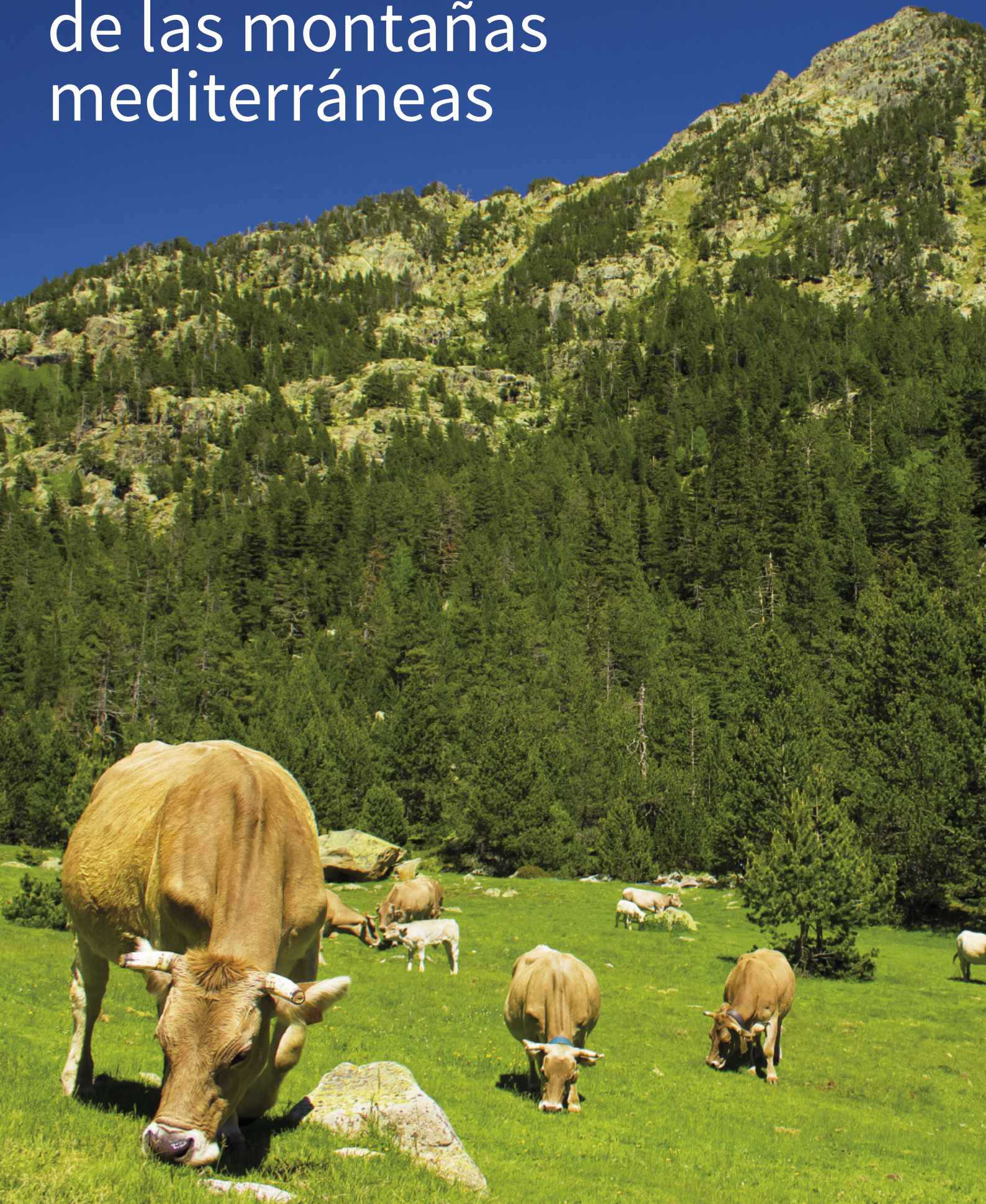


EL BOSQUE RECUPERA EL SUELO DEDICADO A PASTOS

Cambios en el piso subalpino de las montañas mediterráneas





Las montañas de la región mediterránea han registrado grandes cambios en su hidrología, cubierta vegetal y procesos de erosión debido a los diferentes usos del suelo y a las fluctuaciones climáticas, principalmente la Pequeña Edad del Hielo y el reciente calentamiento global. Estos cambios tienen una enorme trascendencia que rebasa el ámbito local o regional, dado que las cabeceras de los ríos mediterráneos se comportan como islas de humedad rodeadas de ambientes más secos.

por Yasmina Sanjuán, José M. García-Ruiz, Santiago Beguería, Juan I. López-Moreno y José Arnáez

Es en las montañas donde se genera la mayor parte del caudal de los ríos mediterráneos, cuyas aguas satisfacen después la demanda agrícola, urbana e industrial en las tierras bajas. Como se sabe, la evolución de los caudales está controlada por dos grupos de factores variables en el tiempo: el clima y la cubierta vegetal. De ahí que los cambios en la temperatura, las precipitaciones y la composición y densidad de la vegetación, se reflejen en aumentos o disminuciones del caudal, perturbaciones en su distribución estacional (régimen fluvial), en la magnitud y frecuencia de las avenidas y en la carga de sedimentos que transportan. Por ejemplo, diversos estudios en el ámbito mediterráneo (1) y en el Pirineo central (2) han demostrado que el caudal sigue una tendencia decreciente desde mediados de los años sesenta del siglo XX, en relación, sobre todo, con el abandono de tierras de cultivo y la consiguiente recolonización vegetal (3), que incrementa el consumo de agua por parte de la vegetación y favorece la interceptación del agua de lluvia. Se estima que esta interceptación, es decir, la cantidad de lluvia que no llega al suelo al quedar atrapada en las hojas y ramas de árboles y arbustos, representa en torno al 20% de la precipitación anual.

Los trabajos que lleva a cabo el Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global del Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC) en cuencas experimentales confirman que los ambientes forestales introducen cambios hidrológicos de gran envergadura, como avenidas más moderadas y menos frecuentes y una menor producción de agua en relación con la que entra en forma de lluvia. También se ha comprobado que los antiguos campos de cultivo tienden a aproximarse en su comportamiento hidrológico a los ambientes forestales a medida que van siendo colonizados por formaciones densas de mato-

Pastos dedicados a la alimentación del ganado vacuno en el piso subalpino de los Pirineos (foto: Lenar Musin / Shutterstock).

Sierra Teler forma una imponente barrera a cuyo pie se desarrolla el relieve suave del valle de Lana Mayor, en el Alto Gállego, con un pastizal denso y productivo que se estableció hace siglos, inmediatamente después de la deforestación (foto: Francisco Gutiérrez Santolalla).

rral y manchas de bosque. En consecuencia, las zonas erosionadas son cada vez más reducidas en extensión y están más desconectadas de la red fluvial, lo que reduce el aporte de sedimentos de los ríos hacia los embalses. No obstante, otros importantes cambios son también previsibles en el piso subalpino ante futuros escenarios de cambio climático y uso del territorio.

La evolución del manto de nieve

Ha quedado probado que el régimen de los ríos ha experimentado un notable cambio debido sobre todo a la menor acumulación de nieve al final de la estación fría (4). Esta nieve corresponde a las precipitaciones sólidas que caen habitualmente entre noviembre y abril y que no se

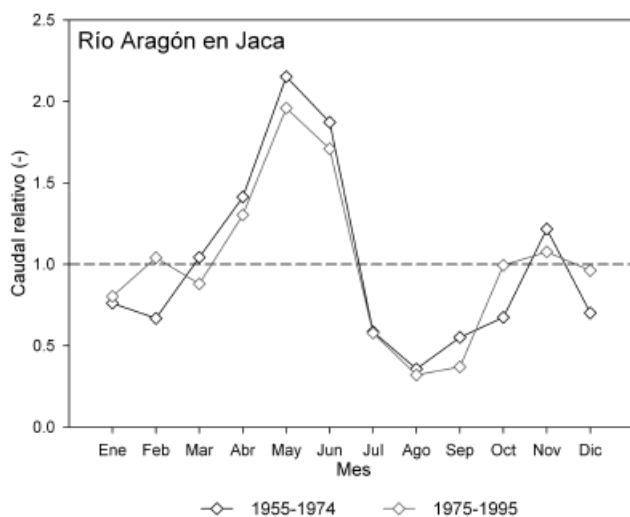


Cuadro 1

Cambios en el régimen fluvial

Los ríos mediterráneos de montaña, y particularmente los pirenaicos, se ven afectados por importantes cambios en el régimen fluvial. Además de un progresivo descenso en el volumen de agua, relacionado con el relajamiento de las actividades agropecuarias y la consiguiente colonización vegetal, estos ríos también registran cambios en la distribución mensual de los caudales. El río Aragón en la estación de aforo de Jaca (Huesca) es un buen ejemplo de ello. Al comparar el régimen medio de 1955-1974 con el de 1975-1995, se comprueba lo siguiente:

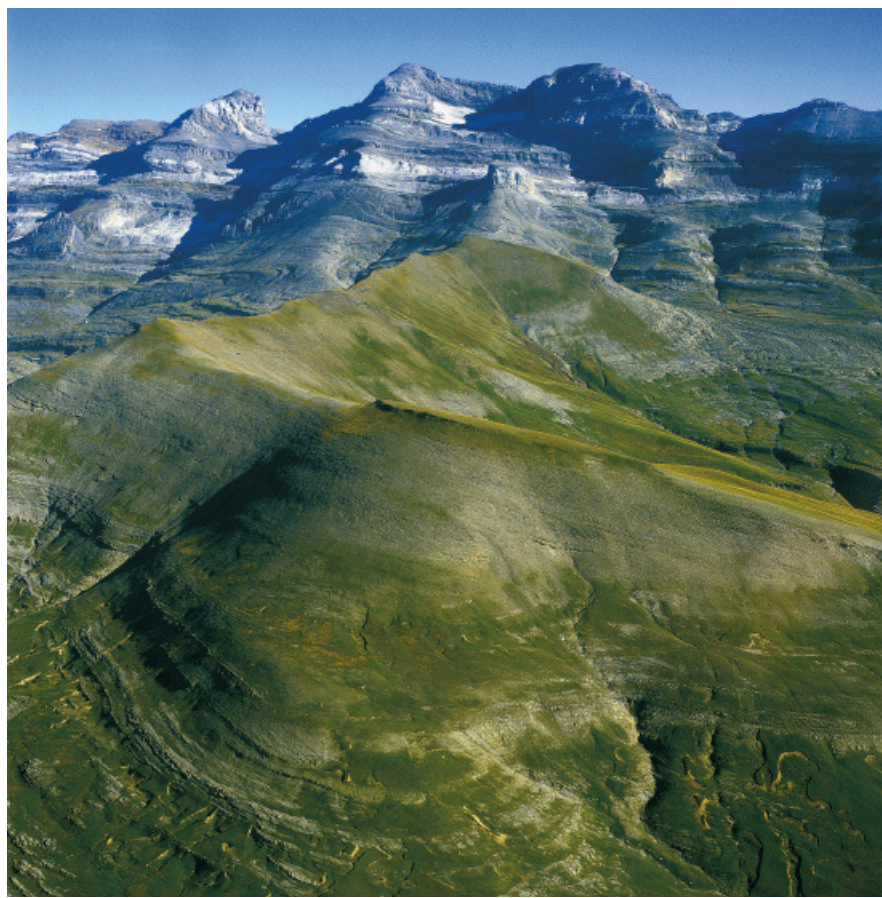
- El pico primaveral ha disminuido muy notablemente en importancia, debido sobre todo a la menor acumulación de nieve en marzo y abril.
- Las aguas bajas de invierno (debido a la nieve retenida en la cabecera) son más abundantes en términos relativos en los últimos años, debido a los frecuentes periodos de tiempo más benigno que aceleran la fusión de nieve en plena estación fría.
- Los estiajes son más intensos, sobre todo en septiembre, debido no sólo a un menor número de tormentas, sino también al más rápido agotamiento de las reservas hídricas creadas por la fusión nival.
- Los caudales son más elevados en otoño debido a un aumento de las lluvias en octubre.



Caudales relativos del río Aragón a lo largo del año y en dos periodos de tiempo diferentes: 1955-1974 y 1975-1995.

funden por encima de los 1.600-1.650 metros de altura. Forman allí una reserva hasta que finalmente se funden entre abril y mayo, o incluso en el mes de junio si están situadas a mayor altitud. La consecuencia es una decreciente importancia de los máximos caudales primaverales que incluso tienden a anticiparse en el tiempo (5). Por ejemplo, en la cabecera del río Ésera los máximos anuales están pasando de junio a mayo, mientras que en la cabecera del río Aragón es cada vez más frecuente que el máximo caudal se produzca en abril y no en mayo. Lo cierto es que los caudales de primavera de los ríos pirenaicos siguen una marcada tendencia regresiva debido a la menor acumulación de nieve, mientras que las precipitaciones primaverales no han variado (Cuadro 1).

Esto demuestra que la fusión de la nieve tiene una influencia progresivamente menor en los caudales, debido tanto a un descenso de las precipitaciones en invierno, como a la aparición de periodos de temperaturas benignas que favorecen la fusión de parte de la nieve en plena estación fría. Es este un aspecto muy relevante para la dinámica fluvial y, sobre todo, para la gestión de los recursos hídricos en los embalses, que han de llenarse en otras fechas para abastecer de agua a sus grandes perímetros de regadío. No debe olvidarse que las aguas altas de primavera, muy relacionadas con la fusión de la nieve, se han considerado un valor seguro para el llenado



final de los embalses antes de atender a la fuerte demanda estival de los cultivos.

Es evidente que las dinámicas de la alta montaña están muy condicionadas por la prolongada invernación, con un largo periodo de acumulación de nieve entre noviembre y abril y otro más corto de fusión entre abril, mayo e incluso junio. La presencia de un manto continuo de nieve durante todo el invierno comienza aproximadamente a la misma altitud a la que se localiza la isoterma de 0°C, alrededor de los 1.650 metros sobre el nivel del mar, entre noviembre y mayo. Lo que coincide, no por casualidad, con el nivel donde se inicia el piso subalpino. Es tan grande la importancia hidrológica de la nieve en las cuencas de alta montaña que la escorrentía producida durante el corto periodo de fusión nival (mayo-junio) llega a representar más del 50% del caudal anual de los ríos, así como la mitad del transporte de sedimentos en suspensión (6). Por el contrario, el periodo invernal no muestra ninguna fluctuación de caudal ni de transporte de sedimentos, dado que las precipitaciones quedan retenidas en forma sólida y además el manto de nieve protege al suelo de la erosión. Esto significa que una menor duración de ese manto por el calentamiento global, tal como predicen los modelos climáticos (7), propiciará un aumento de la erosión en ambientes subalpinos, dado que el suelo permanecerá más tiempo desprotegido frente al impacto de las gotas de lluvia o el arroyamiento superficial.

El piso subalpino y la deforestación

Para seguir la argumentación es importante tener en cuenta algunas de las características fundamentales del piso subalpino. En el Pirineo, forma un cinturón que se sitúa entre los 1.600-1.700 y los 2.100-2.200 metros de altura, originalmente ocupado por bosques de pino silvestre (*Pinus sylvestris*) y pino negro (*P. uncinata*) que se van abriendo hacia la parte superior. Los árboles pueden alcanzar allí un porte arborescente y retorcido debido al estrés ambiental, principalmente al espesor y duración del manto de nieve, a la fuerza del viento y a las limitaciones impuestas por unos suelos más pedregosos y menos potentes. El piso subalpino es sustituido finalmente por el piso alpino, que se caracteriza precisamente por la ausencia de árboles, la presencia más prolongada de la nieve, los efectos de los fuertes contrastes térmicos, la congelación del suelo, la ruptura de las rocas por el hielo (gelifracción) y el predominio de los afloramientos rocosos en superficie.

En buena parte del Pirineo central el piso subalpino alberga un suelo relativamente potente, sobre laderas regularizadas muy pendientes y divisorias amplias y suaves, correspondientes a antiguos niveles de erosión. Los suelos, formados unas veces sobre flysch (estratos muy delgados de areniscas y margas), en otras ocasiones sobre calizas margosas e incluso también sobre pizarras, tienden a ser muy estables frente a la

El macizo de Monte Perdido forma una gran mole calcárea que se eleva a más de 3.000 metros de altura. En cambio, el piso subalpino, representado aquí por Sierra Custodia, presenta una cara mucho más amable, con suelos que favorecen el desarrollo de pastos que se aprovechan en verano. No obstante, la deforestación ha favorecido la erosión del suelo, como se aprecia en las fajas inferiores (foto: Fernando Biarge).

Cuadro 2

Rasgos erosivos del piso subalpino

- Formación de cabeceras torrenciales, que pueden llegar a evolucionar parcialmente hacia canales de aludes.
- Densas redes de drenaje en laderas rectilíneas. Se sabe todavía muy poco acerca de las condiciones en que se inician y evolucionan las redes de drenaje paralelas y cuál es su conectividad con la red fluvial. En todo caso, el trazado de estas redes es relativamente reciente, como lo demuestra la escasa o nula capacidad de integración entre incisiones.
- Deslizamientos superficiales, generalmente cerca de las divisoria, que forman pequeñas cicatrices y lenguas de despeque de pequeño tamaño que habitualmente no llegan a conectar con la red hidrográfica.
- Terracillas de agua de deshielo (gelifluxión), que forman pequeños escalones delimitados por el crecimiento de *Festuca eskia*, una gramínea endémica de los Pirineos y la cordillera Cantábrica, allí donde los deslizamientos y la erosión hídrica han eliminado la mayor parte del suelo.
- Lóbulos de solifluxión, en lugares donde los suelos son más profundos, generalmente en concavidades y pies de vertiente. Antes de la deforestación los lóbulos de solifluxión quedaban restringidos al piso alpino, en ambiente periglacial, pero la eliminación del bosque extendió su actividad hacia cotas más bajas.



Diferentes ejemplos de procesos erosivos en el piso subalpino pirenaico.

1: Incisiones paralelas en la vertiente oriental del macizo de Las Blancas, en el valle del río Aragón.

2: Terracillas en la cabecera del valle de Hecho, sobre suelo pedregoso y muy poco profundo.

3: Ejemplo de solifluxión a 1.800 metros de altura, junto al refugio de Góriz, en el macizo de Monte Perdido.

fusión nival y las lluvias, pero pierden resistencia cuando son deforestados (8).

La cubierta vegetal del piso subalpino ha estado sujeta a grandes cambios desde los siglos XI-XII –y quizá antes– según los resultados obtenidos por J. Montserrat (9) a partir de un sondeo efectuado en los sedimentos del lago de Tramacastilla, situado en el valle del Gállego a 1.700 metros de altura. Entre otros muchos resultados, el sondeo reveló la presencia masiva de bosques desde hace unos 10.500 años, con predominio sucesivo de abedules, pinos y hayas. La existencia de un marcado nivel de cenizas, datado en torno a los siglos XI y XII, demuestra que gran parte del piso subalpino se quemó para favorecer la expansión de comunidades herbáceas y el consiguiente pastoreo estival. El incendio transformó profundamente el paisaje, que hasta entonces estaba dominado por bosques de pinos y hayas, sustituidos a raíz de este evento por pra-

deras de gramíneas, tal como refleja el espectro polínico del sondeo. Esto dio lugar a lo que se denomina un piso subalpino “alpinizado”, en el que los bosques no han podido recuperarse debido a la constante presión ganadera.

El cambio de bosque a pastos, además de permitir la expansión de la ganadería trashumante, ha tenido grandes consecuencias ambientales. La más importante se centra en la dinámica geomorfológica de las laderas, en las que se han incrementado notablemente tanto la erosión hídrica como los movimientos en masa superficiales (8, 10). En consecuencia, el sondeo de Tramacastilla refleja un aumento en la tasa de sedimentación y en el calibre de los materiales depositados por encima del nivel de cenizas correspondiente al citado incendio. En la actualidad, las áreas más pendientes del piso subalpino acumulan numerosos rasgos erosivos, que hemos recogido y descrito en el Cuadro 2.

Descenso de la presión ganadera y expansión del bosque

Pero nuevos cambios están teniendo lugar en el piso subalpino coincidiendo con el descenso reciente de la presión ganadera. En muchos luga-



res del Pirineo se observa una expansión de matorrales y arbolado por encima de los 1.600 metros y en algunos puntos es un proceso muy rápido, como sucede en la cabecera del valle del río Aragón Subordán. En otras zonas, por el contrario, es mucho más lento debido a la pérdida de suelo, como ocurre en algunos sectores de la cabecera del valle de Aísa. Lo importante es analizar las consecuencias de este nuevo cambio y cómo va a influir en la generación de escorrentía, en la localización de las fuentes de sedimento y en la conectividad con la red fluvial.

Después de las transformaciones que ha experimentado la montaña media desde los años cincuenta del siglo pasado (abandono de cultivos, descenso de la presión ganadera, avance de la vegetación leñosa), la colonización del piso subalpino por parte de matorrales y árboles es un proceso nuevo que puede contribuir a reducir aún más la generación de escorrentía, es decir, los caudales de los ríos. También es importante considerar la influencia que tendrán los nuevos bosques en la acumulación y fusión de nieve, debido a que una parte queda depositada en las ramas y allí se funde con mayor rapidez debido a la emisión de calor por parte de los árboles. En

todo caso, las consecuencias hidrológicas de la presencia de un bosque denso han sido bien estudiadas en la cuenca experimental de San Salvador (Pirineo central), con un número de crecidas muy inferior al de otros tipos de cubierta vegetal, una respuesta más lenta y moderada frente a eventos pluviométricos y, en definitiva, una menor producción de agua.

En conclusión, puede esperarse que la reducción de caudales de las últimas décadas, como resultado de los cambios en la montaña media, continúe en el futuro debido al crecimiento del

Efectos tanto del pastoreo como del declive de la ganadería de montaña en los Pirineos.

1: Las laderas de la cabecera del valle de Aísa estuvieron cubiertas de espesos pinares y hayedos hasta que los pastores trashumantes los incendiaron para favorecer la expansión de pastos.

2: Pastos subalpinos próximos al macizo del Anayet, con el Midi d'Ossau al fondo, que permiten la alimentación de grandes rebaños de ganado ovino y caprino, incluso cuando la nieve aún no se ha fundido del todo.

3: Laderas de Foratarruego, en el valle de Escuaín, dentro del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. El avance del pinar joven hacia cotas más altas, donde hay numerosos árboles muertos, sugiere que el arbolado reconquista posiciones que quizá tuvo que abandonar durante la Pequeña Edad del Hielo.

4: Expansión del hayedo en la zona de Guarrinza, en la cabecera del río Aragón Subordán, favorecido por el reciente descenso de la presión ganadera.

5: Antiguo circo glaciar en Hoyos de Iregua, en el sistema Ibérico riojano. Jóvenes pinos silvestres recolonizan unos pastos abandonados por la ganadería trashumante y acabarán por formar un denso bosque que rodeará la turbera que hoy ocupa la cubeta del antiguo lago glaciar (fotos 1, 3, 4 y 5: José María García-Ruiz; foto 2: Fernando Biarge).

Hemeroteca

Quercus 243 (mayo 2006)
 · Las consecuencias del cambio climático en España. Fernando Valladares.

Quercus 218 (abril 2004)
 · Efectos del cambio climático sobre las comunidades vegetales. Laura Llorens y otros autores.

bosque en el piso subalpino. Este fenómeno no afecta sólo al Pirineo, sino también a otras montañas mediterráneas, como las zonas cimaras del sistema Ibérico riojano, especialmente la sierra Cebollera. A veces, como ocurre en la sierra de La Demanda, estos efectos se ven acentuados por reforestaciones artificiales. Estamos pues ante un buen ejemplo de cómo los cambios de uso del suelo y la mayor o menor presión humana se saldan con cambios hidrológicos cuyos efectos se hacen notar lejos del territorio en el que ocurren. Así, alteraciones en la magnitud y frecuencia de las avenidas o en las características del sedimento transportado por los ríos en cabecera inducen a cambios en la morfología de los cauces y también en la disponibilidad y gestión de los recursos hídricos en las tierras bajas. Una muestra más de las complejas interacciones entre usos del suelo, cubierta vegetal y ajustes hidrológicos y geomorfológicos en laderas y cuencas.

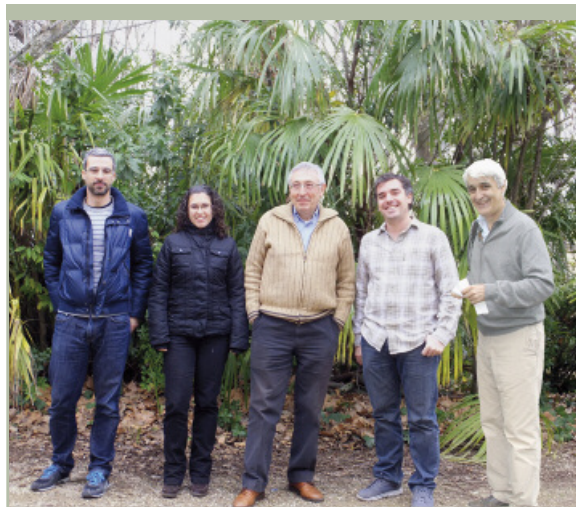
De todas formas, es importante tener en cuenta que este proceso de recolonización del piso subalpino por parte del bosque está todavía en

una fase muy inicial. En efecto, el avance de la vegetación leñosa se enfrenta a una serie de limitaciones como las bajas temperaturas, el corto periodo vegetativo, la importancia de una prolongada innivación y la presencia de suelos localmente muy degradados por la erosión. Por otro lado, muchas laderas y, sobre todo, fondos de valle por encima de 1.500-1.600 metros, aún conservan un uso ganadero de importancia, de manera que el proceso es más lento. De hecho, el gran aumento del ganado vacuno en detrimento del ovino, debido a que este último requiere más mano de obra, ha hecho que en algunos fondos de valle haya aumentado la concentración de reses entre junio y octubre, lo que puede derivar en otros problemas que escapan a la finalidad de este artículo.

Sin embargo, no todo los cambios que tienen lugar en el piso subalpino están relacionados directamente con los diferentes usos o con la cubierta vegetal. Algunos sectores del Pirineo parecen reflejar las fluctuaciones climáticas que han tenido lugar tanto en los últimos siglos como en la actualidad. Por ejemplo, en la cabecera del valle de Escuaín, que se encuentra dentro del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, la presencia de árboles muy jóvenes junto a otros antiguos y ya muertos, sugiere que el límite superior del bosque descendió durante la Pequeña Edad del Hielo (siglos XVI-XIX) al reducirse la temperatura en torno a 0°9°C. En otras palabras, al hacer más frío aumentó la mortandad de los árboles que vivían en las proximidades del límite superior del bosque. En cambio, el arbolado está ahora ascendiendo de nuevo debido al calentamiento global, que favorece el establecimiento de un bosque joven que sigue progresando hacia cotas más altas a medida que aumenta la temperatura. ☁

Autores

Los cinco autores de este artículo en el arboreto del Campus de Aula Dei (Zaragoza). De izquierda a derecha: Santiago Beguería, Yasmina Sanjuán, José María García-Ruiz, Juan Ignacio López-Moreno y José Arnáez.



Yasmina Sanjuán Juan José es becaria PFP (Pan de Formación de Personal Investigador) en el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), donde prepara su tesis doctoral sobre la dinámica geomorfológica del piso subalpino en relación con los cambios en la cubierta vegetal y las fluctuaciones climáticas de los últimos siglos.

José María García Ruiz es profesor de investigación en el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC). Sus principales líneas de trabajo se han centrado en los efectos de los cambios de uso del suelo sobre la dinámica hidrológica y geomorfológica a diferentes escalas espaciales y temporales.

Santiago Beguería Portugués es científico titular en la Estación Experimental de Aula Dei (CSIC). Se interesa por la influencia de los eventos extremos sobre la erosión del suelo y la generación de escorrentía, así como por el diseño de modelos sobre sistemas bio y geofísicos.

Juan Ignacio López Moreno es científico titular en el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), donde estudia la evolución de los recursos hídricos y la gestión del agua, así como las características del manto nival.

José Arnáez Vadillo es catedrático de Geografía Física de la Universidad de La Rioja. Sus investigaciones se enfocan al estudio de la evolución geomorfológica de las laderas en relación con las actividades humanas.

Dirección de contacto: Yasmina Sanjuán · Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC) · Campus de Aula Dei · Apdo. de Correos, 13.034 · 50080 Zaragoza · Correo electrónico: ysanjuan@ipe.csic.es

Bibliografía

- (1) **García-Ruiz, J.M. y otros autores (2011).** Mediterranean water resources in a Global Change scenario. *Earth-Science Reviews*, 105 (3-4): 121-139.
- (2) **Beguería, S. y otros autores (2003).** Assessing the effects of climate oscillations and land-use changes on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *Ambio*, 32: 283-286.
- (3) **García-Ruiz, J.M. y Lana-Renault, N. (2011).** Hydrological and erosive consequences of farmland abandonment in Europe, with special reference to the Mediterranean region - A review. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 140: 317-338.
- (4) **López-Moreno, J.I. (2005).** Recent variations of snowpack depth in the Central Spanish Pyrenees. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 37: 253-260.
- (5) **López-Moreno, J.I. y García-Ruiz, J.M. (2004).** Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *Hydrological Sciences Journal*, 49: 787-802.
- (6) **Lana-Renault, N.; Alvera, B. y García-Ruiz, J.M. (2011).** Runoff and sediment transport during the snowmelt period in a Mediterranean high mountain catchment. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 43 (2): 213-222.
- (7) **López-Moreno, J.I.; Goyette, S. y Beniston, M. (2009).** Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: horizontal spatial variability and vertical gradients. *Journal of Hydrology*, 374: 384-396.
- (8) **García-Ruiz, J.M. y otros autores (2010).** Land cover changes and shallow landsliding in the Flysch Sector of the Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 124: 250-259.
- (9) **Montserrat, J. (1992).** *Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico.* Instituto Pirenaico de Ecología. Zaragoza.
- (10) **Del Barrio, G. y Puigdefábregas, J. (1987).** Mass wasting features above the timberline in the Central Pyrenees, and their topographic controls. *Pirineos*, 130: 29-51.