

Análisis multitemporal de imágenes LANDSAT TM en la cartografía de las masas de hielo y nieve aplicada a la modelización hidrológica

C. Alonso y V. Moreno
Departamento de Teledetección. INDRÁ.

RESUMEN

En este artículo se analiza la metodología que permite extraer, de las imágenes de satélite, la información, sobre la cubierta de nieve acumulada en la cabecera de las cuencas de alta montaña, necesaria para implementar los modelos hidrológicos de "fusión de nieve-escorrentía".

Dicha metodología supone, en primer lugar, poder distinguir la nieve de otras cubiertas de la superficie terrestre y de las nubes, para lo cual se hace uso de composiciones en falso color de imágenes obtenidas a partir de índices espectrales.

En segundo lugar, supone el estudio de la variación temporal del área ocupada por la cubierta de nieve. La zona de estudio es el macizo de los Montes Malditos en el Pirineo aragonés.

PALABRAS CLAVE: Modelos hidrológicos, teledetección espacial, índice de nieve, índice de vegetación, Landsat-TM.

ABSTRACT

The present article analyzes the methodology that, starting from satellite imagery, extracts information related to snow stocked in high mountain headwaters.

The "snowmelt-runoff" models relies on this methodology, that will allow for nival coverage separation from another orographic features and clouds.

To achieve this objective false color images composition have been performed based on spectral indexes.

Finally fue study provides information on temporal evolution of nival coverage.

The zone selected for study is the massif of the Montes Malditos located in Pirineo aragones.

KEYWORDS: Hydrological models, remote sensing, snow index, vegetation index, LandsatTM

INTRODUCCIÓN

Según la actual Ley de Aguas, vigente desde el 1 de enero de 1986, se considera el agua como un recurso natural escaso, indispensable para la vida y para el ejercicio de la inmensa mayoría de las actividades económicas. Es irremplazable, no ampliable por la mera voluntad del hombre, irregular en su forma de presentarse en el tiempo y en el espacio, fácilmente vulnerable y susceptible de usos sucesivos. Se trata de un recurso que debe estar disponible no sólo en la cantidad necesaria sino también con la calidad precisa, en función de las directrices de la planificación económica de acuerdo con las previsiones de la ordenación territorial y en la forma que la propia dinámica social demanda. Todo ello exige una planificación hidrológica que permita satisfacer las demandas de agua y equilibrar y armonizar el desarrollo regional y sectorial, incrementando las disponibilidades del recurso, protegiendo su calidad, economizando su empleo y racionalizando sus usos en armonía con el medio ambiente y los demás recursos naturales (BOE, 1985).

En el marco de esta planificación hidrológica, la medida de la extensión de la cubierta de nieve y su equivalente en agua constituye un estudio prioritario

en las cuencas de alta montaña. La predicción de la escorrentía superficial derivada de la fusión de la nieve representa una herramienta esencial para una adecuada gestión de estos recursos por aquellas entidades públicas o privadas, cuya función es el control, seguimiento y planificación de los mismos. La previsión sobre el llenado de embalses, la prevención de inundaciones y el abastecimiento de agua a grandes extensiones de regadíos dependen en gran medida de la nieve acumulada en la cabecera de las cuencas. La fusión de la misma origina importantes alteraciones en el régimen fluvial, de forma que una parte de la escorrentía se ve retrasada respecto al ritmo de las precipitaciones por razones térmicas. La importancia de tales alteraciones depende del volumen de nieve retenido durante la estación fría y de la duración del período de fusión, así como de la fecha de inicio de éste último.

Por otro lado, en los últimos años ha crecido la atención prestada a los glaciares como indicadores de la historia pasada del clima de la Tierra y su evolución futura. En particular, las fluctuaciones en la extensión de los glaciares de montaña pueden dar información sobre la variabilidad del clima (Rott, 1989). Dado que la fusión y la evaporación de un glaciar no están compensadas por las nieves

caídas en su cuenca de alimentación, éste no puede considerarse como un sistema dinámico en equilibrio, sino en permanente fluctuación. Por ello muestran crecimientos y disminuciones relacionadas con las variaciones climatológicas. Dichas variaciones son muy lentas, y sólo después de una observación metódica de varios años pueden adquirirse datos ciertos sobre uno u otro caso por lo tanto no se deben tener en cuenta las pequeñas variaciones estacionales o los pequeños cambios de unos años a otros para tales estudios (Moreno y Alonso, 1996). Así, por ejemplo, en lo que va de siglo, los glaciares pirenaicos, último vestigio de las glaciaciones cuaternarias en nuestro país, han sufrido un continuo proceso de degradación y retroceso que aún continúa y que ha provocado en los últimos años la extinción de algunos de ellos (Figura 1). Ante el valor, significación y fragilidad de estos ecosistemas, se hace necesario actualizar el inventario de las masas de hielo en el Pirineo, así como realizar un seguimiento detallado de los procesos evolutivo-dinámicos que puedan afectar a la conservación de estos glaciares en el futuro.

Los sistemas convencionales de observación y cuantificación de la cubierta de nieve, consistentes en el establecimiento de redes de estaciones de medida y en intensas y complejas campañas de campo, suponen un elevado coste; debido fundamentalmente a la difícil accesibilidad y a las adversas condiciones climatológicas reinantes, que dificultan tanto la toma directa de datos como las labores de mantenimiento de las estaciones (MOPU, 1990). Esto, unido a su dimensión espacial y a su variabilidad temporal, hace que la *teledetección espacial* sea una técnica alternativa aplicable en estos estudios.

En el presente trabajo se pretende estudiar la variación temporal del área ocupada por la cubierta de nieve en el macizo Aneto-Maladeta del Pirineo aragonés, como ejemplo de aplicación de las técnicas de teledetección espacial en la evaluación y



Figura 1. Variación de la extensión areal de los glaciares del macizo del Aneto obtenida por teledetección espacial (Moreno y Alonso, 1996).

gestión de los recursos hídricos. El objetivo ha sido analizar las combinaciones de bandas espectrales que permitan extraer de las imágenes de satélite la información básica que pueda implementarse en los modelos de "fusión de nieve-escorrentía" con el fin de cuantificar los aportes hídricos equivalentes.

GEOMORFOLOGIA DEL MACIZO DEL ANETO

El macizo del Aneto, perteneciente a la cuenca del Ebro y situado al noreste de la provincia de Huesca (Figura 2), es la terminación occidental de un extenso batolito granodiorítico, de forma elíptica, que se extiende desde el valle del Noguera Pallaresa hasta el río Esera. Constituye el conjunto de cimas y glaciares de mayor concentración de caracteres de alta montaña del Pirineo; elevado entre los 3118 m del Pico de Alba y los 3205 m del Pico Russell, destacan en él las cimas del Maladeta, con 3308 m, y del Aneto, con 3404m, siendo éste último la máxima altura de la cordillera pirenaica. Los valles que descienden de sus cumbres llenan hacia el oeste al río Esera y hacia el este al Noguera Ribagorzana, siendo el valle del primero el sistema fluvial más decisivo en el modelado general de la zona.

Este macizo destaca sobre su entorno inmediato con desniveles de 1400 m, debido a su mayor resistencia a la erosión, adquiriendo en su culminación formas típicas de crestas que rodean los circos. Estos, en la vertiente suroeste son profundos. En cambio, en la vertiente norte son más anchos que hondos, como los del Aneto y de la Maladeta, y en rampas muy pronunciadas los de Barrancs, Tempestades y Salencas. Las grandes formas están labradas por la erosión glacial pleistocena, en clara relación con el sistema de fracturas del macizo granítico. La falla de Barrancs, por el norte, y la de Coronas Llosás, por el sur, definen los límites morfológicos del actual ámbito glaciar.

Los valles de contacto y fractura de Aigualluts y de Vallibierna delimitan el macizo morfoestructuralmente. Las direcciones de fracturación NW-NE y las N-E dirigen rigidamente el modelado. La falla de Coronas escalona el conjunto meridional cerca aún de las cumbres y ocasiona un límite abrupto, sobreexcavado en cubetas, ahora lacustres. La falla de Barrancs diverge del eje de cumbres hacia el NW, lo que amplía las rampas del Aneto y la Maladeta hacia el NE. El Cruce de fracturas favorece la sobreexcavación local y de ello resultan vaciados notables como el de Cregüña o menores como el de Coronas.

Como dato particular de este macizo hay que señalar que las aguas de fusión de los glaciares del Aneto, Barrancs y Tempestades, aunque originadas en el alto Esera, acaban derivándose hacia el Garona al perderse en distintos sumideros kársticos,

ríos Esera y Noguera-Ribagorzana el máximo de precipitaciones se produce en otoño, con mínimo durante el invierno que registra una cantidad de lluvias inferior incluso al verano.

La temperatura muestra un descenso con la altitud, con un gradiente de 0.5 a 0.6 °C por cada 100 m. A 2000 m la temperatura media debe rozar los 5 °C y alrededor de los 3000 m se sitúa la isoterma de cero grados. En el período que va de diciembre a mayo (estación fría) dicha isoterma llega a descender hasta los 1600 m, de manera que es a partir de esta cota que la precipitación nival adquiere verdadera importancia (García-Ruiz. et al, 1986).

Para el estudio de la nieve en el macizo del Aneito se han seleccionado 4 estaciones de aforo (Tabla 1) para las que se han calculado los balances hídricos y el volumen de nieve acumulado, y 3 estaciones meteorológicas (Tabla 2).

Estación de aforos (indicativo)	Río	Superficie de la cuenca (km ²)	Porcentaje de la superficie por encima de 2000 m	Altitud media (m)
Eriste (145)	Esera	323	65	2170
Graus (13)	Esera	893	28	1586
Noales (136)	Baliera	76	34	1817
Ginaste (130)	Noguera Ribagona	149	57	2051

Tabla 1. Características de las cuencas que drenan a las estaciones de aforos seleccionadas.

INDICATIVO	MUNICIPIO	LUGAR	COORDENADAS(UTM)	
			X	Y
09734	Vilaller	Senet	313780	4712740
09741	Barruera	Bohi	319990	4708380
09840	Sahún	Eriste	294125	4718175

Tabla 2. Estaciones meteorológicas utilizadas en el estudio.

Con los datos de precipitación (Figura 3) pueden elaborarse los balances hídricos. Para cada mes conocemos las entradas (precipitación, P) y las salidas (escorrentía, E) del sistema. A partir de ahí podemos calcular el déficit y el coeficiente de escorrentía, tanto mensual como anual, que son básicos para interpretar las relaciones entre precipitación y escorrentía y para estimar las reservas hídricas en el suelo y en forma de nieve.

Tales coeficientes son resultado de los balances hídricos mensuales y anuales, en los que se establece una relación entre el agua precipitada cada mes y el agua de escorrentía que engrosa el caudal de los ríos. Dichos coeficientes reflejan los rasgos fundamentales del proceso de retención/fusión nival y de la evapotranspiración, pues acusan los déficits mensuales de escorrentía. A lo largo del año se comprueba que los coeficientes mensuales de escorrentía experimentan variaciones considerables, a veces con cifras muy bajas, como a finales de verano o incluso en pleno invierno, y otras por encima del valor de las precipitaciones, con balance positivo mensual. Esta variación estacional tiene que ver con la evaporación, con la creación de reserva en el suelo, con la retención de nieve en cabecera y con la fusión. El año queda dividido en cuatro períodos de duración variable, según se observa en la Figura 4:

Fase de agotamiento: corresponde a la segunda mitad del verano, con coeficientes de escorrentía bajos; el caudal se alimenta en parte de reservas y en parte de las precipitaciones de la estación cálida.

Fase de reconstrucción de la reserva hídrica del suelo: coincide con parte del otoño y el coeficiente de escorrentía es también inferior al medio anual. Las precipitaciones aumentan considerablemente pero no sucede lo mismo con el caudal.

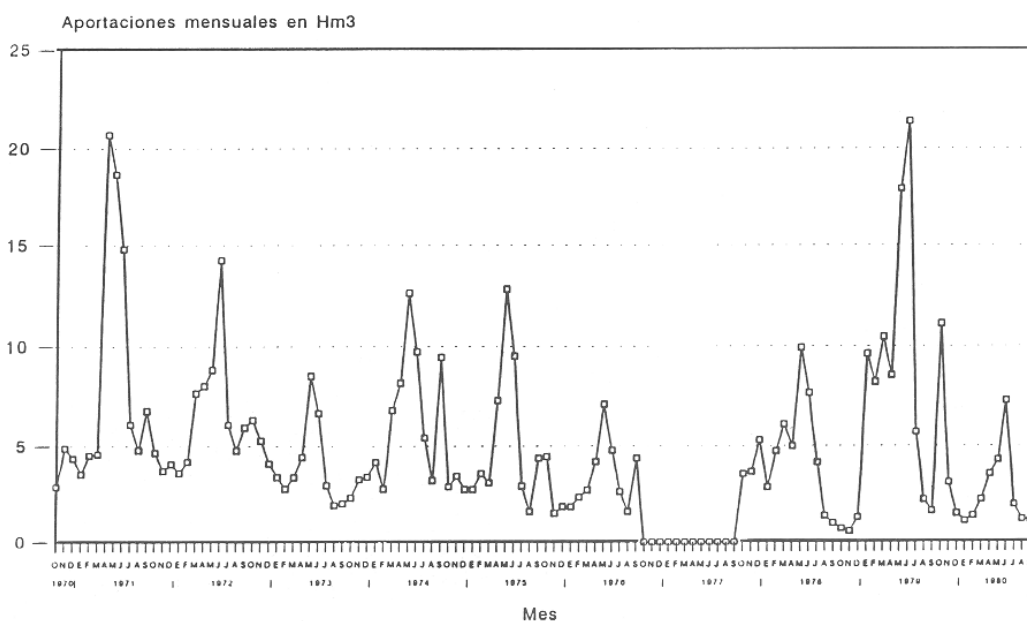


Figura 4. Hidrograma de caudal para un período de 10 años, comprendido entre 1970-80 en el río Ballera. según las medidas obtenidas en la estación de ataras de Noales. Los ceros corresponden a ausencia de datos.

Estación	O	N	D	E	P	M	A	M	J	J	A	S
Eriste	0.73	0.65	0.51	0.65	0.43	0.54	1.05	1.67	2.22	1.87	0.89	0.8
Graus	0.76	0.83	0.61	0.78	0.61	0.93	1.11	1.46	1.83	1.69	0.69	0.6
Noales	0.77	0.97	0.77	0.87	0.77	0.90	1.63	1.98	1.40	0.87	0.53	0.57
Ginaste	0.74	0.84	0.83	0.67	0.57	0.66	1.13	1.67	1.66	1.43	0.89	0.6

Tabla 3. Coeficientes relativos de escorrentía mensual

Fase de retención nival: corresponde a algunos meses invernales. La escorrentía es normalmente muy baja aunque se aproxima a la media anual al avanzar hacia la primavera.

Fase de fusión nival: pertenece a la primavera y a la primera parte del verano. Los coeficientes de escorrentía se aproximan o superan la unidad o, por lo menos, siempre son superiores a la media anual.

La primera y la última fase fijan las fechas más adecuadas para la adquisición de las imágenes Landsat 1M, si queremos comparar la variación de la extensión de la cubierta nival dentro del año hidrológico.

El volumen de reserva hídrica en forma de nieve (Rn) podemos calcularlo multiplicando el valor de precipitación (P) por el coeficiente de escorrentía (Ce) y restando de dicho valor el de la escorrentía real (E), según la expresión

$$R_n = P \cdot C_e - E$$

La retención invernal se confirma por la presencia de bajos coeficientes de escorrentía durante la estación fría. La fusión, por el contrario, va acompañada de elevados coeficientes de escorrentía durante la primavera e incluso principios de verano; los datos superan frecuentemente la unidad, produciéndose un mayor flujo de agua por el cauce de lo que en realidad es recogido, como precipitación, durante el mes. Esto constituye la prueba más evidente de excedentes de escorrentía debido a aportes extraordinarios. Los coeficientes de escorrentía se han transformado a un coeficiente relativo dividiendo el correspondiente coeficiente mensual por el anual,

$$C_r = C_m / C_a$$

con el fin de eliminar las diferencias que puedan existir entre los aforos debidas a factores intrínsecos de la cuenca. Los resultados se incluyen en la Tabla 3. Dado el modelo que presenta la evolución de esos coeficientes a lo largo del año, suponemos que los superiores a la unidad reflejan el período de fusión, al corresponder a meses en los que la escorrentía supera a la media anual.

En la cuenca del río Esera, en el aforo de Eriste el coeficiente más elevado se da en junio, por encima del valor 2 y con un coeficiente de julio próximo a 2; diciembre y febrero aportan las cifras más bajas. En Graus el máximo de julio vuelve a estar por debajo de 2, en mayo se aproxima a la unidad y los coeficientes de agosto y septiembre se

alejan de la media anual. Conviene señalar que las pérdidas kársticas que se producen en la cabecera dan unas diferencias entre invierno y verano menos acusadas de las que cabría esperar por sus características orográficas.

En la Tabla 4 se incluyen algunas características de la precipitación y acumulación de nieve para las cuencas drenadas por cada una de las estaciones de aforo indicadas. La precipitación por encima de la isoterma de 0 °C (VP), presumiblemente en forma de nieve, durante la estación fría aporta una idea aproximada de la reserva nival. Podemos calcular la altitud media donde se sitúa dicha isoterma durante este período, estimando los gradientes de variación de la temperatura media invernal con la altitud:

cuenca del río Esera	~1700 m
cuenca del río Noguera-Ribagorzana	~1600 m

La columna que se refiere al volumen de nieve retenido durante la estación fría (VR) se ha calculado a partir de los balances hídricos. Por volumen de nieve retenido se entiende la cantidad de nieve, en Hm³ de agua, que durante algunos meses de la estación fría se constituyen en reserva para su posterior fusión en primavera y principios de verano. Si ponemos en relación el volumen de nieve retenido y las aportaciones hídricas de cada una de las cuencas, se obtiene un coeficiente nival que informa acerca del grado de dependencia que la escorrentía tiene respecto a la nieve.

Estación	VP	VR	VR/VP	Cm
Eriste	149.9	57.1	0.38	15
Graus	187.8	70.9	0.38	10.5
Noales	25.3	6.9	0.27	8.9
Ginaste	67.5	20.2	0.30	10.3

Tabla 4. Características de la acumulación de nieve en la zona de estudio

SELECCION Y TRATAMIENTO DE LAS IMÁGENES

La realización de un proyecto que implique la manipulación de imágenes de satélite supone, en primer lugar, la selección del sensor a utilizar y la época de adquisición, aspectos que están condicionados por la información que se pretende obtener y la escala de trabajo. En nuestro caso nos centramos en el cuarto de escena cuyas coordenadas WRS (Worldwide Reference Systems) son 199-30 IV obtenida por el Sensor "Thematic Mapper" (TM) del satélite LANDSAT 5 (Figura 5), dentro

de la cual tomaremos una subescena de aproximadamente 352,7 km² comprendiendo el área de estudio (Figura 6). De las siete bandas del espectro electromagnético, en las que el sensor "Thematic Mapper" registra información, solamente se han utilizado seis; desestimándose la correspondiente al infrarrojo térmico (banda 6) por su baja resolución espacial (120m).



Figura 5. Escena 199-30 de 24 de septiembre de 1991. georreferenciada al huso 31. La zona de estudio se sitúa hacia el centro de la escena



Figura 6. Imagen en falso color formada por las bandas 5, 4, 2 en RGB correspondiente a la imagen de fecha 14 de septiembre de 1987.

De los balances hídricos expuestos en el apartado anterior puede verse que, el período de tiempo que abarca la fusión nival está comprendido entre abril y agosto. Esto permite seleccionar las fechas más adecuadas para la adquisición de las imágenes que vayan a ser utilizadas en la estimación del recurso hídrico disponible en la cubierta nival. Para el presente estudio se seleccionaron las siguientes fechas: 16 de abril de 1987, 14 de septiembre de 1987, 2 de abril de 1991 y 24 de agosto de 1991. Estas fechas cumplían, además, la condi-

ción de ausencia de cobertura nubosa en la zona de estudio.

Corrección atmosférica

Este tipo de correcciones tienden a eliminar las alteraciones en el registro de la imagen como consecuencia de las condiciones atmosféricas existentes en el momento de captación. La presencia de aerosoles, partículas en suspensión y vapor de agua dispersa la radiación transmitida entre la superficie de la Tierra y el sensor. Se asume que las áreas cubiertas con materiales de fuerte absortividad, como por ejemplo el agua clara en un embalse o lago profundo, deberían presentar una radiancia espectral muy próxima a cero (Chuvieco, 1990). En la práctica, el histograma de los valores digitales (VD) de la imagen en una banda espectral dada, siempre presenta un mínimo superior a ese valor que se atribuye al efecto de la dispersión atmosférica (*dispersión Rayleigh*).

Para poner de manifiesto este tipo de distorsión, se han seleccionado puntos en el Lago Cregüeña, en el embalse de Llausét y en el embalse de Benet. En estas zonas se analizan los niveles digitales, que deberían ser muy próximos a cero. Este mínimo es mayor en las bandas del visible (1, 2 y 3), disminuyendo hacia el infrarrojo cercano y medio, como puede verse en la Figura 7, confirmando que el desplazamiento del valor mínimo respecto al cero es debido a los efectos atmosféricos.

Para corregirlo aplicamos el método de la regresión entre bandas, consistente en determinar los valores de gris en cada una de ellas, para estas zonas de agua. Una vez calculado, se establece una regresión lineal entre cada banda (variable independiente) y la banda 7 (variable dependiente), donde la dispersión siempre será menor. Si no existiera dispersión, esta recta pasaría por el origen de coordenadas formado por las bandas.

Sin embargo, para este caso, dicha recta presenta un desplazamiento, cortando al eje de la banda a corregir. Este punto se estima a partir de la ecuación de la recta y, una vez obtenido, se resta a cada uno de los valores que forman la imagen.

Georreferenciación

Previamente al tratamiento digital de las imágenes realizamos la georreferenciación de las mismas. Dicho proceso consiste en dotarla de planimetría para que adquiera propiedades de mapa, tales como sistema de proyección y escala, permitiéndonos así poder medir distancias entre dos puntos cualesquiera de la imagen o la extensión de una superficie.

Se corrigió en primer lugar la imagen de agosto de 1991 seleccionando 26 puntos de control no sujetos a dinamismo temporal, como por ejemplo las presas de los embalses o cruces de carreteras, y claramente identificados en la imagen y en los mapas utilizados del Servicio Geográfico del Ejér-

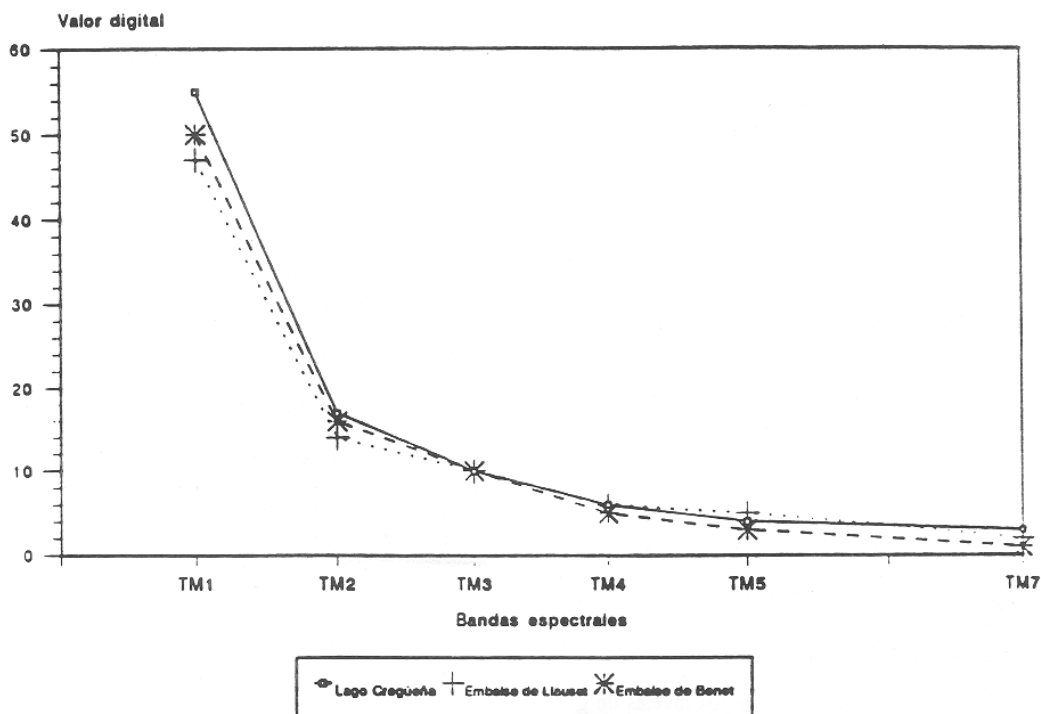


Figura 7. Valores digitales de los píxeles correspondientes al agua en la imagen de septiembre de 1987.

cito a escala 1:50.000. Dichos puntos se eligieron de manera que estuvieran uniformemente distribuidos por la imagen, dado que la zona presenta fuertes contrastes topográficos, y todos ellos situados en el huso 31.

Se empleó una transformación de segundo orden, para la que se obtuvo un error cuadrático medio total de 05581 píxeles (03607 en X y 0.4258 en Y), lo que significa errores de 335 m. Finalmente, el remuestreo de la imagen original se realizó por el método de *vecino más próximo* ya que, aunque presenta el inconveniente de introducir quiebros en el trazado de los rasgos lineales de la imagen, no supone alteración de los valores digitales de los píxeles de la imagen original (Piniella, 1995).

Una vez georreferenciada esta imagen, se tomó de referencia para la corrección de las restantes, en las que se siguieron las mismas pautas que para la primera. Los errores cuadráticos medios de las imágenes se muestran en la Tabla 5.

FECHA	ECM en X	ECM en Y	ECM total
16/4/87	0.156	0.128	0.202
14/9/87	0.238	0.259	0.352
2/4/91	0.156	0.128	0.202

Tabla 5. Errores cuadráticos medios en X y Y totales correspondientes a la georreferenciación del resto de las imágenes.

Índices espectrales

Las imágenes digitales, al estar formadas por una matriz numérica, pueden ser sometidas a diferentes algoritmos algebraicos, generando una nue-

va imagen, donde aparecen reflejados los distintos tipos de información, dependiendo del proceso realizado, además de poder destacar ciertas características.

Tras un análisis detallado de los niveles de gris y distribución de los histogramas de frecuencia de las bandas del visible e infrarrojo, se han aplicado distintas operaciones con las bandas 2, 3, 4 y 5 en forma de dos tipos de *índices espectrales*. Estos facilitan el análisis diferenciando zonas de vegetación, suelo, agua y cubierta de hielo y nieve. En este trabajo se han utilizado dos índices: el *índice de diferencia normalizado de vegetación* o NDVI y el *índice de nieve* o SI.

Índice de vegetación

La signatura espectral característica de la vegetación sana muestra un claro contraste entre la banda roja del visible (TM3) y las comprendidas en el infrarrojo cercano (TM4). Mientras en la región visible, los pigmentos de la hoja absorben la mayor parte de la luz que reciben, en el infrarrojo cercano estas sustancias son bastante transparentes. Por esta razón, la vegetación sana ofrece baja reflectividad en la banda roja del espectro y alta en el infrarrojo cercano, de manera que cuanto mayor sea el contraste entre los valores digitales de ambas bandas, mayor vigor vegetal presentará la cubierta observada. Bajos valores de contraste indican una vegetación enferma y las cubiertas sin vegetación apenas ofrecen contraste (Lobo, 1995).

En este principio se apoyan la mayor parte de los denominados *índices de vegetación*, en los que se combinan la banda roja e infrarroja cercana del espectro (bandas 3 y 4 del sensor TM, respectiva-

mente). El que empleamos en este trabajo es el NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), definido como el cociente

$$\text{NDVI} = (\text{TM4} - \text{TM3}) / (\text{TM4} + \text{TM3})$$

Índice de nieve

La elaboración de mapas de distribución de nieve y la estimación de las características de la misma a partir de datos obtenidos mediante teledetección por satélite exigen que la podamos distinguir de otras coberturas de la superficie terrestre y de las nubes.

La propiedad óptica más importante del hielo y del agua, que causa una variación espectral en la reflectancia de la nieve y de las nubes en las longitudes de onda del infrarrojo medio y el visible es que el coeficiente de absorción de ambas varía en 7 órdenes de magnitud entre 0,4 y 2,5 μm . Es por

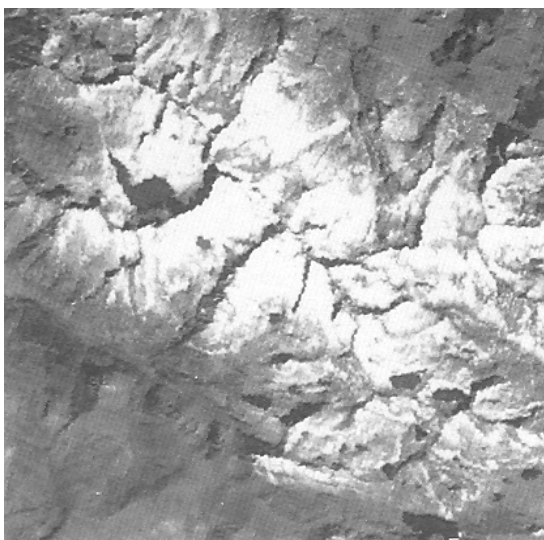


Figura 8. Imagen en blanco y negro correspondiente a la banda 2 de la imagen de septiembre de 1987.



Figura 9. Imagen en blanco y negro correspondiente a la banda 5 de la imagen de septiembre de 1987.

esto que, en la banda 2 la nieve es más brillante que cualquier otra superficie natural, mientras que en la banda 5 la reflectancia de las nubes sigue siendo muy alta, cayendo a valores próximos a cero para la nieve. Lo que permite una buena discriminación entre las nubes y la nieve.

Con estas bandas podemos elaborar, por tanto, un índice de nieve, también normalizado (Dozier, 1989), definido como la diferencia entre ellas dividida por la suma

$$\text{NDSI} = (\text{TM2} - \text{TM5}) / (\text{TM2} + \text{TM5})$$

El índice utilizado en el trabajo, para la discriminación de la nieve y la elaboración de las composiciones en falso color que se describirán a continuación, es simplemente la diferencia entre las bandas

$$\text{SI} = \text{TM2} - \text{TM5}$$

Este índice sin normalizar dio mejor resultado.

Tratamiento digital de las imágenes georreferenciadas

La nieve y el hielo sobre la superficie de la Tierra poseen rasgos distintivos que pueden observarse a partir de una visualización, en blanco y negro, de las diferentes bandas. En las del visible y el infrarrojo próximo y medio aparece un fuerte contraste en la reflectancia entre las zonas cubiertas y no cubiertas de nieve. En las tres bandas del visible, la reflectancia de la nieve es muy elevada, comparada con las áreas circundantes no nevadas. En la Figura 8, puede verse la imagen B/N de la banda 2. En ella, los glaciares (en blanco) pueden distinguirse de las zonas cubiertas de vegetación (en tonos oscuros) o del agua de los lagos (en negro), pero no de la roca desnuda del macizo (también en blanco). En las bandas 4 y 5 el contraste aparece muy acusado, siendo preferible la última gracias a la menor influencia de las perturbaciones atmosféricas.

En la Figura 9, puede verse la imagen B/N de la banda 5. En ella, los glaciares aparecen en negro debido a su baja reflectividad para esta banda. Se distinguen ahora claramente de la roca desnuda y de las zonas cubiertas de vegetación, pero no se distinguen de los lagos.

Este contraste existe para la mayor parte de las formas de hielo y nieve. Sin embargo, la facilidad de realizar mapas de la cubierta de hielo es menor que para la nieve porque la reflectividad en algunos tipos de hielo no es tan elevada. Este comportamiento espectral de las superficies de hielo y nieve queda reflejado en la Figura 10, donde se representan las curvas de reflectancia espectral para la nieve (arriba), obtenidas a partir de los valores digitales de los píxeles de la imagen de abril de 1987, y para el hielo (abajo), de los de la imagen de septiembre del mismo año.

En estas figuras, se pone en evidencia que la curva de reflectancia espectral para las superficies cubiertas de nieve se caracteriza por presentar una reducción general de la reflectancia con el incremento de la longitud de onda, de manera que es máxima en las bandas correspondientes al visible y mínima en la banda 7, perteneciente al infrarrojo medio. Este comportamiento espectral está condicionado por la presencia y concentración de sustancias contaminantes en la nieve, por el ángulo de observación o de iluminación y por la rugosidad de la superficie.

Comparando con la Figura 11 se observa que, más allá del campo de acción de las capacidades de las bandas del visible, en el infrarrojo medio, la reflectancia de la nieve caída resulta ser mucho menor que la correspondiente a la de las nubes. Se

presenta aquí, por tanto, un potencial para la discriminación entre la nieve y las nubes en las imágenes de satélite, lo que puede mejorar de forma significativa la determinación de las zonas cubiertas de nieve. Sin embargo, hay que tener en cuenta que las nubes están presentes muy a menudo en las regiones nevadas y hielo de alta montaña, provocando con su sombra un oscurecimiento parcial o total de la superficie, impidiendo las observaciones.

Del análisis visual de las distintas combinaciones en falso color, obtenidas a partir de las señales originales, se deduce que la composición 5,4,2 en rojo, verde y azul, es la que proporciona mayor información respecto a 1m superficies de hielo y nieve. El resultado de esta combinación diferencia, en azul, las superficies de hielo y nieve por la

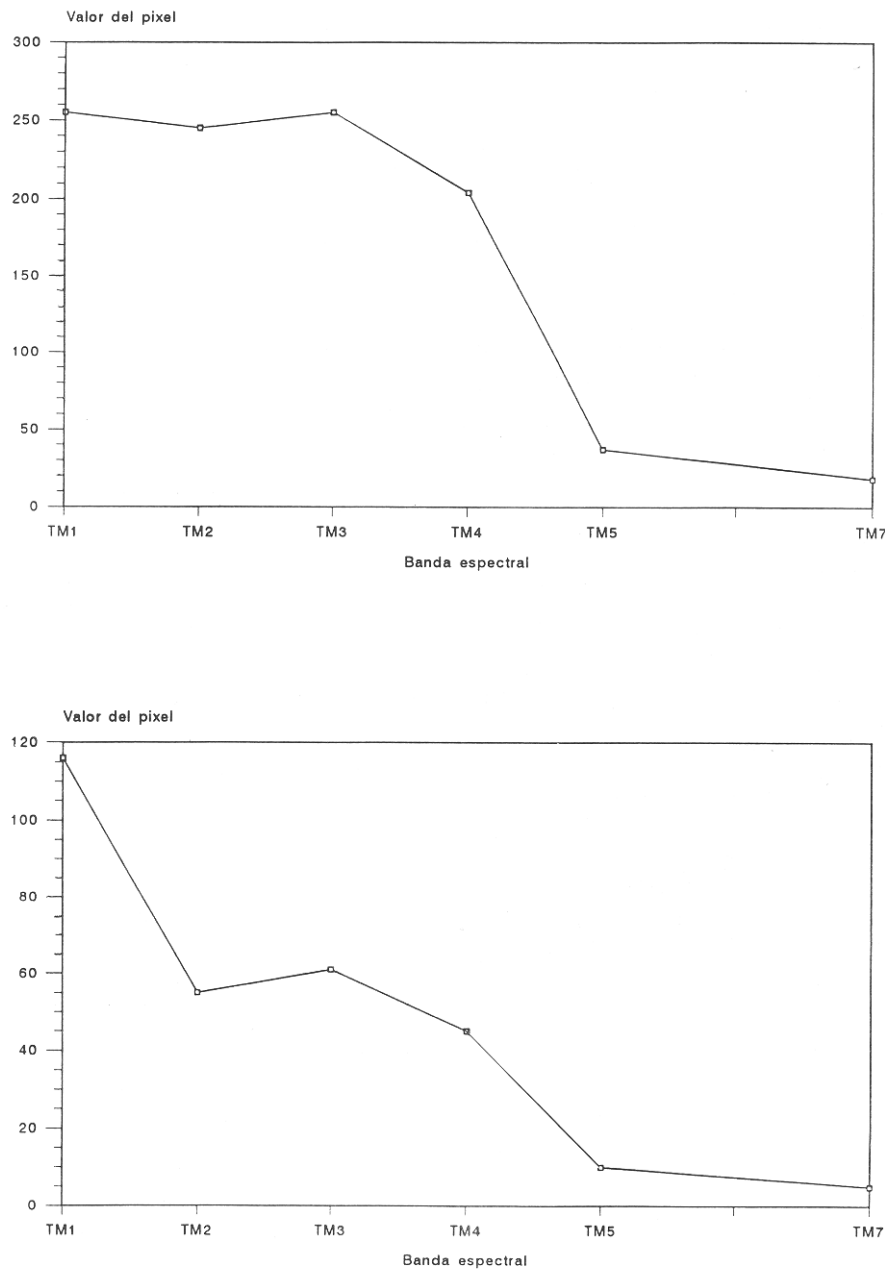


Figura 10. Signaturas espectrales para la nieve (arriba) y el hielo (abajo) obtenidas directamente de las imágenes.

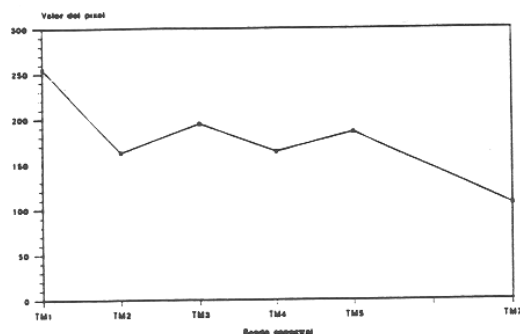


Figura 11. Signatura espectral para las nubes obtenidas directamente de las imágenes.

elevada reflectividad que presentan en las bandas visibles (banda 2). Las zonas de vegetación intensa, asociadas a los cursos de ríos y arroyos, se distinguen en tono verde debido a los altos valores de irradiancia que registran en la banda del infrarrojo cercano (banda 4). Las superficies de agua correspondientes a lagos y embalses de la zona, se ven negros debido a los bajos valores de irradiancia que presentan en el infrarrojo.

Otras composiciones en falso color que se estudiaron fueron las obtenidas por combinación híbrida de índices y bandas originales. Aquellas que dieron lugar a una mejor discriminación de la cubierta de nieve se muestran en las Figura 12. Muestran la combinación obtenida por la banda 5, el índice de vegetación (NDVI) y el índice de nieve (SI) en RGB.

En la Figura 13 se muestran los valores digitales de los píxeles en dichas imágenes para las diferentes cubiertas (glaciar, roca, vegetación o agua) y las diferentes bandas utilizadas (TM5 arriba, NDVI en medio y SI abajo). Se observa que cada una de las cubiertas es discriminada por una de las bandas utilizadas, así por ejemplo, en la banda 5 la roca desnuda da una mayor respuesta espectral (por ello aparece en un vivo color rojo en las imágenes), con

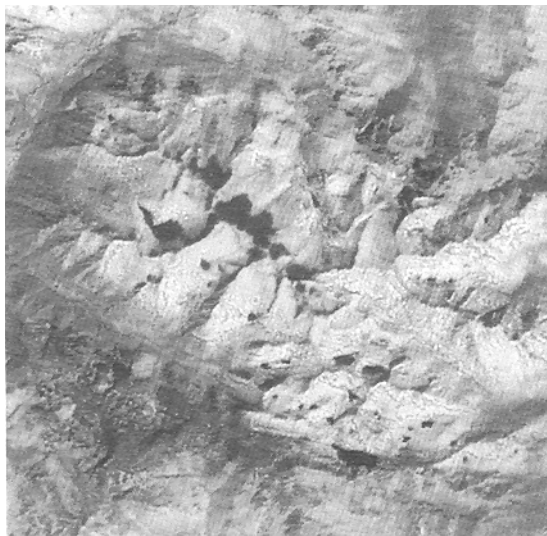


Figura 12. Imagen en falso color híbrida formada por la banda 5, el NDVI y el SI en RGB correspondiente a la imagen de septiembre de 1987.

el NDVI queda discriminada la vegetación vigorosa (apareciendo en un tono verde intenso) y con el SI aparece destacada la nieve en un intenso color azul en la composición.

Una vez discriminada la cubierta nivosa, puede obtenerse el área total de nieve que acabará convirtiéndose en recuso hídrico disponible en los ríos durante el período de fusión de la nieve. Este tipo de datos constituye la información básica para el cálculo diario de la escorrentía procedente de la fusión de la nieve mediante el empleo de modelos matemáticos que simulan el proceso y que utilizan como entradas, además de la extensión de la cubierta de nieve, la temperatura y la precipitación.

En estas mismas imágenes (las correspondientes a la época de verano, una vez fundida toda la nieve acumulada) puede medirse la superficie ocupada por las masas de hielo, como glaciares o heleros, permitiendo realizar estudios acerca de su evolución dinámica y la actualización de su cartografía.

TELEDETECCION Y LOS MODELOS DE FUSION DE NIEVE

Conocer con precisión los recursos hídricos es una necesidad que se ha visto incrementada en los últimos años debido a que la demanda de agua en muchas zonas supera el promedio de la abastecida. Para mejorar la gestión del agua disponible en zonas cuyo abastecimiento depende de manera más o menos importante de la fusión de la nieve almacenada en la cabecera de las cuencas, es fundamental el empleo de modelos hidrológicos.

Estos modelos de "fusión de nieve-escorrentía" son sencillos conceptualmente y requieren entradas periódicas de, por ejemplo, la superficie ocupada por la cubierta de nieve, la temperatura y la precipitación. De ellas, la primera constituye la información básica para el cálculo de la escorrentía. La teledetección espacial puede ser el instrumento central de adquisición de esta información básica.

Se han desarrollado modelos de deshielo, conocidos genéricamente como SRM (*Snowmelt Runoff Model*), en los que el agua proporcionada diariamente responde a una ecuación del tipo:

$$Q_{n+1} = C_n [a_n (T_n + \Delta T_n) S_n + P_n] [1 - k_n] [A/8,64 \cdot 10^6] + Q_n k_n$$

donde Q_n representa el caudal medio de fusión (m^3/s) del n -ésimo día; c es el coeficiente de deshielo que expresa las pérdidas como la proporción deshielo/precipitación; a es el factor diario de temperatura que expresa la pérdida de masa helada (cm/C día); T es la temperatura por día; dT es el ajuste de temperatura necesario, pues la altitud obliga a distinguir entre la temperatura medida en la estación meteorológica y la correspondiente a la altitud media de la cuenca o zona de estudio; S es la proporción entre la superficie cubierta por la nieve y la de la cuenca; P es la precipitación contribuyente a la escorrentía; A es la superficie de la cuenca; $8,64 \cdot 10^6$ es una constante de conversión y

k es el coeficiente de recesión o disminución de la descarga en un período sin deshielo o lluvia (Pini-lla, 1995).

DISCUSION Y CONCLUSIONES

En el presente trabajo, se han puesto de manifiesto las ventajas de utilizar las técnicas del trata-

miento digital de imágenes de satélite como una herramienta para los estudios acerca de la acumulación de nieve en la cabecera de las cuencas de alta montaña, que permita estimar el agua equivalente disponible para diferentes usos, y sobre la localización y referenciación geográfica de los glaciares del Pirineo, posibilitando la actualización

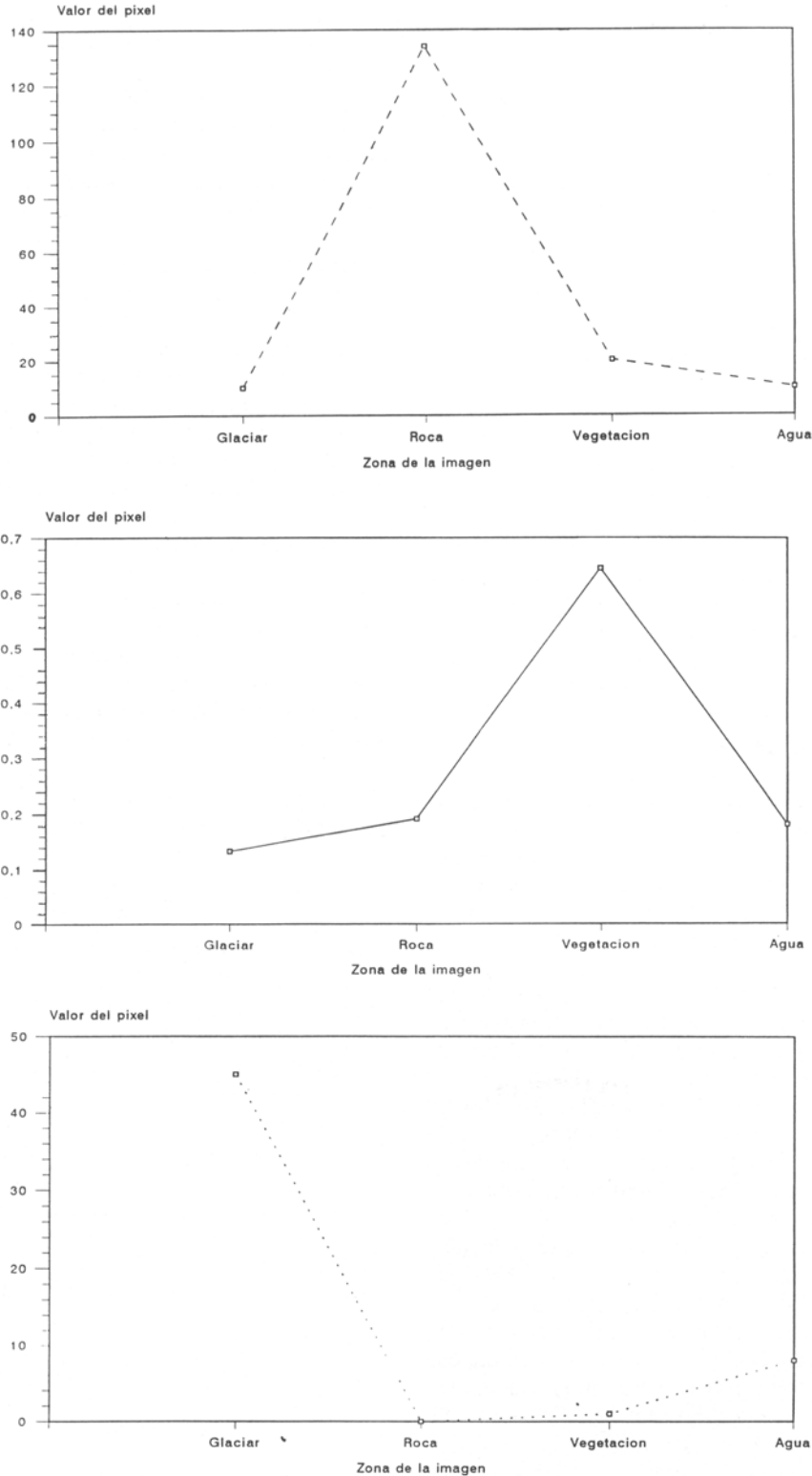


Figura 13. Valores digitales en las Imágenes obtenidas en falso color híbrido para las diferentes cubiertas y las diferentes bandas utilizadas. TM5 (an1ba). NDVI (medio) y SI (abajo).

de inventarios, estudios evolutivos y la detección de situaciones anómalas.

De entre los resultados obtenidos en el mismo, se pueden destacar las siguientes conclusiones:

- 1) El estudio y tratamiento de las imágenes obtenidas por el sensor "Thematic Mapper" del satélite Landsat 5 permite localizar geográficamente y medir el área cubierta por las superficies de hielo y nieve con errores de aproximadamente 0,1 ha.
- 2) La localización de estas superficies resulta relativamente fácil en las bandas del visible, especialmente en la banda 2, donde presenta valores altos de reflectancia. Se pueden discriminar de otras cubiertas terrestres, como vegetación o superficies de agua, y de las nubes mediante combinaciones de bandas. Las combinaciones en falso color de las bandas 5, 4 y 2, Y las híbridas constituidas a partir de los índices de vegetación y de nieve, y la banda 5 proporcionan criterios interpretativos básicos, permitiendo la medida del área ocupada por las masas de hielo y nieve con una precisión aceptable.
- 3) Conocida la superficie ocupada por la cubierta de nieve al final de la época fría, puede introducirse como dato en los modelos de "fusión de nieve-escorrentía. Una vez calibrados proporcionarán, con suficiente precisión, el volumen de agua acumulado que se transformará en recurso disponible durante la época estival.
- 4) La variabilidad en el clima de la Tierra provoca cambios atmosféricos que influyen en la extensión de la cubierta de hielo y nieve. Por consiguiente, el conocimiento del clima a nivel global y regional exige que observemos la variabilidad temporal y espacial de la misma. En particular, el Landsat 5 es una importante fuente de datos para investigaciones glaciológicas y nivológicas a la escala de una cuenca de drenaje.
- 5) Por otra parte, tenemos también que la teledetección se revela como una de las fuentes de adquisición de información más importantes para alimentar a los Sistemas de Información Geográfica, al proporcionar capas temáticas de gran interés, que complementan a las convencionales y que pueden actualizarse constantemente.

Todo ello implica que la teledetección, utilizada como herramienta en la obtención de información aplicada a la hidrología, supone un importante ahorro de tiempo, objetividad y fiabilidad de la evaluación de los recursos hídricos, en toda la problemática de la gestión, ordenación y optimización del territorio.

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro agradecimiento a los Institutos Geográfico Nacional y Cartográfico de Cataluña por habernos cedido algunas de las imágenes utilizadas en la realización del presente estudio. Así mismo, expresamos también nuestro agradecimiento a D. Rufino Barco ya D. Jorge Cela, del Departamento de Teledetección de Indra, por sus valiosos comentarios respecto a la redacción.

BIBLIOGRAFIA

- BOE nº 189. 1985. *Ley 29/1985 de Aguas*. Madrid.
- CHUVIECO, E. 1995. *Fundamentos de teledetección espacial* Madrid. Rialp. 453p.
- DOZIER, J. 1989. Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sens. Environ.* 28:9-22.
- GARCIA-RUIZ, J.M. et al. 1986. La acumulación de nieve en el Pirineo central y su influencia hidrológica. *Jaca. Pirineos* 127:27-72.
- LOBO, A 1995. La observación remota de los ecosistemas, en "Análisis de la variabilidad espacio-temporal y procesos caóticos en ciencias medioambientales. Logroño. *Geoforma* Ediciones, p213241.
- MOPU. 1m. *La nieve en el Pirineo español*. Madrid. Centro de Publicaciones. 178p.
- MORENO, V. y ALONSO, C. 1996. Estudio multitemporal de las masas glaciares del macizo del Aneto mediante teledetección espacial. Madrid. Actas del III Congreso Nacional de Medioambiente (en prensa).
- PINILLA, C. 1995. *Elementos de teledetección*. Madrid. Rama. 313p.
- ROTT, H. 1990. Snow and land ice in the climate system: Research, problems and possibilities of remote sensing. ESA SP-301. *Remote sensing and the Earth's environment*, p61-75.