el momento, atendiendo al factor altitud, la información obtenida a partir de las observaciones de la temperatura de la base del manto nival (mediciones B.T.S.) y los registros térmicos continuos del suelo en la ladera NO del Grupo Peña Vieja (entre 2.300 y 2.500 m), muestran la improbable presencia de permafrost discontinuo en el macizo. Este hecho deberá ser contrastado con nuevas mediciones, comprobando especialmente las localizaciones con las condiciones topoclimáticas más favorables. En este sentido, aunque no se dispone de registros térmicos que atestigüen la existencia de permafrost, la conservación de heleros en los circos glaciados durante la Pequeña Edad del Hielo y la observación de huellas morfológicas superficiales, consideradas como indicadoras de permafrost, sobre el manto de derrubios que los

cubre, muestra que la temperatura media anual es allí cercana a 0°C, o al menos, que su reducida tasa de radiación solar la compensa. Esto impide descartar la posibilidad de que exista un permafrost de montaña esporádico y semitemplado, asociado al recubrimiento de derrubios bajo el que están enterrados los heleros.

A nivel teórico, y a partir del caso estudiado, se plantea la necesidad de adjetivar, desde el punto de vista genético, el permafrost de montaña. Más allá de la definición estrictamente térmica, con sus tipos: *frío*, *templado* y *semitemplado*, y su tipología en función de la distribución espacial: *continuo*, *discontinuo* o *esporádico*, es necesario diferenciar tipos de permafrost de montaña según su origen; pues no es lo mismo, ni tiene el mismo significado ambiental, un permafrost derivado de las condiciones ambientales externas (Ej: elevada altitud y temperaturas del aire bajas, influencia de los factores topoclimáticos en la tasa de radiación solar, etc.), que un permafrost derivado de la onda de frío emitida por un cuerpo de hielo enterrado.

Con respecto a la morfodinámica actual, el análisis de los procesos y formas, el modo en que se organizan y distribuyen en el espacio, así como los factores que intervienen y los condicionan, ha permitido dilucidar las relaciones altitudinales de los sistemas morfodinámicos, así como las modificaciones ambientales en cada franja altitudinal. La heterogeneidad ambiental del macizo favorece la existencia de una alta diversidad de procesos geomorfológicos. El establecimiento de los principales sistemas morfodinámicos y de transferencia de materia y energía en el macizo: periglaciario, nivoperiglaciario, nival, forestal y fluviotorrencial; tiene importancia no sólo desde el punto de vista morfológico, sino también funcional, pues interfieren y condicionan en buena medida la dinámica hidrológica de las laderas, los procesos de edafogénesis, o la distribución y características fisiológicas de la cubierta vegetal, constituyendo así, uno de los elementos esenciales en la dinámica del paisaje.

En la montaña media los procesos asociados al frío y la nieve pierden efectividad, y la dinámica geomorfológica está controlada fundamentalmente por la escorrentía superficial y una activa dinámica de laderas asociada a las fuertes

pendientes existentes. La alta montaña se extiende por encima de los 1.800 m. Se caracteriza por una morfodinámica nivoperiglaciaria, con unas condiciones estrictamente periglaciares restringidas a la parte alta (por encima de 2.200 m); todo ello en interacción con la karstificación y una capax dinámica de laderas favorecida por los fuertes desniveles existentes. Su situación en el umbral altitudinal límite, le convierte en un medio sometido a una gran diversidad de procesos morfogenéticos. Intervienen al menos 16 procesos relacionados con la gravedad, la nivación, los cambios de estado del agua y la reología de cuerpos helados o saturados.

La organización y dinámica de las formas periglaciares están controladas por factores tales como la altitud y sus implicaciones morfo/bioclimáticas, la topografía (pendientes, exposición, orientación), las propias características litológicas del sustrato, tanto por su influencia en las propiedades químicas del suelo, como en su permeabilidad y la disponibilidad de agua en superficie, el régimen térmico del suelo, o la duración y distribución de la cubierta nival. El resultado es un abanico de formas simples, complejas y asociaciones de formas que configuran un medio de montaña muy variado, dinámico y organizado altitudinalmente. Dentro del piso periglaciario se diferencian dos subpisos:

- *Subpiso periglaciario inferior o nivoperiglaciario (entre 1.800 y 2.200 m):* dominan los procesos de nivación, solifluxión y en general procesos asociados a los ciclos de hielo/deshielo. Sobre los afloramientos de roca caliza, predomina la gelifración y los procesos nivokársticos.
- *Subpiso periglaciario superior o crionival (por encima de 2.200 m):* en estrecha relación con el piso inferior a través de un activo sistema de transferencia de materia y energía, ya sea en forma de caída de derrubios, aludes, flujos de derrubios, etc. El descenso térmico con la altitud favorece el desarrollo de procesos criogénicos como crioturbación y gelifluxión y sus formas asociadas; aunque, como se ha destacado, sin unas condiciones térmicas suficientemente rigurosas para el desarrollo de un permafrost continuo o discontinuo. Los procesos periglaciares más intensos se dan

sobre el manto de derrubios que cubre los heleros heredados de la Pequeña Edad del Hielo, lo que podría indicar la existencia de un permafrost de tipo esporádico y semitemplado.

- La valoración y evaluación del patrimonio geomorfológico en el paisaje de montaña

En la actualidad, como parte de un espacio natural protegido (Parque Nacional de los Picos de Europa), el área de estudio es uno de los macizos de alta montaña más visitados de España. Se ha convertido en un destino turístico fundamentado en sus singulares valores naturales, especialmente paisajísticos.

Por su significación paisajística, en el área de estudio los aspectos geomorfológicos presentan un papel crucial, de ahí la atención prestada a la valoración y evaluación de los *Lugares de Interés Geomorfológico (L.I.G.)*, considerado como parte integrante del paisaje de la montaña.

El inventario y evaluación de los Lugares de Interés Geomorfológico en el área de estudio ha permitido establecer 22 L.I.G. La metodología utilizada se fundamenta en la consideración de tres aspectos: 1º) *valores intrínsecos o científicos*, 2º) *valores añadidos o culturales* y 3º) *valores de usos y gestión*. Esto ha permitido conocer las características geomorfológicas de cada L.I.G., valorar otros aspectos complementarios (socioculturales), y estimar sus problemas y potencialidades desde el punto de vista de su uso y gestión dentro del espacio natural protegido en el que se insertan.

Una valoración global y comparada permite diferenciar tres grandes grupos de L.I.G.'s: siete de ellos sobresalientes por sus valores globales- nº 6, 5, 9, 8, 1, 13 y 7 por este orden de valoración-, 11 con valores medios –nº 15, 14, 16, 2, 10, 12, 17, 11, 3, 4 y 18- y 4 de menor interés por su especialización temática (cavidades) e inaccesibilidad - nº 20, 19, 21 y 22- .

El 82% de los L.I.G. analizados presentan unos valores intrínsecos altos o medios, lo que muestra el alto valor natural del área de estudio, desde un punto de vista geomorfológico. Además, 7 de los L.I.G. poseen valores añadidos altos, ya sea por cuestiones: científicas, educativas, culturales o históricas, a lo que se añade un fuerte contenido paisajístico y estético que ha favorecido que estos L.I.G.s sean generadores de cultura de montaña, "sentimiento de montaña" plasmado en dos vías principales: científica y artística: literatura, pintura, historia, etc; dentro de los cuales, el Naranjo de Bulnes o la Garganta del Cares, junto con otros muchos como los puertos de Áliva son LIGs con un alto valor añadido, cada uno de los cuales, con contenidos y significados específicos.

Desde el punto de vista de los valores de uso y gestión, el 91% de los L.I.G.s presentan unos valores altos, lo que da muestra del carácter patrimonial del área de estudio, y su potencial como recurso, no sólo con una orientación turística, sino que también la educativa y divulgativa pueden ser vías paralelas y alternativas en algunos casos. A su vez, es necesario atender los impactos existentes que se concentran especialmente en torno a los destinos turísticos e itinerarios más frecuentados. La regulación del tráfico rodado y la intensidad de uso y frecuentación de algunos sectores por los visitantes son algunas de las medidas que deberían ser atendidas en la gestión del Parque Nacional; todo ello con el fin de alcanzar un desarrollo sostenible del territorio, siempre a favor de la conservación y preservación de los valores naturales de los Picos de Europa.

- La organización altitudinal del paisaje de la montaña: los pisos geoecológicos.

Los Picos de Europa en general, y su macizo central en particular, son unas montañas difíciles de abordar con las piernas, pero también con el intelecto. Su abrupto relieve determina un paisaje de montaña complejo y heterogéneo, que en ocasiones conecta desde las cumbres hasta el fondo de las gargantas a través de

empinadas laderas y paredones verticales. El modelo se complica, la excepción, en ocasiones, se hace regla, de modo que la diferenciación entre la alta y media montaña 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.

Desde un enfoque geocológico, el macizo es considerado como un sistema organizado altitudinalmente en pisos. Los cambios morfo/bioclimáticos derivados de la altitud crean un escalonamiento paisajístico, de forma que cada banda altitudinal se presente 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.

Los grandes desniveles existentes entre el fondo de los valles, que bajan incluso hasta los 300 m, y la zona de cumbres, por encima de los 2.600 m, implica notables diferencias climáticas, cada vez más rigurosas a medida que ascendemos. Se ha mostrado como diversos umbrales morfo/bioclimáticos se establecen a distintas cotas, muchas veces estrechamente relacionados entre sí. El frío y la nieve van adquiriendo cada vez más importancia a medida que ascendemos en altura. Superado un límite, en torno a 1.500-1.600 m, la duración del período vegetativo y la integral térmica son insuficientes para el desarrollo de las masas forestales cerradas (hayedos), las formaciones se abren progresivamente, los individuos aparecen aislados, incluso deformados y reducidos en su porte, hasta dar paso ya al dominio de las comunidades herbáceas supraforestales, que tapizan amplias laderas afectadas ya por procesos nivoperiglaciares.

Las grandes formas de modelado heredadas resultan fundamentales para entender las diferencias dinámicas y los resultados morfológicos postglaciares (periglacial, nival, karstificación, torrencial, dinámica de laderas, etc.). La heterogeneidad topogeomorfológica de la montaña ha controlado en buena medida la distribución y dinámica de la cubierta vegetal, así como los usos realizados

por las comunidades montaÑesas. En efecto, las limitaciones y potencialidades de un medio natural riguroso, heterogéneo, inestable y frágil, muy dinámico y cambiante, ha condicionado también un escalonamiento de las actividades humanas, tanto en lo que se refiere al sistema de aprovechamiento tradicional, bien adaptado al escalonamiento de los recursos y la estacionalidad, como en lo que respecta a los nuevos usos turísticos actuales, que han supuesto un cambio en el tipo e intensidad de uso en cada franja altitudinal, introduciendo en algunos casos puntuales, una mayor presión en la parte alta de la montaña, en medios muy inestables y frágiles.

De esta forma, los criterios básicos utilizados en este trabajo para la determinación de los diferentes pisos geoecológicos que componen el paisaje del macizo son: la altitud y sus implicaciones morfo/bioclimáticas, el modelado (a diferentes escalas), la dinámica geomorfológica, así como las variaciones observables en la fisonomía de la cubierta vegetal, y el tipo e intensidad de usos y aprovechamientos humanos. El modo en que todos ellos se relacionan e interaccionan, y su plasmación morfológica y funcional, permite realizar, por abstracción, la diferenciación entre la alta montaña y la montaña media.

A partir de los criterios mencionados, se establece 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.

- La *Alta Montaña* (por encima de 1.800 m), dividida a su vez en dos pisos geoecológicos:

a) *Alta Montaña Rocosa* (por encima de 2.200 m): El piso superior de la alta montaña representa la franja altitudinal de la montaña verdaderamente natural, donde la intervención e impronta paisajística humana es prácticamente nula. Es el dominio de los elementos abióticos, de las grandes crestas y paredes de roca desnuda. Desde el punto de vista morfodinámico, coincide con el subpiso periglaciario superior o crionival, cuyo límite inferior está determinado por varios indicadores morfoclimáticos y morfodinámicos, como el límite inferior de los suelos ordenados activos (crioturbación)

a 2.200 m, y el límite inferior de los heleros (PEH) y neveros permanentes (2.200-2.300 m). Las condiciones climáticas y los procesos geomorfológicos asociados al hielo y la nieve caracterizan el sistema geoecológico de la alta montaña rocosa, lo que condiciona la existencia de una cubierta vegetal representada por comunidades herbáceas con escaso grado de recubrimiento (pastizales discontinuos de *Elyna myosuroides*, *Festuca ssp.*).

b) *Alta Montaña con pastos supraforestales (entre 1.800 y 2.200 m)*: Se extiende entre el límite inferior de los procesos y formas nivoperiglaciares activos (1.800 m), y el límite inferior de la alta montaña rocosa, que coincide con el límite superior de la pradera alpina continua (2.200 m aprox.). Desde el punto de vista morfodinámico coincide con el subpiso periglacial inferior o nivoperiglacial. Los cambios morfoclimáticos y sus repercusiones geoecológicas se revelan básicos para establecer el escalonamiento natural del cinturón de alta montaña. La nieve es un factor determinante. El empapamiento y saturación por fusión nival provoca movimientos en masa lentos entre los que la solifluxión es el más característico. La cubierta vegetal se caracteriza por el predominio de comunidades herbáceas que presentan una mayor densidad y continuidad que en el piso superior, pastos supraforestales naturales en la parte superior, inducidos por el hombre en la inferior, así como comunidades de porte subarborescente diseminadas. La significación paisajística de las actividades humanas ha sido y es notable. En esta franja altitudinal se superponen el aprovechamiento y expansión de los pastos supraforestales como recurso agroecológico, las huellas de la actividad minera y las infraestructuras turísticas de altura.

- *Franja de Transición Geoecológica (entre 1.400/1.600 y 1.800 m)*: El paso de la alta montaña a la montaña media se produce a través de una franja de transición geoecológica que 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 con ello, un cambio en el grado de protección de la superficie del suelo por parte de la cubierta vegetal, lo que supone una modificación de la

interacción entre ambos factores. Este hecho supone un cambio general en la dominancia y significación paisajística de los componentes del medio montano, y en definitiva, un cambio paisajístico, tanto desde el punto de vista morfológico, como funcional. El límite superior del bosque antrópico se sitúa a 1.400/1.500, mientras que el límite superior del bosque natural (bioclimático) se ha establecido a 1.600 m. El límite superior del arbolado disperso asciende al menos hasta los 1.650 m. Esta franja ha sido muy alterada por los usos y aprovechamientos humanos que han sustituido la vegetación natural del ecotono del límite superior del bosque para la ampliación de pastos. Sin embargo, en la actualidad, como consecuencia del abandono o descenso en las prácticas pastoriles, muchas zonas de pasto están siendo recolonizadas por formaciones de matorral compuestas por comunidades de sustitución. También es destacable la dinámica progresiva detectada en el borde superior de algunos bosques y el crecimiento de arbolado disperso.

- *La Montaña Media (por debajo de 1.400/1.600 m)*, dentro de la cual se distinguen dos pisos geoecológicos:

c) *Montaña Media Forestal (entre 600/800 y 1.400/1.600 m)*: Esta franja se extiende por debajo del límite superior del bosque (1.400/1.600 m). Las temperaturas medias anuales oscilan 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. Desde el punto de vista morfoclimático, los procesos asociados al frío y la nieve pierden su efectividad. La dinámica geomorfológica está controlada fundamentalmente por la esorrentía superficial y una activa dinámica de laderas asociada a las fuertes pendientes existentes. La suavización de las condiciones climáticas supone un aumento de la duración del período vegetativo de las plantas (a 1.500 m un P.A.V. de 6 meses y P.A.F. de 3 meses). Estas condiciones bioclimáticas favorecen el desarrollo de los bosques en las laderas. El cambio fisonómico de la cubierta vegetal a formaciones arbóreas, junto a los cambios morfoclimáticos y morfodinámicos con los que está estrechamente relacionado, son los elementos diferenciales básicos de este piso geoecológico.

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. El hayedo, en algunos casos en combinación con otras especies termófilas (Ej: robles), es la única formación forestal del piso montano en el área de estudio. Unas condiciones climáticas de marcada influencia oceánica, y la ausencia de coníferas en la parte superior, contribuyen a 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. El macizo posee un cinturón forestal muy fragmentado y discontinuo, con límites muy variables e imprecisos, derivado tanto de las condiciones naturales del medio, como de las alteraciones humanas. En efecto, junto a las limitaciones impuestas por un abrupto relieve, la fragmentación del cinturón forestal en el macizo se debe al aclarado para la ampliación de los pastos. Sin embargo, en la actualidad, el descenso de la intensidad de uso pastoril está favoreciendo una dinámica progresiva en buena parte de los bosques del macizo.

d) *Laderas bajas y fondos de valle. Montaña media muy antropizada (por debajo de 600/800 m)*: Esta es la franja altitudinal donde la intensidad de las alteraciones antrópicas y su impronta paisajística, especialmente la modificación del paisaje vegetal, son mayores. El descenso de la altitud, trae consigo una variación de las condiciones climáticas, que hace que los procesos asociados al frío y la nieve hayan perdido entidad, siendo el agua y los procesos de ladera asociados a las fuertes pendientes, los principales responsables de la dinámica geomorfológica de la parte inferior de la montaña. Sin embargo, la compleja morfografía del macizo obliga a realizar una distinción entre los valles más amplios de la zona este y sur, y las gargantas que delimitan el macizo por su parte oeste, norte y noreste, pues cada sector muestra una configuración paisajística distinta.

Un ensayo en el que se trata de sintetizar la organización altitudinal del paisaje del macizo, debe contemplar las singularidades del mismo. Así pues, en algunos

sectores como las gargantas, la parte baja de la montaña no tiene porque entrañar una disminución de las pendientes y de la significación paisajística de los aspectos geomorfológicos. Allí, el relieve sigue siendo la esencia del paisaje del macizo, un paisaje esencialmente geomorfológico.

Por ello, terminamos concluyendo que, tal vez, tanto como desde lo alto de sus más esbeltas cumbres, la esencia del paisaje del macizo, la verticalidad del relieve de este formidable peñasco calcáreo, se aprecia y percibe desde lo más profundo de sus gargantas. Si las primeras –las cumbres– encuentran comparación con otras áreas de montaña, las segundas –las gargantas–, y especialmente, la combinación de ambas, le concede su carácter singular, dentro de la montaña atlántica europea, y a la vez, representativo del paisaje de estas originales montañas que son los Picos de Europa.

* * *

CONCLUSIONS

- The main landforms and their landscape significance.

The abrupt and vertical relief of the Picos de Europa is due to its original geological and morphostructural characteristics. In addition, the potential for fluvial and torrential erosion, the Quaternary glaciers, the ever-present karst processes, and an active periglacial morphodynamic in the high mountains are outstanding. Relief is articulated by a succession of morphostructures aligned from north to south, with hogbacks facing north and fronts towards the south. The limestones of Picos de Europa link with sandstones, shales and quartzitic conglomerate to the south from the geological region of Pisuerga Carrión (valley of Valdeón and the upper part of the valleys of Liébana and Sajambre) and the geological region of the Ponga (valley of Sajambre). The lithological changes provide a topographical and morphological contrast between the surrounding valleys and the calcareous massif. The current configuration of the relief of the Picos de Europa responds to a great extent to the work performed by Quaternary glaciations. The massif was covered by a thick layer of ice that carved out the largest cirques and depressions during the Last Glacial Maximum. The print of the Pleistocene glaciers are still clear and widespread: glacial cirques, large glacial trough, till and moraines, overdeepened basin, which modify pre-existing karstic landforms and are re-modelled by karstic processes.

Relief is the main element of the natural landscape of this mountainous region, to the extent of defining it as a fundamentally geomorphological landscape.

The upper part of the massif is characterized by the dominance of the large glacial or glaciokarstic erosion landforms. The accumulation forms present are of a lesser landscape nature and are within the general erosive landform. The glacial cirques, deep glaciokarstic depressions and the glacier rock bars separating them characterize and articulate the landscape of the upper part of the mountain. The lower

area of the mountain gives way to more or less broad valleys and more or less marked glacier valleys of clear structural control, which connect with the sides and bottoms of the valleys, where larger complex moraines are located. But the fluviokarstic gorges of the W, NW and NE area remain deglaciated, and their landforms respond to the fluviokarstic incision. If, from the landform point of view, the glacial accumulation forms are of lesser importance, from the landscape viewpoint they have a close relationship and in many cases are the key to explaining the soil distribution, the phytosony of the vegetation and the human uses of some places, which make up landscape units with their own character.

The landform differences and their landscape significance permit an initial general distinction between the upper and lower parts of the mountain.

- Reconstruction of glacial evolution and paleoenvironmental approximation.

During the Pleistocene, a good part of the massif was covered by ice, with the exception of the Cares and Dije gorges, which delimit the massif to the W, N and NE, the sierras of the northern part (Amuesa and Peña Maín), the bottom of the valley of Valdeón in the SW area, as well as the main summits and crests. The glacial forms inherited have permitted the reconstruction of a total glaciated surface of a little over 6.800 ha.

There are five distinct morphogenetic phases in the central massif of the Picos de Europa. The first three, by correlation with the Pyrenees, would belong chronologically to the Last Glacial Maximum (L.G.M.):

- *Pleniglacial Maximum* (less than 90.000 years B.P.): represents the maximum extension of the glaciers in the massif, but the poor state of conservation of their traces appears to denote the short duration of this phase.
- *Pleniglacial stable* (between 40.000-18.000 years B.P.): marks a phase of retreat and later stabilization over a long period of time, during which the existence of smaller

fluctuations is observed. Both the erosion and the accumulation landforms are evidence of an important morphogenetic phase, which was responsible for the construction of the main landforms of the massif. From paleo-M.E.L.A.s, mean annual temperatures 7°C lower than those of the present day have been calculated. The altitude of the E.L.A. has been calculated at around 1 600 m.

- *Finiglacial retreat Phase* (between 20.000-15.000 years B.P.), is made up of the internal moraines of the main frontal morrainic complexes. Its presence marks the last period of equilibrium prior to the general deglaciation of the valleys to the foot of the main crests and cirques.

- *Lateglacial Phase* (between 14.000 and 10.000 years B.P.): Glaciation is limited to the highest cirques. Several well preserved morrainic complexes have been found which may reveal the existence of two periods within the Lateglacial advance: one of maximum extension (Lateglacial I) and another of stabilization in the retreat (Lateglacial II). The E.L.A. for this phase is calculated at 2.190 m, which involves an increase in mean temperatures of 3,5°C with respect to the L.G.M.

- *Little Ice Age glacier advance* (16th century - middle of the 19th century): this historical glacier phase is characterised by the presence of three very small glaciers located in the highest north-facing glacial cirques. All glaciers are north-facing, the orientation most favourable to snow accumulation as a result of the dominant W, NW and N wet fronts and protection from direct solar radiation. Morphological analysis of glacier cirques revealed the low erosive competence and the previous topographic adjustment due to the short period and low magnitude of glaciation. Their minimum response capacity to minor glacial fluctuations is due to their situation at the glaciation limit (300 m below the regional M.E.L.A., calculated at 2 600 m.). In all areas analysed there is one frontal moraine, probably built during the colder period of the Little Ice Age. In some cases the moraines show signs of having been reworked by minor fluctuations. These implied a small increase in volume but not in the surface area of this small glacier. For the moment a precise chronology of the historical glacier advance

cannot be established as there are no absolute dates. Nevertheless, historical sources confirm the existence of small glaciers in these places, which were still in contact with their moraines in the mid-nineteenth century. Complete deglaciation took place over seventy years, from the middle of the nineteenth century to the third decade of the twentieth. If we take into account the ascent of the climatic regional M.E.L.A., we estimate an increase in annual medium temperatures of around 1°C over the last 150 years.

The response of these very small glaciers to the climate changes of the last 150 years have meant the deglaciation of the massif, with important differences in melt speed of ice bodies according to the topographic character of glacial cirques. These have turned into debris-covered ice patches. Nowadays, there are no glaciers in Picos de Europa. Therefore, the central massif of the Picos de Europa constitutes a deglaciated high mountain massif.

- The actual morphodynamic and its effects on the landscape.

The difference of over 2300 m in altitude between the bottom of the valleys and the area of summits gives rise to altitudinal stages in processes and landforms, deriving from the morphoclimatic variations that take place at high altitudes. This means it is a heterogeneous and highly dynamic environment.

The altitudinal organization of the massif is subject to constant variations in response to climatic changes. Given that a progressive rise in temperatures has been recorded since the end of the Late Pleistocene, the evolution of the processes and associated landforms responds to this rising sequence of the cold morphoclimatic belts.

The postglacial morphogenetic sequence was accompanied by a change in the vegetal landscape. The climate during the Holocene favoured the expansion of forests in the lower and middle part of the massif and the incursion of cold environment species in the middle and upper area. The rise of cold morphoclimatic belts meant that

the processes associated with ice and snow gradually ceased to function in the bottoms of the valleys. This favoured the phytostabilization of the slopes. But the interaction between the geomorphology and the vegetation cover was later altered by human intervention in the mountain.

In the last 5000 years B.P. at the least humans have been gradually modifying the natural vegetation cover. The interventions made have, in many cases, become more intense than the changes deriving from strictly natural processes. This has led to a modification in the relationship and interaction between the elements making up the environment. Together with the natural subalpine pastures, the timberline ecotone has been the most advantageous place for the development of pasturing and thus the first places susceptible to modification by man. This fact led to the initiation/expansion (decline of nivoperiglacial processes), reactivation/acceleration of processes such as solifluction, as well as the reactivation of relic landforms in unstable conditions (e.g. the fall in phytostabilization on debris slopes, induced slipping).

The climatic particularities of the massif derive initially from its volume and altitude, with peaks of around 2700 m, and from its geographical location. Its proximity to the Cantabrian Sea only 20 km away defines it as an oceanic high mountain massif with wet winters. Its climate is characterized by temperatures that do not reach such extremes as those of other Spanish high mountain areas of greater altitude, and the distribution of snow in time and space, highly abundant, but unstable (wet snow), is a fundamental geoecological factor in the massif. The distribution and dynamic of the snow covering depends on factors such as altitude, topography, orientation, exposure and wind redistribution processes. At 1500 m the duration of the snow cover is 6/7 months, whereas at over 2000 m a duration of around 8 months is estimated, though this is highly variable depending on the factors previously described. The duration and distribution of the snow cover dictates the seasonal variations of the meteorization (thermal regulation of the freeze/thaw cycles on the ground), the availability of water on the slopes and sediment transport.

Regarding the thermal regime of the ground, quite moderate absolute temperatures have been recorded (-4,09°C at 2 510 m) and a scarce number of freeze/thaw cycles (13 cycles f/th at 2 325 m), concentrated in autumn and at the end of spring, before the stabilization of the snow cover and its thaw respectively, although the instability of the snow layer means that thawing can also occur in mid-winter. At 2325 m the ground remains below 0°C between six (2003/2004) and 8.5 months (2004/2005). Nevertheless, it must be mentioned that the negative temperatures recorded are very close to 0°C, which may mask possible thawing and refreezing at the base of the snow cover affecting the ground closest to the surface, with geomorphological and geoecological implications of great interest.

Concerning the factor of altitude, for the moment thermal conditions favourable to the existence of continuous or discontinuous permafrost in the massif have not been recorded. This fact must be checked against new measurements at the sites with the most favourable topoclimatical conditions. In this sense, although there are no thermal records to testify to the existence of permafrost, the preservation of ice patches in the glaciated cirques during the Little Ice Age and the observation of periglacial landforms on the debris cover, considered to be indicative of permafrost (frost mounds), show that the mean annual temperature there is around 0°C, or at least, that its low rate of solar radiation compensates for it. This prevents us from ruling out the possibility that there is sporadic and semi-temperate mountain permafrost, associated with the debris cover under which the ice patches are buried.

On a theoretical level, and from the case studied, there is a need to describe the mountain permafrost from the genetic point of view. Beyond the strictly thermal definition, with its types: *cold*, *temperate* and *semi-temperate*, and its typology as a function of spatial distribution: *continuous*, *discontinuous* or *sporadic*, it is necessary to distinguish types of mountain permafrost according to their origin. It is not the same, nor does it have the same environmental significance, to deal with a permafrost deriving from external environmental conditions (e.g. high altitude and low air temperatures, the

influence of topoclimatic factors on the rate of solar radiation, etc.), or a permafrost deriving from the cold wave emanating from a buried ice patch.

The environmental heterogeneity of the massif favours the existence of a great diversity of geomorphological processes. In the middle mountain the geomorphological dynamic is determined fundamentally by the fluvial dynamic and an active dynamic of slopes associated with the abrupt relief. The high mountain extends beyond 1800 m, and is characterized by a nivoperiglacial morphodynamic, with strictly periglacial conditions restricted to the upper part (over 2200 m), all interacting with the karstification and a capable slope dynamic.

The organization and dynamic of the periglacial landforms are determined by factors such as altitude and its morpho/bioclimatic implications, the topography (sloping, exposure, orientation), lithology, the thermal regime of the ground, or the duration and distribution of the snow cover. The result is a highly varied, dynamic and altitudinally organized mountain environment. Within the periglacial belt two sub-belts are differentiated:

- *The lower periglacial sub-belt or nivoperiglacial sub-belt (between 1800 and 2200 m):* Solifluction and nivation processes predominate together with processes in general associated with the freeze/thaw cycles. Over the substrate, gelifraction and nival karstification are dominant. The distribution of processes and landforms is controlled by local factors such as microtopography, substrate, aspect, wind exposure, vegetation, snow cover and soil moisture.
- *The upper periglacial sub-belt or crionival sub-belt (over 2200 m):* In close relation to the lower belt through an active system of transference of material and energy, either in the form of the fall of debris, avalanches, debris flows, etc. The fall in temperature with altitude favours the development of criogenic processes such as crioturbation and gelifluction and associated forms, although as has been pointed out, in the absence of sufficiently rigorous thermal conditions for the development of continuous or discontinuous permafrost. The most intense periglacial processes are

found over the debris covering the ice patches inherited from the Little Ice Age, which may indicate the existence of sporadic and semi-temperate permafrost.

- Assessment of geomorphological heritage in the mountain landscape.

A total of twenty-two geomorphosites were identified in the central massif of the Picos de Europa, including singular elements (3), representative elements (3), singular places (3) and representative places (13). The methodology applied to the study area is based on the geomorphological cartography, a basic tool for the inventory of all the forms and processes present in the study area and its spatial relationships. The map permits the selection of individual or representative elements to be submitted to as objective an assessment as possible. Once an inventory has been made of the geomorphosites in the study area, the intrinsic values of each element or shape are assessed together with their added values regardless of their geomorphological value, environmental and cultural (historical, landscape, educational, touristic) and finally, the values of use and management, which indicate the potential value of the geomorphosite.

Geomorphosites of medium intrinsic value predominate, with six of high value – nº 5, 6, 7, 8, 9 and 13 - and four of low value. Geomorphosites with high and medium intrinsic values represent 82% of the total, while there were only five with low values (22%), which shows the natural value on a regional (Cantabrian Range) and national scale of the central massif of the Picos de Europa from a geomorphological point of view.

Concerning added values, those of low value are predominant (15) against only four of high value – nº 1, 5, 6 and 12. Being a high mountain area its level of occupation is scarce, and so human use and added value of the geomorphosites of the Picos de Europa are consequently low. The dominance of the natural landscape, the inaccessibility and low historical human occupation of the high mountain

geomorphosites mean that their cultural content is also low. Nevertheless, in terms of their natural values, some have high added values deriving from their scientific, educational, cultural or historical potential, to which is added the strong landscape and aesthetic content. These factors favour the presence of a mountain culture, "mountain sentiment", which is materialised in scientific, artistic (literature, painting, historical) and sporting aspects.

As for its values of use and management, the percentage with a high value is outstanding (14 in total, making up 91%) – nº 2, 3, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 15, 17 and 19 - while six are of medium value and only two are low in value in use and management. This fact shows the potential of the natural protected area as a resource, although we must take into account inaccessibility as an insurmountable barrier to the use of some of them. Their potential and orientation do not need to be understood simply for tourism, but also the purposes of education and publications may be parallel and alternative uses in some cases. The high pressure contrasts with the low potential for use of the most frequented areas (Vega de Urriellu, Cares) and little pressure on the geomorphosites is generally observed. This pressure mainly consists of the excessive numbers of visitors (excursions and SUV vehicles) in fringe areas (Áliva, Lloroza, Vega de Urriellu), against the high potential for use of the remainder, which is in all cases limited by inaccessibility. The existing impacts must be attended too. These are many and are concentrated around the most visited tourist destinations and itineraries. The poor accessibility of some of the geomorphosites of high value may aid in the task of their conservation, but the most accessible must be carefully managed if irreversible impacts are to be avoided.

Regarding the relationships among the three assessment parameters, four large groups of geomorphosites are observed, while a final overall assessment shows three groups of geomorphosites, seven of which stand out for their overall values, which are, in descending order of value - nº 6, 5, 9, 8, 1, 13 and 7 -, eleven have medium values – nº 15, 14, 16, 2, 10, 12, 17, 11, 3, 4 and 18 - and four of less interest due to their thematic

specialization (cavities) and inaccessibility, nº 20, 19, 21 and 22. All the geomorphosites in the massif have a high landscape and ecological value.

The method adopted for the analysis and assessment of geomorphosites permits the establishment of intrinsic, added and usage values of each geomorphosite selected, as well as describing how to make a comparative assessment of the geomorphosites of the natural protected area. Its usefulness for the evaluation, assessment, and above all as a management tool, is clear.

- *The altitudinal organization of the mountain landscape: the geoecological belts.*

This study applies the theoretical basis of mountain geoecology to establish the altitudinal organization of the mountain landscape. The massif is considered to be a system altitudinally organized in belts, as result of the morpho/bioclimatic changes deriving from altitude. Each altitudinal belt presents as the morphological and functional result of the interrelation and interaction of the different components of the landscape, in response to the specific environmental conditions of each belt.

It has been shown how diverse morpho/bioclimatic limits are established at different altitudes, often in close relation. The ice and the snow acquire increasing importance as we go up in height. Surpassing a limit at around 1500-1600 m, the duration of the vegetative period is insufficient for the development of the forest (*Fagus sylvatica*). The vegetation opens up gradually, trees appear in isolation, even deformed and reduced, before passing to the predominance of the subalpine and alpine pastures, which cover wide slopes now affected by nival and periglacial processes.

The basic criteria used in this work for the determination of the different geoecological belts that make up the landscape of the massif are: altitude and its morpho/bioclimatic implications, landforms, the geomorphological dynamic, the phytosony of the vegetation and the type and intensity of human uses. The way in which all of these are related and interact, and their morphological and functional

embodiment, permit us, albeit by abstraction, to distinguish between the high mountain and the middle mountain.

Two geoecological belts of high mountain and two of the middle mountain are distinguished, connected by a geoecological transition (ecotone):

- The high mountain (*over 1800 m*), divided in turn into two geoecological belts:

a) *Rocky high mountain (over 2200 m)*: The upper belt of the high mountain represents the truly natural altitudinal strip of the mountain, where the human intervention on landscape is practically inexistent. It is the domain of abiotic elements. From the morphodynamic point of view it coincides with the upper periglacial sub-belt or crionival sub-belt, whose lower limit is determined by various morphoclimatic and morphodynamic indicators, such as the lower limit of the active patterned grounds (crioturbation) at 2200 m, and the lower limit of the ice patches (PEH) and permanent snow patches (2200-2300 m). The periglacial morphodynamic characterize the geoecological system of the rocky high mountain, which determines the existence of alpine fell-field vegetation with an open and fragmentary character (*Elyna myosuroides*, *Festuca ssp.*).

b) *Upper forest high mountain belt (between 1800 and 2200 m)*: This extends from the lower limit of the active nivoperiglacial processes and landforms (1800 m) and the lower limit of the rocky high mountain, which coincides with the upper limit of the continuous alpine meadow vegetation (2200 m). From the morphodynamic point of view it coincides with the lower periglacial or nivoperiglacial sub-belt. The morphoclimatic changes and their geoecological repercussions are basic to the establishment of the natural organization of the upper forest high mountain belt. Snow is a determinant factor. Solifluction and nivation processes are the most characteristic. The subalpine and alpine meadow vegetation has a greater density and continuity than on the upper high mountain belt. There are natural upper forest pastures in the upper part, brought about by man in the lower part, together with disperse arbustive communities (*Juniperus comunis ssp. Nana*, *Juniperus Sabina*, *Arctostaphilus uva-ursa*, *Calluna*

vulgaris). The landscape importance of human activities has been and still is considerable. This belt is used as an agroecological resource (pastures), and there are tourist infrastructures as well as traces of high mountain mining.

- *Geoecological Transition HM/MM (between 1400/1600 and 1800 m)*: The pass from the high mountain to the middle mountain occurs through a geoecological transition that not only involves changes from the climatic and morphodynamic point of view, but also in the extent of coverage and phytosony of the vegetation, and with it a change in the degree of protection of the surface of the ground by the vegetation, which involves a modification of the interaction between both factors. The *anthropic timberline (economic)* comes at 1400/1500 m, whereas *the natural timberline (bioclimatic)* has been established at 1600 m. The treeline ascends to at least 1650 m. This strip has been greatly altered by human uses, which have led to the substitution of the natural vegetation of the timberline ecotone in order to extend pastures. Nevertheless, as a consequence of the abandonment or decline of pastoral usage many pastoral areas are now being recolonized by arbustive formations composed of substituting communities. Also noteworthy is the progressive dynamic detected in the upper limit of some forests and the growth of disperse trees.

- *The Middle Mountain (below 1400/1600 m)*, within which two geoecological belts are distinguished:

c) *Forest Middle Mountain (between 600/800 and 1400/1600 m)*: Mean annual temperatures vary between +10°C in the lower part and +5°C in the upper. At around 1500 m the duration of the snow cover is 6/7 months. Regarding the morphoclimatic aspect, the processes associated with the ice and the snow lose their effectiveness. The geomorphological dynamic is determined fundamentally by fluvial dynamic and an active dynamic of slopes associated with the abrupt relief. The smoothing of the climatic conditions leads to an increase in the duration of the vegetative period of plants (at 1500 m a V.A.P. of 6 months and F.A.P. of 3 months). These bioclimatic conditions favour the development of forests on the slopes. The phytosonomic change in

the vegetation to forest formations (arboreous vegetation), together with the morphoclimatic and morphodynamic changes it is closely related to, are the basic differential elements of this geocological belt. It represents a change in the relationship and importance of the landscape components, and especially in the interaction between the geomorphological dynamic and vegetation, from both the morphological and the functional points of view. The forests are dominated by *Fagus sylvatica*. Climatic conditions of markedly oceanic influence and the absence of conifers in the upper part contribute to making the altitude of the timberline in the massif comparatively lower than in other European high mountain areas of medium latitude. The massif has a very fragmented and discontinuous forest belt. Its limits are highly variable and imprecise owing to both the natural conditions of the environment and human alterations. In effect, together with the limitations imposed by the abrupt relief, the fragmentation of the forest belt in the massif is due to tree-clearing for the purposes of extending the pastures. Nevertheless, the fall in the intensity of pastoral use is favouring a progressive dynamic in a considerable part of the forests of the massif.

d) *Low slopes and valley bottoms. Middle mountain highly antropized (below 600/800 m)*: This is the altitudinal belt where the intensity of the human alterations and their landscape significance, especially the modification of the vegetal landscape, are greatest. Fluvial erosion and slope processes associated with the abrupt relief are the main aspects responsible for the geomorphological dynamic of the lower part of the mountain. Nevertheless, the complex topography of the massif forces a distinction to be made between the broadest valleys of the eastern and southern area and the gorges that delimit the massif to the west, north and northeast, as each sector presents a different landscape configuration.

Any attempt to synthesize the altitudinal organization of the landscape of the massif must take into account its singularities. In some sectors, such as the gorges, the lower part of the mountain need not involve a reduction in the slopes and the

landscape importance of the geomorphological aspects. Relief is still the essence of the landscape of the massif, an essentially geomorphological landscape.

For this reason, we will finish by concluding that perhaps, from the heights of its most beautiful peaks, the essence of the landscape of the massif, the verticality of the relief of this formidable calcareous massif can be perceived and appreciated from the depths of its gorges. If the former –the peaks– have a comparison with other mountain areas, the latter –the gorges– and especially the combination of the two, provide it with a singular nature within the European Atlantic mountain, and in turn make it representative of the landscape of these original mountains, which are the Picos de Europa.

