

DEFINICION, FUNCIONAMIENTO Y ESTRUCTURACION DE GEOCOMPLEJOS MORFODINAMICOS EN LA ALTA RIBAGORZA ARAGONESA

Javier CHUECA CIA

Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio
Universidad de Zaragoza

Resumen: El presente trabajo intenta definir los diferentes geocomplejos identificados en la Alta Ribagorza aragonesa dentro del ámbito supraforestal. En nuestro estudio, la estructuración en pisos altitudinales se ha establecido tomando como referencia básica elementos geomorfológicos de carácter morfodinámico -pautas de distribución e intensidad de procesos- intentando conjugar propuestas integradoras de tipo geoecológico y sistémico. Además, se efectúa una sucinta sistematización de las características generales de los procesos funcionales en la zona de trabajo, incidiendo principalmente en las interrelaciones desarrolladas entre ellos y en su organización vertical.

Palabras clave: Geocomplejos morfodinámicos, sistematización de procesos, Alta Ribagorza aragonesa.

Abstract: This work attempts to define the different geocomplexes identified in the Aragonese Alta Ribagorza above timberline area. In our study, the organization of altitudinal belts has been established taking basically as reference geomorphological morphodynamic elements -distribution patterns and intensity of processes- trying to combine integrating proposals of geoecological and systemic kind. Besides, a concise systematization of general characteristics of functional processes existing in the work area is done, analysing the interrelationships developed among them and their vertical organization.

Key words: Morphodynamic geocomplexes, processes systematization, Aragonese Alta Ribagorza.

INTRODUCCION

La zona analizada en nuestro estudio se localiza en el extremo nororiental de la provincia de Huesca, en la denominada Alta Ribagorza aragonesa, comprendiendo desde los elevados núcleos montañosos fronterizos de Posets (Posets, 3369 m) y de los Montes Malditos (Aneto, 3404 m), al norte, hasta los macizos menores de Chía (Sierra Vieja, 2517 m) y Turbón (Turbón, 2492 m), al sur. Se enmarca parcialmente en las Hojas del M.T.N. a escala 1:50.000 números 147 (Liena), 148 (Viella), 179 (Bielsa), 180 (Benasque), 212 (Campo) y 213 (El Pont de Suert), ocupando una superficie cercana a los 700 km² (Fig. 1). Como objetivo principal, el trabajo pretende definir de una forma générica los diferentes geocomplejos morfodinámicos identificables en el espacio citado, dentro del ámbito supraforestal; la estructuración en pisos altitudinales se ha establecido tomando como referencia básica elementos geomorfológicos -pautas de distribución e intensidad de procesos- intentando conjugar propuestas integradoras de tipo geocológico y sistémico. Además, se efectúa una sucinta sistematización de las características generales de los procesos funcionales en la zona, incidiendo principalmente en las interrelaciones desarrolladas entre ellos y en su organización vertical.

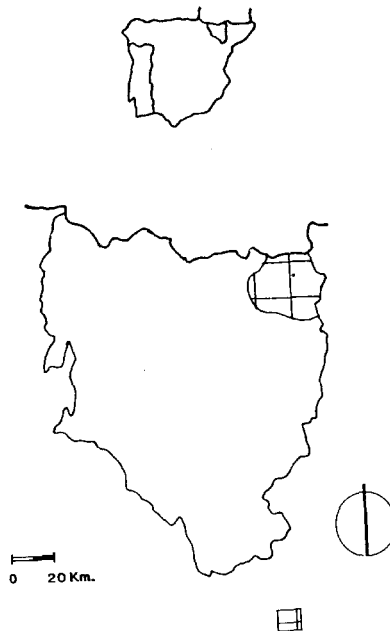


Figura 1.- Localización del área de estudio.

Desde un punto de vista geológico-estructural, el área presenta una relativa complejidad ligada, fundamentalmente, a su particular ubicación espacial. Siguiendo la clásica división estructural de la Cadena Pirenaica, aparece situada a caballo entre la Zona Axial y el sector de Sierras Interiores, abarcando tramos considerables de ambas. Tectónicamente, comprende varias de las Unidades desplazadas de la cobertera sedimentaria [Unidad sudpirenaica central (Seguret, 1972); Unidad de Tremp (o Manto de Cotiella-Montsec) de Garrido, (1973); Zona de escamas de corrimiento del Manto de las Nogueras] y una buena parte del Autóctono axial (García Sansegundo, 1991-1992). La secuencia estratigráfica identificable en este reducido trecho es bastante completa comprendiendo, en un recorrido idealizado de dirección N-S, materiales del Paleozoico, de características pizarro-esquistosas y areniscosas y con abundantes intrusiones granodioríticas post-tectónicas; Mesozoico, con series básicamente calcáreo-dolomíticas y, de forma puntual, yesífero-margosas; y Cenozoico, de litologías fundamentalmente conglomeráticas (Mey, 1968a, b; Wenekers, 1968).

Dentro de este ámbito se conjugan unas variadas condiciones orográficas y ambientales que han contribuido al desarrollo de diversos geocomplejos (entendidos como la combinación espacial de distintos factores de orden abiótico y biótico: relieve, clima, vegetación, suelos, etc.), en los que actúan procesos geomorfológicos con pautas dinámicas bien diferenciadas (definidos en adelante como *geocomplejos morfodinámicos*) (Chueca, 1992). Así, climáticamente, el área de estudio posee unas características peculiares -temperaturas extremadas, abundancia de ciclos de helada-deshielo, superávit hídrico generalizado, presencia estacional de un importante manto nivoso- condicionadas por la existencia de un relieve abrupto y contrastado, propio de un entorno montañoso, generador de un notable gradiente vertical. Bioclimáticamente la zona incluye, en una cliserie altitudinal típica, desde el piso montano, representado por su horizonte inferior con ombroclima húmedo, hasta el piso alpino superior hiperhúmedo, estratos a los que se hallan ligadas diferentes comunidades vegetales. Adoptando una concepción morfodinámica integradora, pueden identificarse en el sector supraforestal cuatro unidades elementales -geocomplejos nival, subnival, alpino y subalpino- de cuyo análisis detallado nos ocuparemos a lo largo de este trabajo.

DEFINICION DE GEOCOMPLEJOS MORFODINAMICOS: ZONACION ALTITUDINAL

El estudio en zonas de montaña, desde puntos de vista integradores, de la estructuración y desarrollo diferenciado que adoptan en altura los diversos procesos morfodinámicos ha sido tema de interés para buen número de autores (*v.* un excelente

resumen de distintas aproximaciones en García Ruiz, 1990 b, o Arnáez, 1990). En el Pirineo español sin embargo, este tipo de trabajos es en extremo reducido, primando hasta la fecha los enfoques estrictamente geomorfológicos sobre los globalizadores. En este sentido, destacan como valiosos antecedentes las obras de óptica geomorfobiológica, inmersas en la filosofía de la Geografía Física global, de Soutadé (1970, 1971, 1973, 1975, 1980), o Gómez Ortiz (1980, 1984 a, b, 1987); o las aportaciones generales, de carácter geoecológico, de Anglada et al. (1980) o Höllerman (1985). Más recientemente, se han hecho esfuerzos para sintetizar los rasgos dinámicos generales de espacios supraforestales en el Pirineo oriental (Gómez Ortiz, 1984 b; Serrat et al., 1984) y central (García Ruiz et al., 1990; Chueca, 1992; Del Barrio, 1992).

En nuestro estudio, la estructuración en pisos altitudinales se ha establecido tomando como referencia básica elementos de carácter geomorfológico morfodinámico -pautas espaciales de distribución e intensidad de procesos-, junto a otro tipo de variables secundarias: relieve-topografía, climatología, vegetación y suelos. Se han intentado conjugar así propuestas integradoras de tipo geoecológico y sistémico (*v.* más adelante el apartado correspondiente al funcionamiento y estructuración de los geocomplejos morfodinámicos del área de trabajo). La subdivisión efectuada se entronca con las aproximaciones clásicas de Löve (1970), Troll (1972, 1973), Barsch y Caine (1984), Chardon (1984, 1989), Höllerman (1985) o Kotarba et al. (1987), aunque adaptándola a las características específicas del marco pirenaico aragonés centro-oriental, habiéndose distinguido la existencia de los siguientes geocomplejos supraforestales, cuya descripción general abordaremos a continuación: a) geocomplejos morfodinámicos nival y subnival; b) geocomplejo morfodinámico alpino; y c) geocomplejo morfodinámico subalpino (Fig. 2). Conviene, a pesar de todo, resaltar de antemano que esta diferenciación básica implica una concepción reductora e idealizada de los intrincados mecanismos de transferencia de materia y energía presentes en la alta montaña, donde es obvio que no existen sistemas totalmente cerrados o procesos estrictamente limitados a un ámbito espacial o altitudinal concreto. Tan sólo como aproximación metodológica e instrumento de trabajo -de extendido uso en la literatura especializada- adquiere una plena validez.

Geocomplejos morfodinámicos nival y subnival

El examen conjunto de los pisos nival y subnival es obligado dado el carácter espacialmente residual que -en la zona de estudio- muestra la acumulación perpetua del manto nivoso (rasgo definitorio básico del geocomplejo morfodinámico nival). Tan sólo en las proximidades de las cuerdas cimeras de los macizos de Posets y de la Maladeta, y en menor medida en los de Perdiguero o Vallibierna, siempre a alturas

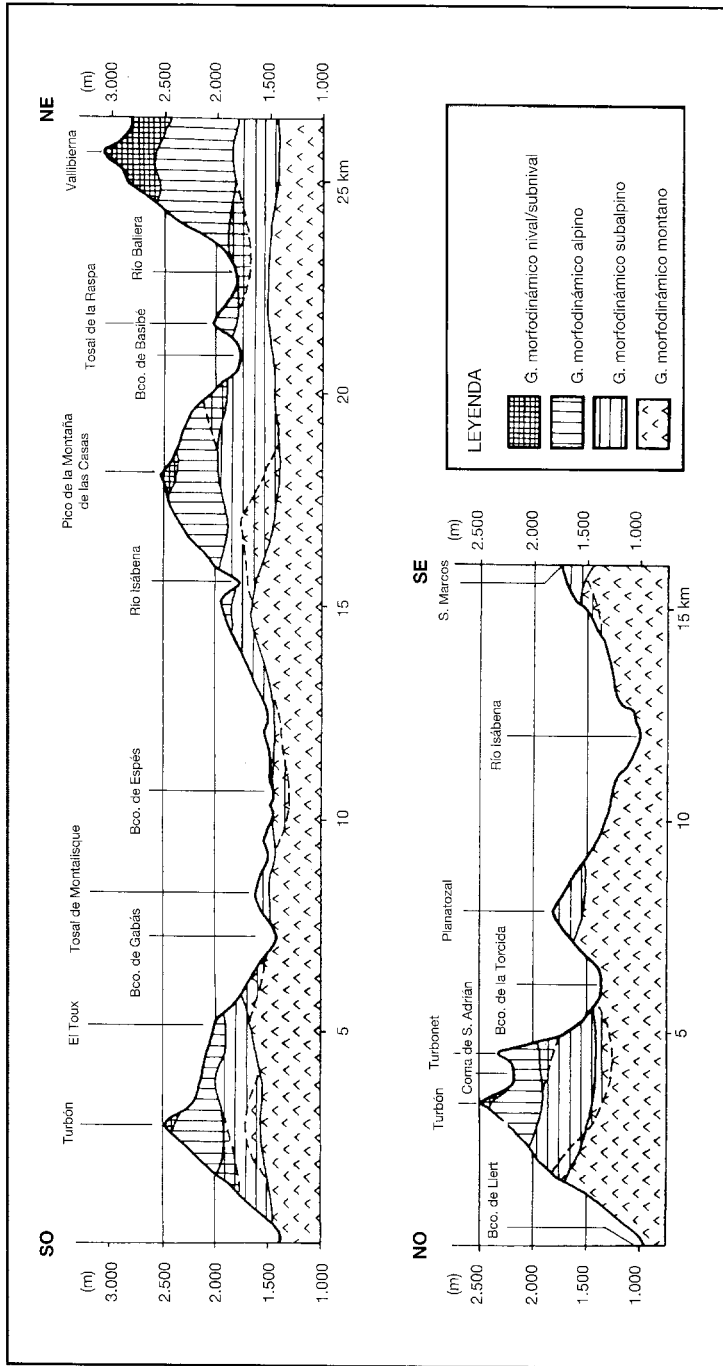


Figura 2.- Perfiles del área de estudio con representación de los diferentes geocomplejos morfodinámicos identificados.

superiores a los 3000-3100 m y en orientaciones favorables, puede hablarse de una auténtica conservación permanente de la nieve (como atestiguan los exigüos restos glaciales acantonados en sus circos) (Foto 1). El geocomplejo subnival, por contra, alcanza una importancia espacial relativamente considerable, comprendiendo las áreas ubicadas por encima de los 2400 m. Es el dominio de las zonas rocosas de cumbres y collados de divisoria, con climas crudos y continentalizados (índice de congelación media anual entre 250°-500°C), extremadamente fríos o muy fríos (TMAA entre < 0°C y 2,5°C) y con abundante cobertera nival, del orden de los 190-200 días al año, presente hasta bien entrada la temporada veraniega. La vegetación se muestra ausente o especialmente adaptada al medio, destacando las formaciones ralas y abiertas de la asociación *Saxifrago iratiana*-*Androsacetum ciliata* sobre los regolitos y entisoles básicos poco evolucionados del tipo cryorthents, y las muy similares de la *Minuartio sedoidis*-*Androsacetum ciliata* en los crypsamments de carácter ácido (Tabla 1).



Foto 1.- Geocomplejos morfodinámicos nival y subnival (Macizo de la Maladeta, vertiente septentrional; 2800-3400 m): restos glaciales muy degradados, cordales cimeros de divisoria de circos y collados de altura cubiertos por mantos de bloques somitales.

Geocomplejo morfodinámico	Morfología-topografía	Mecanismos erosión/transporte	Suelos	Pisos bioclimáticos. Vegetación dominante	Zona climática
Nival/Subnival (por encima de los 2.400-2.500 m)	Sistema somital: cordales, cimeros y collados de altura en relieves glaciares degradados	Acción hielo-deshielo; crioturbación; gelivación; deflación eólica. Gravedad (desprendimientos rocosos gravitatorios); nivación (aludes, avalanchas); crioreptación	Ausentes o entisoles poco evolucionados del tipo <i>cryorthents</i> o <i>cryosarments</i>	Piso alpino; horizonte alpino superior. Roca desnuda; comunidades pioneras de <i>Saxifraga iratiana</i> , <i>Androsacetum ciliatae</i> (calcícola), o <i>Minuartia sedoidis-Androsacetum ciliatae</i> (silicícola)	Extremadamente fría a muy fría (TMAA: <0°-2,5° C; IC: 250°-500° C; cobertura nival: 190-200 días/año)
Alpino (por encima de los 1.750-1.900 m)	Sistema de laderas superior: escarpes rocosos parcialmente cubiertos por mantos de derrubios; vertientes empradizadas muy dinámicas	Acción hielo-deshielo; aguas de fusión (escorrentía superficial y subsuperficial de saturación); aguas de tormenta (escorrentía superficial: flujo <i>hortoniano</i>). Gravedad; geli-solifluxión; crioreptación; reptación; flujos o torrentes de derrubios	Entisoles en zonas pedregosas; Inceptisoles muy lixivados del tipo <i>cryochrepts</i> en tramos arcillosos empradizados; <i>cryaquepts</i> en zonas saturadas por aguas de fusión	Piso alpino; horizonte alpino inferior. Comunidades climatoflias empradizadas de <i>Festucion airoidis</i> (= <i>Festucion supinae</i>) u <i>Oxytropido-Elymion myosuroidis</i> (= <i>Elymion medioeuropaeum</i>)	Muy fría a fría (TMAA: 2,5°-6° C; IC: 60°-250° C; cobertura nival: 140-160 días/año)
Subalpino (por encima de los 1.400-1.700 m)	Sistemas de laderas inferior: vertientes empradizadas con dinamismo atenuado (puntualmente con fenómenos de gran magnitud)	Acción hielo-deshielo; aguas de fusión y tormenta (infiltración). Gravedad: solifluxión; reptación; deslizamientos y coladas-flujos	Inceptisoles más desarrollados del tipo ochrepts en tramos arcillosos empradizados; Molisoles del tipo borolls en vertientes suavizadas con perfiles decarbonatados; rendolls en zonas calizas	Piso subalpino. Comunidades de pino negro y matorrales asociados (<i>Pinetum catalaunicae pinetosum uncinatae</i> ; <i>Rhododendro-Vaccinion</i>); comunidades empradizadas de <i>Nardion strictae</i> , <i>Festucion scopariae</i> , <i>Primulion intricatae</i> o <i>Hieracio-Festucetum paniculatae</i>	Fría (TMAA: 5°-7,5° C; IC: 15°-60° C; cobertura nival: 80-100 días/año)

Tabla 1.- Características generales de los geocomplejos morfodinámicos nival, subnival, alpino y subalpino.

En ambos geocomplejos, y desde un punto de vista morfodinámico, los rellanos, tramos de suaves pendientes y cubiertas de derrubios somitales barridos por el viento registran importantes tasas de degradación ligadas a la acción de una intensa meteorización mecánica (procesos de helada-deshielo, geliturbación y deflación eólica, básicamente), con una dinámica menor traducida en el desarrollo de microfiguraciones y suelos geométricos sobre suelos helados de tipo estacional (todavía no se ha confirmado la existencia de auténticos pergelisoles en la zona, aunque su desarrollo potencial es más que posible; v. Chueca, 1992) y otra, algo más activa, que ha provocado el desmantelamiento parcial de numerosos sectores regularizados. En las zonas con desniveles acusados, donde pueden acumularse espesores de nieve considerables, los mecanismos de transporte de materiales a partir de avalanchas o aludes son relativamente frecuentes, pese a que su impronta morfológica no sea muy significativa. Los desprendimientos rocosos gravitatorios, combinados con la presencia en enclaves adecuados de neveros de larga duración, llegan a generar pequeños cordones de derrubios de nivación de funcionalidad limitada.

Geocomplejo morfodinámico alpino

El margen inferior de este piso puede localizarse en el área de trabajo hasta cotas cercanas a los 1750-1900 m, hecho ligado en parte a la intensa acción antrópica histórica de deforestación (y subsecuente desestabilización morfodinámica) que hizo descender en unos 300-400 m la franja superior forestal. Se caracteriza por la existencia de una climatología algo menos severa que en el caso anterior, de fría a muy fría (TMAA entre 2,5° y 6°C; índice de congelación media anual entre 60° y 250°C), y por una cobertera nival más reducida espacial y temporalmente (presente unos 140-160 días al año; casi nula ya a finales del mes de mayo), pudiendo distinguirse en él dos subambientes básicos con rasgos morfodinámicos netamente diferenciados: a) aquellos en los que predomina la roca desnuda, y b) aquellos en los que lo hacen las extensas zonas de praderías y céspedes naturales y/o forzados (Tabla 1).

En los primeros, al desaparecer el protector manto nival, una meteorización mecánica intensa actuante sobre litologías especialmente friables (esquistos/pizarras, granodioritas y calizas muy diaclasadas) produce abundantes mantos de derrubios, morfológicamente resueltos en canchales o conos de gelifractos (cubiertas de derrubios típicas) con distintos grados de madurez y desarrollo, que se ven sometidos a la lenta acción dinámica de procesos gravitacionales, de crio-reptación o reptación (Foto 2). Del mismo modo, y en adición a los mecanismos lentos de transporte que acabamos de enumerar, ocasionalmente pueden registrarse en las mismas áreas movilizaciones rápidas de material (flujos o torrentes de derrubios) ligadas a periodos de precipitaciones de gran intensidad generadores de escorrentías de tipo *hortoniano*.

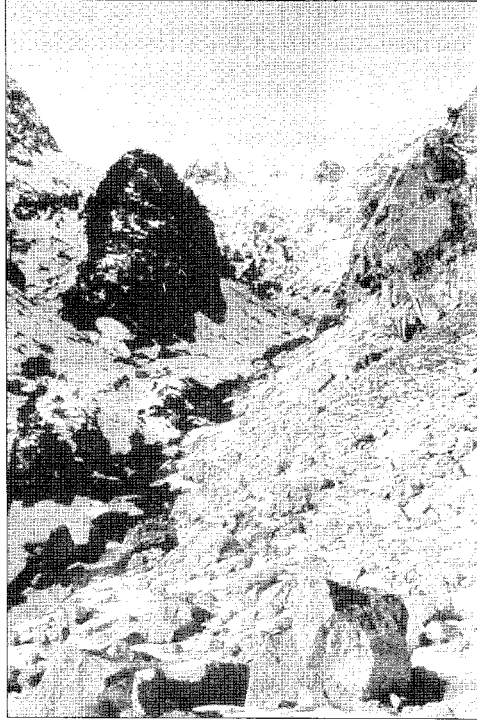


Foto 2.- Geocomplejo morfodinámico alpino (valle de Remuñé, aspecto invernal; 2100-2400 m): escarpes rocosos parcialmente cubiertos por mantos de derrubios y vertientes empradizadas muy dinámicas.

En los subambientes con presencia de cobertera vegetal herbácea, el papel de la nieve como almacén temporal de agua adquiere una importancia decisiva. La retención hídrica invernal-primaveral, que se transforma en superávit al iniciarse el período de fusión, va generando -escalonadamente en altura y conforme avanza el año- horizontes inestables (en ocasiones reforzados por la existencia de niveles edáficos aún helados), con predominio de la esorrentía superficial y subsuperficial de saturación, propensos al desarrollo de mantos, bancos y lóbulos de geli-soliflucción, y a la aparición de microescalones y terracillas. Las distintas características de los suelos, generalmente inceptisoles muy lixiviados y poco evolucionados con propiedades mecánicas variadas según los sectores, y la presencia de comunidades cespitosas estabilizadoras más o menos abiertas [con las características rosetas de *Festuca gautieri* (*F. scoparia*) sobre litosuelos pedregosos y crioturbados, o las de

cervuno (*F. eskia*) en tramos maduros con mayores porcentajes de limos y arcillas decalcificadas] inciden, no obstante, en la zonación de detalle de los diversos procesos morfodinámicos.

Geocomplejo morfodinámico subalpino

El geocomplejo morfodinámico subalpino alberga en el área de estudio el tope altitudinal máximo de las últimas formaciones arbóreas, extendiéndose aproximadamente por encima de los 1400-1700 m. Las temperaturas son algo menos frías y continentalizadas que en los casos anteriores (TMAA no inferiores a 5°C; índice de congelación media anual entre 15° y 60°C), aunque los ciclos de helada-deshielo y la criogénesis adquieren una mayor preponderancia espacial al reducirse considerablemente la presencia del manto nivoso, que no se prolonga más allá de 80-100 días en promedio (Tabla 1). La existencia de suelos más potentes y evolucionados (mollisoles de los tipos borolls, udolls y rendolls), en los que predomina la infiltración y el almacenamiento freático, permite el desarrollo de una cobertera vegetal relativamente densa en la que aparecen los primeros ejemplares, muy dispersos, del pinar de pino negro (*Pinus uncinata*) y de las comunidades de matorrales asociadas (Al. *Rhododendro-Vaccinion*), junto a praderías florísticamente complejas y cerradas de *Festucion scopariae*, *Primulion intricatae* o *Hieracio-Festucetum paniculatae*, que favorecen una mayor estabilización del terreno. Localmente, sin embargo, y en relación con el afloramiento de litologías adecuadas con elevados índices de plasticidad y tendencia a la saturación (flysch, margas, arcillas, etc.), los procesos de movilización masiva de materiales a partir del desencadenamiento de coladas, flujos y deslizamientos de gran y mediana magnitud, se hacen extremadamente numerosos, a la par que se mantienen -algo atenuadas- las pautas de movimiento por (soliflucción)/reptación.

FUNCIONAMIENTO Y ESTRUCTURACION DE LOS GEOCOMPLEJOS MORFODINAMICOS

En este apartado se efectúa una sucinta sistematización de las características generales de los procesos funcionales en la zona de trabajo, incidiendo básicamente en las interrelaciones desarrolladas entre ellos y en su organización vertical. Los problemas inherentes a la delimitación de márgenes horizontales de contacto entre geocomplejos quedan, por tanto, soslayados explícitamente, al considerar predominantes en medios de alta montaña las transferencias de flujos jerarquizadas en función del gradiente altitudinal.

Los geocomplejos hasta aquí analizados pueden ser tratados como sistemas abiertos que basan su funcionamiento en el aporte y circulación interna de materia y energía, diferenciándose entre sí por la existencia de un variable balance denudacional. De este modo, en el área de estudio pueden llegar a delimitarse dos tipos de complejos básicos en una clasificación dinámica de los geosistemas (v. Czeppe y German, 1978; ó Kalicki, 1985, 1986, 1989): a) complejos degradacionales; y b) complejos agradacionales. Los primeros estarían compuestos por los subsistemas morfogenéticos de las categorías escarpes rocosos y vertientes rocosas (subtipo alimentacional), vertientes rocosas-cubierta de derrubios superior (subtipo alimentacional-transportacional) y canales de incisión (subtipo transportacional-lineal). Los segundos por las categorías cubierta de derrubios típica (subtipo activo acumulativo-transportacional de superficie), vertientes de geli-soliflucción y reptación (subtipo de actividad reducida acumulativo-transportacional) y fondos de valle (subtipo acumulativo).

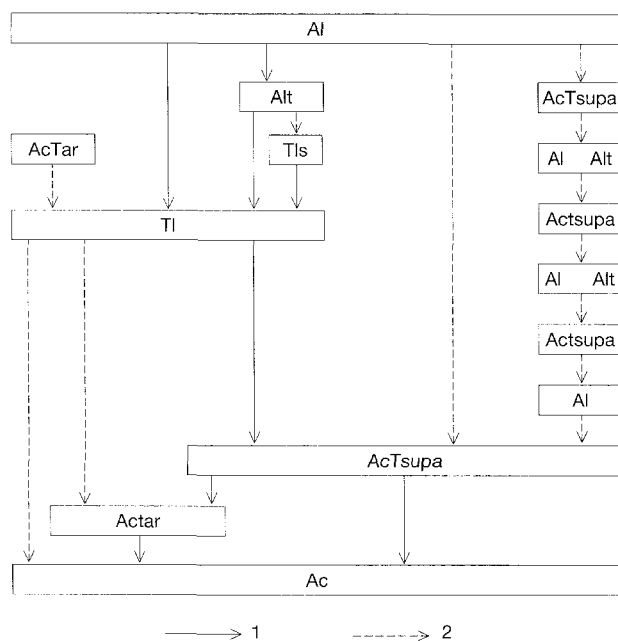


Figura 3.- Tipificación de cadenas agradativas/degradativas identificadas en el área de estudio: a) Degradativas: Al.- Alimentacional; Alt.- Alimentacional-transportacional; TI.- Transportacional-lineal; Tls.- Transportacional-lineal de superficie; b) Agradativas: AcTsupa.- Acumulativo-transportacional de superficie activo; AcTar.- Acumulativo-transportacional de actividad reducida; Ac.- Acumulativo; 1.- Conexiones principales; 2.- Conexiones secundarias.

Cada uno de los geocomplejos conjuga, por su lado, la acción de diversos microsistemas funcionales (catenas) cuya disposición y estructura varía espacialmente tanto en un sentido vertical como -en menor medida- horizontal, creando conexiones que desbordan y solapan los márgenes estrictos de las distintas unidades tipológicas. Estos mosaicos morfodinámicos son más frecuentes en los tramos de transición existentes entre pisos, y dan lugar a geosistemas complejos en los que alternan procesos agradativos y degradativos. Un intento de tipificación de las principales catenas identificadas en la zona de trabajo aparece expuesto en la Figura 3. Como puede apreciarse, las secuencias de unidades morfodinámicas de más frecuente ocurrencia enlazan, de una parte, los subtipos alimentacional/transportacional-lineal/activo acumulativo-transportacional de superficie; y de otra, los subtipos alimentacional /transportacional-lineal/ y de actividad reducida acumulativo-transportacional. En todas las ocasiones, y ligado al gradiente vertical, se constata un descenso gradual en la intensidad del movimiento y en el flujo de materia movilizado dentro del área de cada catena, a la par que un aumento neto de la entropía en altura.

Las divergencias en el funcionamiento de los geosistemas generan alteraciones en las pautas morfodinámicas de la zona de estudio, ayudando a delimitar ámbitos diferenciados que reflejan una evolución morfológica particular, en general caracterizada por la intensidad variable de los niveles de actividad. De acuerdo con el grado de madurez alcanzado, pueden considerarse así dos tipos de vertientes básicos: a) las vertientes jóvenes, inestables, marcadas por valores elevados de energía de relieve y por una notable intensidad en los procesos de transferencia de materia y energía desde las unidades superiores degradativas a las inferiores agradativas (el papel dinámico de los mecanismos lineales de transporte llega aquí a su máxima expresión), que llegan a impedir incluso una zonación altitudinal de los pisos de vegetación, limitada a los tramos topográficamente favorables; y b) las vertientes maduras, pseudoestabilizadas o estabilizadas, con valores de energía de relieve más reducidos y una dinámica de procesos atenuada -con predominio de los geosistemas agradacionales- que posibilita la aparición de pisos bioclimáticos climáticos bien desarrollados.

En ambos casos, sin embargo, la movilización de sedimentos a lo largo de los distintos subsistemas morfogenéticos es, en mayor o menor medida, activa. Los principales procesos implicados en la cadena de flujo, junto a las variaciones registradas en su grado de intensidad aparecen representados en la Tabla 2. Estas últimas se han cuantificado, de una forma cualitativa, dependiendo de la localización de los procesos en los diferentes geocomplejos morfodinámicos (y haciendo salvedad de factores modificadores locales: ubicación topográfica particular, grado de madurez de la vertiente, etc). Igualmente, se ha consignado el índice de actividad en cada uno de los pisos, que adquiere su máxima expresión en el ámbito del nivel alpino, de forma similar a como ocurre en otros medios de alta montaña europeos (*v.*

Factor principal	Procesos morfogenéticos asociados	Morfologías	Grado de actividad		
			G. M. Subalpino	G. M. Alpino	G. M. nival/subnival
Actividad criogénica	Contracción/agrietamiento térmico Formación hielo de segregación Crioclastia Suelos helados estacionales	Mantos de bloques somitales; Cubiertas de derrubios; Microfiguraciones geométricas	++ + + +	+++ ++ ++ ++	+++ ++ ++ ++
Nivación	Desencadenamiento de aludes/avalanchas Meteorización química	Cubiertas de derrubios de aludes; Karet nival	- ++	+ +++	+ +
Agua de fusión	Escorrenia superficial/subsuperficial Movimientos en masa lentos	Vertientes inestables de gelisolflixión y reptación	+ +++	+++ +++	++ +
Agua de lluvia	Escorrenia superficial/subsuperficial Flujos de derrubios Movimientos en masa lentos Movimientos en masa rápidos	Cubiertas de derrubios degradadas Vertientes inestables de gelisolflixión y reptación	++ - +++ +++	++ +++ +++ +	++ +++ + +
Gravedad	Desprendimientos, rodamiento, saltación de clastos	Cubiertas de derrubios típicas; Vertientes rocosas	+ +	+++ +	++ +
Índice de actividad:			20	31	23

Tabla 2.- Variaciones especiales en la intensidad de los procesos morfogenéticos básicos identificados en el área de estudio.
Grado de actividad: (-) nulo; (+) moderado; (++) elevado; (+++) muy elevado.

Kotarba, 1987), seguido a buena distancia por los geocomplejos nival y subnival, y por el subalpino.

Debe resaltarse que el índice no tiene en cuenta las alteraciones estacionales en el grado de actividad de ciertos procesos, que puntualmente pueden modificar y variar su intensidad en determinados geocomplejos (períodos de lluvias o precipitaciones nivosas intensas, fusión acelerada por olas de calor, etc.), sino su importancia global a nivel anual. De esta forma, el notable potencial morfodinámico registrado en el geocomplejo alpino viene dado por su particular ubicación espacial dentro de la secuencia de microsistemas funcionales ya mencionados.

Así, la actividad criogénica mantiene similar desarrollo que en pisos superiores (nival y subnival), donde la más prolongada permanencia del manto nivoso reduce el período de exposición directa a los distintos procesos morfogenéticos asociados (contracción/agrietamiento térmico, formación de hielo de segregación, crioclastia, suelos helados estacionales) (Tabla 2), equilibrando su mayor intensidad de actuación. Las consecuencias de la nivación, particularmente en la génesis de aludes/avalanchas, son igualmente parejas en los tres pisos superiores, donde el desencadenamiento del proceso no muestra diferencias sustanciales en altitud; únicamente el afloramiento de materiales calcáreos en ciertos sectores del nivel alpino (prácticamente ausentes en el área de estudio en los geocomplejos subnival y nival), incide en un mayor desarrollo del karst nival (Tabla 2). Las mayores diferencias entre el geocomplejo morfodinámico alpino y sus vecinos se marcan a la hora de cuantificar la importancia de los procesos asociados al agua de fusión (escorrentía superficial/subsuperficial, movimientos en masa lentos), agua de lluvia (escorrentía superficial/subsuperficial, flujos de derrubios, movimientos en masa lentos, movimientos en masa rápidos) y gravedad (desprendimientos, rodamiento, saltación de clastos), que muestran en gran parte de los casos una superior intensidad de actuación en el marco del piso alpino (Tabla 2). Conviene apuntar, no obstante, que tal intensidad se halla en buena parte ligada a la considerable extensión espacial alcanzada por los distintos complejos agradacionales en el piso alpino: vertientes de geli-solifluxión y reptación en los subambientes con presencia de cobertera vegetal herbácea; cubiertas de derrubios típicas en los subambientes con predominio de roca desnuda.

CONCLUSIONES

Con este trabajo, hemos intentado establecer los rasgos generales de los geocomplejos morfodinámicos desarrollados en el ámbito supraforestal de la Alta Ribagorza aragonesa, generalizables en gran medida al resto del Pirineo central

meridional. Se han identificado cuatro pisos, tomando como referencia principal elementos de carácter geomorfológico morfodinámico: a) g. m. nival (localizado por encima de los 3000-3100 m); b) g. m. subnival (localizado por encima de los 2400-2500 m); c) g. m. alpino (localizado por encima de los 1750-1900 m); y d) g.m. subalpino (localizado por encima de los 1400-1700 m).

Se han definido además dos tipos de complejos básicos, atendiendo a las variaciones presentes en el balance denudacional (complejos agradacionales y complejos degradacionales), y diversos subsistemas morfogenéticos secundarios (alimentacional, transportacional, transportacional-lineal, transportacional-lineal de superficie, acumulativo, transportacional de superficie activo y transportacional de actividad reducida), tipificando las principales catenas morfodinámicas identificadas en el área de trabajo. Así, puede hablarse en la zona de dos tipos elementales de vertientes, en función del grado de madurez alcanzado: a) vertientes jóvenes, inestables y donde los procesos adquieren una marcada intensidad; y b) vertientes maduras, pseudoestabilizadas o estabilizadas y con una dinámica de procesos atenuada. En los dos casos, la máxima actividad morfodinámica se constata, al igual que ocurre en otros medios de alta montaña europeos, en el ámbito del geocomplejo morfodinámico alpino.

BIBLIOGRAFIA

- ANGLADA, S.; BALCELLS, E.; CREUS, J.; GARCIA-RUIZ, J.M.; MARTI, C. y PUIGDEFABREGAS, J. (1980): *La vida rural en la montaña española*, Instituto de Estudios Pirenaicos, Jaca, 113 p.
- ARNAEZ, J., (1990): "Dinámica y organización espacial de los procesos de evolución de vertientes en montaña", En, GARCIA RUIZ, J.M. (Ed.) (1990 a): *Geoecología de las áreas de montaña*, Geoforma Ediciones, 33-57.
- BARSCH, D. y CAINE, N. (1984): "The nature of mountain geomorphology", *Mountain Research and Development*, 4, 287-298.
- CZEPPE, Z. y GERMAN, K. (1978): "Metoda kartowania fizycznogeograficznego (Mapping the geocomplexes)", *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 45, 123-141.
- CHARDON, M. (1984): "Montagne et haute montagne alpine, criteres et limites morphologiques remarquables en haute montagne", *Rev. Géogr. Alp.*, 72, 2-3.
- _____, (1989): "Essai d'approche de la spécificité des milieux de la montagne alpine", *Rev. Géogr. Alp.*, 77, 1-3, 15-28.

- CHUECA, J. (1992): *Geomorfología de la Alta Ribagorza aragonesa: análisis de la dinámica de procesos en el ámbito supraforestal*, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 391 p.
- DEL BARRIO, G. (1992): *Respuesta topográfica del paisaje en alta montaña: Pirineos centrales*, Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Madrid, 153 p.
- GARCIA RUIZ, J.M., (Ed.) (1990 a): *Geoecología de las áreas de montaña*, Geoforma Ediciones, 337 p.
- _____, (1990 b): "La montaña: una perspectiva geoecológica", En GARCIA-RUIZ, J.M. (Ed.) (1990 a): *Geoecología de las áreas de montaña*, Geoforma Ediciones, 15-31.
- GARCIA-RUIZ, J.M.; ALVERA, B.; DEL BARRIO, G. y PUIGDEFABREGAS, J. (1990): "Geomorphic processes above timberline in the Spanish Pyrenees", *Mountain Research and Development*, vol. 10, 3, 201-214.
- GARCIA SANSEGUNDO, J. (1991-1992): "Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça (Partes I a IV)", *Bol. Geol. Minero*, Vol. 102-6, 103-1, 103-2, 103-3.
- GARRIDO, A., (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. de Huesca y Lérida)*, Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 395 p., (inédita).
- GOMEZ ORTIZ, A. (1980): *Estudio geomorfológico del Pirineo catalán: morfogénesis glacial y periglacial de los altos niveles y vertientes meridionales de los macizos de Calmquerdós, Tossa Plana de Lles y Port Negre (Cerdanya-Alt Urgell)*, Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 495 p.
- _____, (1984 a): "Principales parámetros a tener en cuenta en el estudio de la actual dinámica periglacial en el Pirineo mediterráneo", *III Col. Iber. de Geografía*, Barcelona, 129-136.
- _____, (1984 b): "Los diferentes conjuntos de formas periglaciares de las áreas supraforestales pirenaicas", *Notes de Geografia Física*, 11, 17-30.
- _____, (1987): *Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirinencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'alt Urgell*, Institut Cartogràfic de Catalunya, 161 p.
- HÖLLERMAN, P. (1985): "The periglacial belt of mid-latitude mountains from a geoecological point of view", *Erdkunde*, 39, 259-270.

- KALICKI, T. (1985): "Structura wewnętrzna i modelowanie stoku wysokogórskiego na przykładzie Doliny Rybiego Potoku w Tatrach", *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 19, 151-182.
- _____, (1986): "Funkcjonowanie geosystemów wysokogórskich na przykładzie Tatr", *Zesk. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 67, 101-124.
- _____, (1989): "Pietrowe zróżnicowanie typów geokompleksów w zlewni Morskiego Oka w Tatrach", *Zesk. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 73, 123-148.
- KOTARBA, A.; KASZOWSKI, L. y KRZEMIEN, K. (1987): *High mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, Ossolineum, Wrocław, 106 p.
- LÖVE, D. (1970): "Subarctic and subalpine: where and what?", *Arctic and Alpine Research*, 2, 63-72.
- MEY, P.H.W. (1968 a): "The geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain", *Leidse Geol. Med.*, 41, 153-220.
- _____, (1968 b): "Geology of the Upper Ribagorzana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain", *Leidse Geol. Med.*, 41, 229-292.
- SEGURET, M. (1972): *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées: caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*, Publ. Univ. Sc. et Tec. du Languedoc, 2, 160 p.
- SERRAT, D.; GOMEZ ORTIZ, A. y SALVADOR, F. (1984): "Aportación geomorfológica a la clasificación de unidades funcionales en el medio supraforestal del Pirineo oriental", *I Colloqui de Paisatge i Geosistema*, Barcelona, 213-229.
- SOUTADE, G., (1970): "Exhumation de sols polygonaux et dégradation de la pelouse d'altitude sur le Pla de Gorra Blanc (2.450 m.). Massif du Puigmal. Pyrénées méditerranéennes", *Bull. Assoc. geogr. Franc.*, 384, 259-276.
- _____, (1971): "Modeles supraforestiers et variation climatique recentes sur le contrafort occidentale du Massif du Puigmal (Pyrénées orientales)", *Act. Coll. Interdisc. Milieux Nat. Supraforest. des Montag. du basin occ. de la Médit.*, 111-134.
- _____, (1973): "Aspects du modelé périglaciaire supra-forestier des Pyrénées orientales", *Bull. Assoc. Franc. et Quat.*, 4, 239-254.
- _____, (1975): "Problématique de la Géomorphogenèse actuelle en milieu supraforestier méditerranéen: l'exemple de les Pyrénées orientales", *Actes Symp. versants Pays Médit.*, 5, 155-160.

_____, (1980): *Modèle et dynamique actuelle des versants supraforestiers des Pyrénées Orientales*, Imp. Coop. du Sud-Ouest, 452 p.

TROLL, C. (1972): "Geoecology and the world-wide differentiation of high-mountain ecosystems", *Geoecology of the High Mountain Regions of Eurasia*, F. Steiner, Wiesbaden, 1-16.

_____, (1973): "The upper timberlines in different climatic zones", *Arctic and Alpine Research*, 5, 3, 3-18.

WENNEKERS, J.H.N. (1968): "The geology of the Esera valley and the Lys-Caillauas massif, Sheet 7, Central Pyrenees, Spain, France", *Leidse Geol. Med.*, 41, 229-267.