

## 6 Albedo

El término albedo proviene del latín “albus”, que significa luz blanca, o color pálido, “albedo” significa también la propiedad de iluminación del suelo y su atmósfera.

La determinación del albedo es importante para evaluar la insolación total, además de ser uno de los parámetros más relevantes en la aplicación de modelos de balance radiativo Tierra-Atmósfera.

El albedo absoluto se puede definir como la relación entre la radiación solar reflejada por una superficie, integrada sobre todas las longitudes de onda de la luz solar, dividido entre la radiación solar incidente sobre esa misma superficie, también integrada sobre todas las longitudes de ondas de la luz solar.

El albedo varía con el tipo de cubierta terrestre, la cual presenta una característica espectral y una reflectividad bidireccional propias. El albedo de un suelo varía con el color, la humedad, el contenido de materia mineral y orgánica, y el estado de la superficie. Disminuye a medida que aumenta su contenido de humedad, materia orgánica, y rugosidad de la superficie. Los suelos con tonalidades claras poseen un albedo mayor que los oscuros, por tanto, los suelos arenosos poseen un albedo mayor que los arcillosos.

Los datos de satélite constituyen una herramienta importante para determinar el albedo, además de que dichos datos poseen una adecuada cobertura tanto espacial como temporal. En este estudio se supone que la reflexión de la superficie terrestre es Lambertiana. Aunque la radiancia en el límite superior de la atmósfera no es Lambertiana, la radiancia del satélite puede ser simulada y el albedo puede ser determinado considerando superficie Lambertiana. Esta aproximación imita el procedimiento general para convertir la radiancia derivada del satélite en albedo.

Teniendo en cuenta esa suposición, la reflectividad  $\rho$  de una superficie puede definirse como (Valiente et al., 1995):

$$\rho(\lambda) = \frac{\pi L(\lambda)}{\mu_s E_s(\lambda)} \quad (6.1)$$

donde  $L(\lambda)$  es la radiancia espectral reflejada por la superficie ( $\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ),  $\pi L(\lambda)$  es la radiancia espectral reflejada;  $\mu_s = \cos\theta_s$  donde  $\theta_s$  es el ángulo cenital solar,  $E_s(\lambda)$  es la irradiancia espectral incidente proveniente del Sol ( $\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1}$ ) y  $\mu_s E_s(\lambda)$  es la parte de la irradiancia espectral incidente que impacta en la superficie.

El albedo  $\alpha$  se define como la reflectividad hemisférica representativa para una banda espectral determinada. De forma similar a la ecuación 6.1:

$$\alpha = \frac{\pi L}{\mu_s E_s} \quad (6.2)$$

donde  $L$  es la integral de la radiancia espectral pesada por la función filtro de la banda ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$ ) y  $E_s$  la integral de la irradiancia espectral pesada por la función filtro de la banda ( $\text{Wm}^{-2}$ ). Esos dos términos pueden ser escritos como:

$$\begin{aligned} \pi L &= \int_{\lambda_{\text{inf}}}^{\lambda_{\text{sup}}} \pi L(\lambda) S(\lambda) d\lambda \\ \mu_s E_s &= \int_{\lambda_{\text{inf}}}^{\lambda_{\text{sup}}} \mu_s E_s S(\lambda) d\lambda \end{aligned} \quad (6.3)$$

donde  $S(\lambda)$  es la respuesta espectral de la función filtro y  $\lambda_{\text{inf}}$ ,  $\lambda_{\text{sup}}$  son los extremos de las longitudes de onda espectral de la banda.

## 6.1 Determinación del albedo a partir de imágenes NOAA-AVHRR

La literatura describe una gran variedad de métodos para determinar el albedo a partir del canal visible de satélites METEOSAT o GMS (Dedieu et al., 1987, Nunez et al., 1987b), o, a partir de datos de varios canales del Landsat (Brest y Goward, 1987; Dubayah, 1992), también se describen métodos para determinar el albedo empleando el canal visible del sensor AVHRR (Gruber et al., 1983; Kidder y Vonder Haar, 1995), o a través de la combinación lineal de los canales 1 y 2 del sensor AVHRR (Saunders, 1990; Potdar y Narayana, 1993; Valiente et al., 1995; Russell et al., 1997).

En el caso de las imágenes NOAA-AVHRR la determinación del albedo debe realizarse de la siguiente manera: primero deben transformarse los valores digitales de 10-bit en valores de albedo aparente, para ello se hace uso de los coeficientes de calibración suministrados por la misma NOAA, adicionalmente es necesario implementar un sistema de detección de nubes con el fin de extraer de cada imagen la cobertura nubosa y así obtener el albedo superficial, posteriormente se realiza la conversión de albedo de banda estrecha a albedo de banda ancha y por último mediante la utilización de puntos de control se realiza la corrección geométrica de las imágenes. Estos pasos serán explicados en los puntos siguientes.

## 6.2 Corrección Radiométrica

La corrección radiométrica en el procesamiento de imágenes de satélite es crítica, dado que el valor radiométrico digital medido por el sensor debe ser convertido a valores de albedo (visible e infrarrojo cercano) o a valores de temperatura de brillo (TB, infrarrojo mediano e infrarrojo térmico) mediante el proceso que se describe a continuación.

### 6.2.1 Canales visibles

Primero, los canales 1 y 2 en la región del visible y del infrarrojo cercano pueden ser convertidos a albedo TOA (en el límite superior de la atmósfera), usando la siguiente fórmula (Rao y Chen, 1999): Los valores digitales (raw data) de las bandas visibles del sensor AVHRR (Canales 1 y 2) pueden ser convertidos a valores de albedo usando los llamados coeficientes de calibración tal como se describe en la *NOAA Polar Orbiter Data User's Guide* (<http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/podug/index.htm>) y en la *NOAA KLM User's Guide* (<http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm/index.htm>).

$$A_i = S_i * C10_i + I_i \quad (6.4)$$

Donde  $A_i$  es el porcentaje de albedo medido por el canal  $i$ ,  $S_i$  e  $I_i$  son denominados slope (pendiente) e Intercept del canal  $i$ ,  $C10_i$  es la radiancia en 10-bit del canal  $i$ .

Además dado que el canal visible (banda 1) y el infrarrojo cercano (banda 2) de los satélites NOAA-AVHRR no poseen a bordo ningún dispositivo de calibración, Rao y Chen (1996, 1999) han desarrollado una técnica de calibración indirecta de modo de caracterizar el comportamiento en órbita y así tomar en cuenta la conocida degradación que se produce en la funcionalidad de estos dos canales después del lanzamiento. Respecto a los valores de pendiente e interceptación de los distintos satélites NOAA se debe mencionar que son publicados mensualmente en la página de la NOAASIS (<http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/calibration.html>). Esto ha permitido realizar una calibración absoluta a lo largo del tiempo para los canales visibles AVHRR de los distintos satélites NOAA.

Posteriormente el valor  $A_i$  determinado con la ecuación (6.4) se normaliza dividiendo por el coseno del ángulo cenital solar (corrección angular) y luego se multiplica por el *Factor de corrección de la distancia Tierra-Sol*  $\rho^2$  (corrección estacional), que toma en cuenta la variación estacional en la irradiancia solar en el límite superior de la atmósfera. La hipótesis asumida para este cálculo son las siguientes: i) todas las

radiaciones reflejadas son isotrópicas (en consecuencia, un ángulo de visión por píxel es suficiente para estimar la radiación solar total reflejada en todas las direcciones), ii) el albedo en todo el espectro solar es el mismo que el promedio de los albedos medidos en las bandas estrechas del sensor AVHRR canal 1 y 2, y iii) el albedo medido corresponde al albedo promedio diario (Kidder y Vonder Haar, 1995).

## 6.2.2 Canales térmicos

Los valores digitales de los canales 3, 4 y 5 del sensor AVHRR son convertidos a radiancias usando una expresión similar a la (6.4), donde los valores de  $S_i$  e  $I_i$  están incluidos en el AVHRR level 1b data. La corrección de no-linealidad aplicada a los datos del NOAA-14 es:

$$L_i = A L_i + B L_i^2 + C \quad (6.5)$$

Donde  $A$ ,  $B$  and  $C$  son los coeficientes de calibración no-lineal dados en la Tabla 6.1. Los valores de radiancia derivados de la corrección no lineal son convertidos a valores de temperatura de brillo usando la ecuación de radiación de Planck inversa:

$$T_i = \frac{C_2 v_i}{\ln\left(1 + \frac{C_1 v_i^3}{L_i}\right)} \quad (6.6)$$

donde  $T_i$  es la temperatura de brillo en grados Kelvin del canal  $i$ ,  $v_i$  es el valor de longitud de onda central del canal  $i$ , y  $C_1$  y  $C_2$  son constantes,  $1.1910659 \times 10^{-5} \text{ mW}/(\text{m}^2 \text{ sr cm}^{-4})$ ,  $1.438833 \text{ cm K}$ , respectivamente.

Tabla 6.1: Coeficientes de calibración No lineal de los canales 3, 4 y 5 del NOAA-14 AVHRR/2 (Fuente: *NOAA KLM User's Guide-Section 7.1*, <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm/html/c7/sec7-1.htm>)

	Canal 3	Canal 4	Canal 5
$A$	1.00359	0.92378	0.96194
$B$	0.0	0.0003822	0.0001742
$C$	-0.0031	3.72	2.0

## **6.3 Detección de nubes**

La identificación de las nubes y de los sistemas nubosos forma parte integral de muchas aplicaciones meteorológicas basadas en datos de satélites. Las nubes no detectadas distorsionan la reflectividad real de la superficie de la tierra y consecuentemente desarrollan una fuente adicional de error. Las nubes en las imágenes de satélite deben ser identificadas previamente a cualquier análisis futuro. En vista del gran número de píxeles que constituyen cada imagen de satélite normalmente se utiliza un procedimiento automático.

La clasificación de las nubes a partir de las imágenes de satélite contemplan, más que nubes individuales de un determinado género, grupos de nubes de características parecidas, para cuya identificación son muy útiles las informaciones complementarias sobre la estratificación atmosférica, la microfísica de las nubes, la circulación atmosférica y los factores geográficos en cada caso. Una clasificación básica de este tipo puede contener los siguientes grupos de nubes: nubes bajas, nubes medias y nubes de alta reflectividad. Para obtener una clasificación detallada de todos los tipos de nubes presentes en una imagen puede aplicarse el procedimiento descrito por Karlsson (1989).

### **6.3.1 Técnicas de detección de nubes**

Básicamente se pueden distinguir cuatro tipos de técnicas para la detección de nubes a través de imágenes de satélites: espectrales, espaciales, temporales y mixtas.

Las espectrales utilizan las características espectrales de la superficie terrestre y las nubes, tanto para establecer umbrales de temperatura como diferencias de absorción (Peura et al., 1996), hacen uso de la diferencia de temperatura entre las nubes y el suelo, emplean para ello distintos canales tanto del visible como del infrarrojo (Baum y Trepte, 1999). Reflectividad: presentan firmas espectrales fuertes, dependen del ángulo cenital solar, y emplean por lo general los canales 1, 3 y 4 (Karlsson, 1989; Laine et al., 1999; Flores y Baldasano, 2001b). Emisividad: presentan firmas espectrales débiles, tienen aplicación nocturna y hacen uso los canales 3, 4 y 5 (García-Pertierra, 1996).

Las espaciales realizan un análisis de coherencia espacial entre píxeles de la imagen, emplean técnicas de detección de cambios, de reconocimiento de patrones, de redes neuronales (Serrano et al., 2001) y de máxima verosimilitud (Lubin y Morrow, 1998), también pueden emplear métodos multifractales (Grau et al., 2001).

Las temporales emplean técnicas de tratamiento estadístico a series temporales, para tratar de establecer una temperatura base o un umbral de temperatura de brillo.

Las mixtas, como su nombre indica, hacen uso de varias de las técnicas descritas anteriormente.

Peura et al. (1996), utilizan una técnica monoespectral de procesamiento de imágenes NOAA-AVHRR, empleando mascarar de convolución y medidas estadísticas para detectar los diferentes tipos de nubes, pero al trabajar con un solo canal establece que el procesamiento digital de la imagen por sí solo, no conduce a una correcta clasificación de la cubierta nubosa, por ello es importante tener en cuenta algunas propiedades físicas de las nubes al momento de clasificarlas.

Lubin y Morrow (1998), presentan un método de clasificación de nubes basado en el análisis multiespectral y textural mediante la técnica de máxima verosimilitud a imágenes NOAA-AVHRR, el cual identifica de forma excelente la presencia o ausencia de nubes, pero presenta algunos problemas para distinguir el tipo de nube y una superficie nevada o helada y el mar. Pero sin embargo, los resultados obtenidos muestran que el esquema de detección de nubes mediante la combinación de signaturas espectrales y reconocimientos de texturas produce resultados realistas.

Baum y Trepte (1999), proponen un método de grupos de umbrales (GTM) para la clasificación en situaciones complejas, donde los datos AVHRR contengan nubes, fuego, humo o nieve. La idea del método es designar módulos que contengan grupos de test de umbrales espectrales, tanto estáticos como dinámicos, los cuales se aplican de modo concurrente, no secuencial, a cada píxel de la imagen. El propósito de cada test es el de identificar únicamente una clase en la imagen, por ejemplo nubes. La clasificación final depende del resultado de la aplicación del grupo de tests dentro de cada módulo.

Duchon y O'Malley (1999), proponen un método estadístico para estimar el tipo de nube presente en una región determinada, para la cual se dispone de estaciones de medición de irradiación en superficie pero no de observadores que registren las condiciones del cielo. Emplean para ello las series temporales de irradiación de los piranómetros, estas mediciones naturalmente integran el efecto de las nubes en el tiempo, pero representan una técnica alternativa cuando no se dispone de datos de satélite ni de observadores terrestres.

Debido a que las nubes ocupan un espacio tridimensional de gran variabilidad tanto espacial como temporal, su forma puede ser representada en un instante determinado mediante la dimensión fractal (Stull, 2000). Haciendo uso de esta propiedad Grau et al. (2001), aplica el método de box-counting, para medir la

dimensión fractal de las nubes en las imágenes Meteosat de primera generación diurnas.

### **6.3.2 Algoritmo de detección de nubes utilizado**

El procedimiento operativo consiste en realizar una serie de test a tres bandas de la imagen NOAA-AVHRR, específicamente las bandas 1, 3 y 4, lo que permite establecer unos umbrales adecuados para la identificación de los distintos tipos de nubes. En términos generales, la detección de nubes a través de imágenes de satélite depende del contraste entre las nubes y el fondo.

En la banda visible este contraste es en términos de diferencias de reflectividades, mientras que en el infrarrojo es en términos de diferencia de temperaturas de brillo que incluyen tanto los efectos de reflectividad como de emisión térmica.

Una técnica sencilla y rápida para la detección de nubes, consiste en la evaluación de la radiancia y la aplicación de umbrales predeterminados entre los distintos canales del sensor AVHRR, lo cual permite discriminar entre distintos tipos de superficie (suelo, mar, nieve, etc.) y nubes.

Allen et al. (1990) y Laine et al. (1999) desarrollan y evalúan algoritmos para discriminar entre nubes, nieve y superficie terrestre utilizando una técnica multiespectral a partir de los canales 1, 3 y 4 del sensor AVHRR del satélite NOAA.

Para la detección de las nubes se empleó el algoritmo desarrollado por Laine et al. (1999), el cual por medio de la reflectividad del canal 1 ( $R_1$ ) y la temperatura de brillo de los canales 3 y 4 ( $T_3$  y  $T_4$  respectivamente) permite separar nubes, nieve y suelo.

El procedimiento consiste básicamente en la aplicación de cuatro test (Figura 6.1). Esta técnica permite identificar tres tipos de nubes diferentes en función de su altitud: altas, medias y bajas.

La primera hipótesis considera que normalmente las nubes son más frías que el suelo (excepto en condiciones de inversión térmica atmosférica). Aprovechando esta condición, las nubes frías ubicadas en las capas altas de la atmósfera pueden ser identificadas mediante la aplicación de un valor mínimo de temperatura de brillo  $T_{min}$  para el canal 4.

El valor de  $T_{min}$  puede ser estimado en función de la temperatura superficial y se puede tomar un valor de 233 K para el límite superior de las nubes durante los meses de invierno y de 273 K en los meses de verano. El segundo test consiste en un procedimiento general para la detección de nubes, mediante el cual a través de la

aplicación de un umbral empírico de 8 K para T3-T4, permite separar las nubes respecto del suelo y del mar.

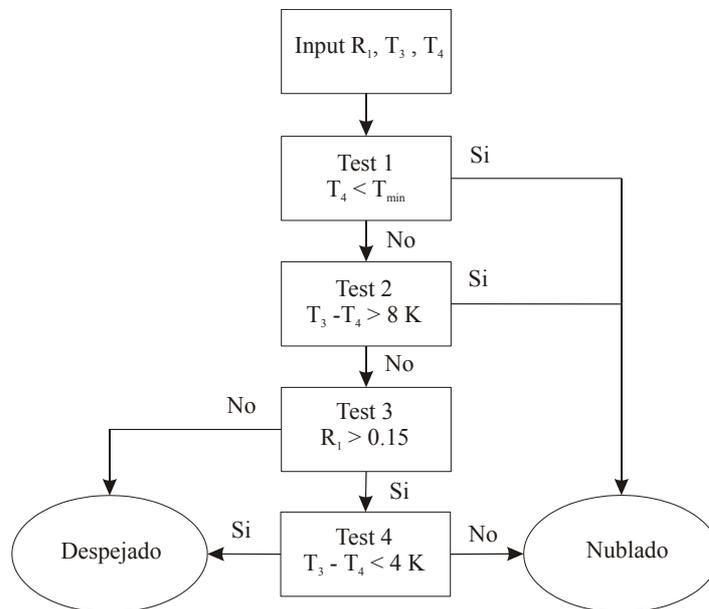


Figura 6.1: Algoritmo de detección de nubes (Laine, 1999)

El tercer test permite separar la alta reflectividad de las nubes y la nieve, respecto de las zonas libres de nieve y el suelo mediante la aplicación de una reflectividad mínima de 0.15 para el canal 1. El último test separa nubes respecto de hielo y nieve, utilizando el mismo principio del test 2, pero con un umbral empírico de 4 K.

La clasificación de las distintas cubiertas en el espacio R1, T3-T4 se muestra en la Figura 6.2, en ella se observan claramente los límites entre los distintos tipos de cubierta a discriminar, como son tierra y mar, hielo y nieve, y nubes.

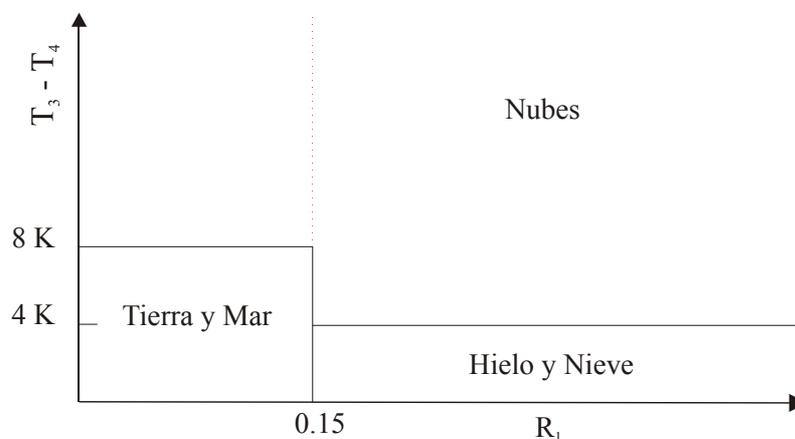


Figura 6.2: Clasificación de nubes, tierra y nieve en el espacio R1, T3-T4

## 6.4 Albedo de banda ancha

El albedo superficial que se calcula para aplicaciones meteorológicas o climáticas, se refiere a menudo como *albedo superficial de banda ancha* (broadband surface albedo).

En el caso del sensor AVHRR, para obtener el albedo superficial es necesario realizar una conversión de banda estrecha a banda ancha, esto se realiza mediante una combinación lineal de los albedos individuales del visible (canal 1) e infrarrojo próximo (canal 2), tal como se muestra a continuación:

$$\alpha = \beta_1\alpha_1 + \beta_2\alpha_2 + \gamma \quad (6.7)$$

donde  $\alpha_1$ , y  $\alpha_2$  corresponden a los albedos observados en el visible y en el infrarrojo próximo respectivamente, calculados de acuerdo a la ecuación 6.4; y  $\beta_1$ ,  $\beta_2$  y  $\gamma$  son coeficientes empíricos que tienen en cuenta la cantidad de radiación solar recibida en cada canal.

La ecuación 6.7, ha sido ampliamente usada por varios autores, para obtener el albedo de banda ancha a partir del albedo de banda estrecha del sensor AVHRR, entre ellos podemos citar los trabajos de: Gruber et al. (1983), Saunders (1990), Potdar y Narayana (1993), Kidder y Vonder Haar (1995), Valiente et al. (1995), Hucek y Jacobowitz (1995), Russell et al. (1997), Csiszar y Gutman (1999) entre otros.

Jorge y Pineda (2001) determinan el albedo de la superficie terrestre (aplicado al territorio de Cataluña), a través de datos NOAA-AVHRR, para obtener los valores mensuales del albedo, con la finalidad de utilizarlos como datos de entrada en el modelo de pronóstico meteorológico MM5. Emplean para ello una combinación lineal del visible y del infrarrojo próximo aplicando los coeficientes descritos por Saunders (1990), Potdar y Narayana (1993), Valiente et al. (1995) y Russell et al. (1997) (ver Tabla 6.1). Comparan los valores obtenidos con valores bibliográficos de albedo para Cataluña (Cunillera, 1995), y los valores de albedo definidos por el USGS (Servicio Geológico de los Estados Unidos) que son los que utiliza por defecto el modelo de pronóstico meteorológico MM5. Finalmente concluyen que el método que mejor estima el albedo para el caso de Cataluña es el de Saunders (1990).

Sobrino et al. (2000) por su parte utiliza la metodología descrita por Saunders (1990), para obtener el albedo planetario, como paso previo para la determinación de la inercia térmica, aplicando el modelo desarrollado por Sobrino y El Kharraz (1999),

el cual permite obtener la inercia térmica a escala regional usando para este fin los datos suministrados por el sensor AVHRR a bordo del satélite NOAA. La ventaja principal del modelo desarrollado por Sobrino y El Kharraz (1999) frente a otros similares, es el de no requerir datos externos a los suministrados por el satélite, para ello necesita cuatro pasadas consecutivas de los satélites NOAA por la misma zona, y constituye una metodología operativa para la determinación tanto del albedo como de la inercia térmica. La validez del modelo fue comprobado utilizando para ello medidas in situ realizadas en el marco del proyecto Hapex-Sahel (Niger), el análisis de sensibilidad mostró que la utilización del modelo produce errores aceptables. La metodología revela que el efecto de la emisividad y la absorción debida al contenido de vapor de agua atmosférico no tienen un gran impacto a la hora de obtener imágenes de inercia térmica. Finalmente aplican el modelo para obtener las imágenes de inercia térmica de la Península Ibérica y Marruecos.

Tabla 6.1: Coeficientes empíricos para la determinación del albedo planetario

Fuente	$\beta_1$	$\beta_2$	$\gamma$
Kidder y Vonder Haar (1995), Gruber et al. (1983)	1.0	0.0	0.0
Saunders (1990)	0.5	0.5	0.0
Potdar y Narayana (1993)	0.798	0.188	0.051
Valiente et al. (1995)	0.545	0.320	0.035
Russell et al. (1997)	0.441	0.670	0.044

## 6.5 Albedo superficial

Una vez que se ha obtenido la cubierta de nubes y el albedo de banda ancha, empleando para ello los coeficientes propuestos por Saunders (Tabla 6.1), se procede a la determinación del albedo superficial, esto se realiza restando a cada imagen de albedo de banda ancha la cobertura nubosa correspondiente, luego se promedian todas las imágenes de un mes para obtener el albedo superficial mensual. Posteriormente con el propósito de obtener el albedo superficial de un año medio se promedian los albedos mensuales obtenidos para el período de estudio.

En las Figura 6.3 y 6.4 se muestra el albedo superficial mensual de enero a junio y de julio a diciembre respectivamente correspondientes al año medio. En ellas se observa la variación mensual del albedo, en cada mapa aparece la leyenda de valores del albedo (%), con la misma escala de valores: entre 0 y 100%. Cabe hacer notar que en algunos casos la imagen de albedo mensual presentaba vacíos (zonas en color blanco), debido a que durante el período estudiado la zona en cuestión permaneció siempre con presencia de nubes.

Se observa que en general los valores de albedo corresponden con los encontrados en la literatura, ver Tabla 6.2, los valores más altos para la nieve, entre 35% y 90 %, los valores menores para el agua, menores a 20% y los valores medios para las otras cubiertas, entre 5% y 30%.

Tabla 6.2: Albedos típicos de varias superficies (Stull, 2000)

Superficie	(%)	Superficie	(%)	Superficie	(%)
Nieve, fresca	75-90	Suelo, arenoso	20-25	Concreto	15-37
Nieve, vieja	35-70	Cal	45	Edificios	9
Hielo	60	Yeso	55	Urbano, medio	15
Agua, profunda	5-20	Granito	12-18	Caña de azúcar	15
Arcilla, húmeda	16	Piedras	20-30	Maíz	18
Arcilla seca	23	Duna, arena	20-45	Algodón	20-22
Nubes, gruesas	70-95	Marga, seca	23	Bosque, confieras	5-15
Nubes, finas	20-65	Marga, húmeda	16	Gramina, verde	26

En las Figuras 6.5 y 6.6 se muestran los histogramas correspondientes de cada una de las imágenes de albedo de las Figuras 6.3 y 6.4, se grafica de 0 a 30% de albedo lo que corresponde en promedio a un 99.74% de los píxeles de cada imagen. Se observa en general el mismo comportamiento para todas las gráficas, dos picos bien definidos (excepto para diciembre), el primero ocurre para albedos menores que 10% y corresponde al mar, el segundo ocurre para los albedos mayores que 10% y corresponde a la cubierta terrestre (continentes), se observa además que este segundo pico se extiende hasta el 20% de albedo, con la moda en torno al 15% de albedo.

En la Tabla 6.3 se muestran las estadísticas correspondientes a los mapas de albedo superficial mensual, se presentan para cada mes los valores mínimos, máximos y medios de todos los píxeles correspondientes (sólo) a la Península Ibérica. Se observa que los resultados corroboran los valores obtenidos con los histogramas, el valor medio mensual varía levemente a lo largo del año (entre 14.3 y 15.6 %), con un valor promedio de 15.1%, en el caso del albedo mínimo mensual su variación es un poco más acentuada (entre 3.5 y 5.9 %), con un valor promedio de 4.8%, por último en lo que se refiere al valor máximo mensual su variación a lo largo del año es la más marcada (entre 36.6 y 93.3), con un valor promedio de 68.6%, mínimo en los meses de verano y máximo en los meses de invierno, debido principalmente al albedo de la nieve fundamentalmente en la zona del Pirineo.

Tabla 6.3: Valores mínimos, máximos y medios del albedo superficial (%) de la Península Ibérica para el año medio

Mes	Mínimo	Máximo	Medio
Enero	5.8	72.5	15.6
Febrero	5.7	87.7	15.0
Marzo	4.2	78.7	15.3
Abril	3.9	93.3	15.1
Mayo	4.5	73.6	15.4
Junio	4.0	36.6	15.4
Julio	4.5	40.8	15.4
Agosto	4.4	42.0	14.9
Septiembre	3.5	74.1	14.8
Octubre	5.9	57.8	14.9
Noviembre	5.6	86.9	15.0
Diciembre	5.3	79.3	14.3

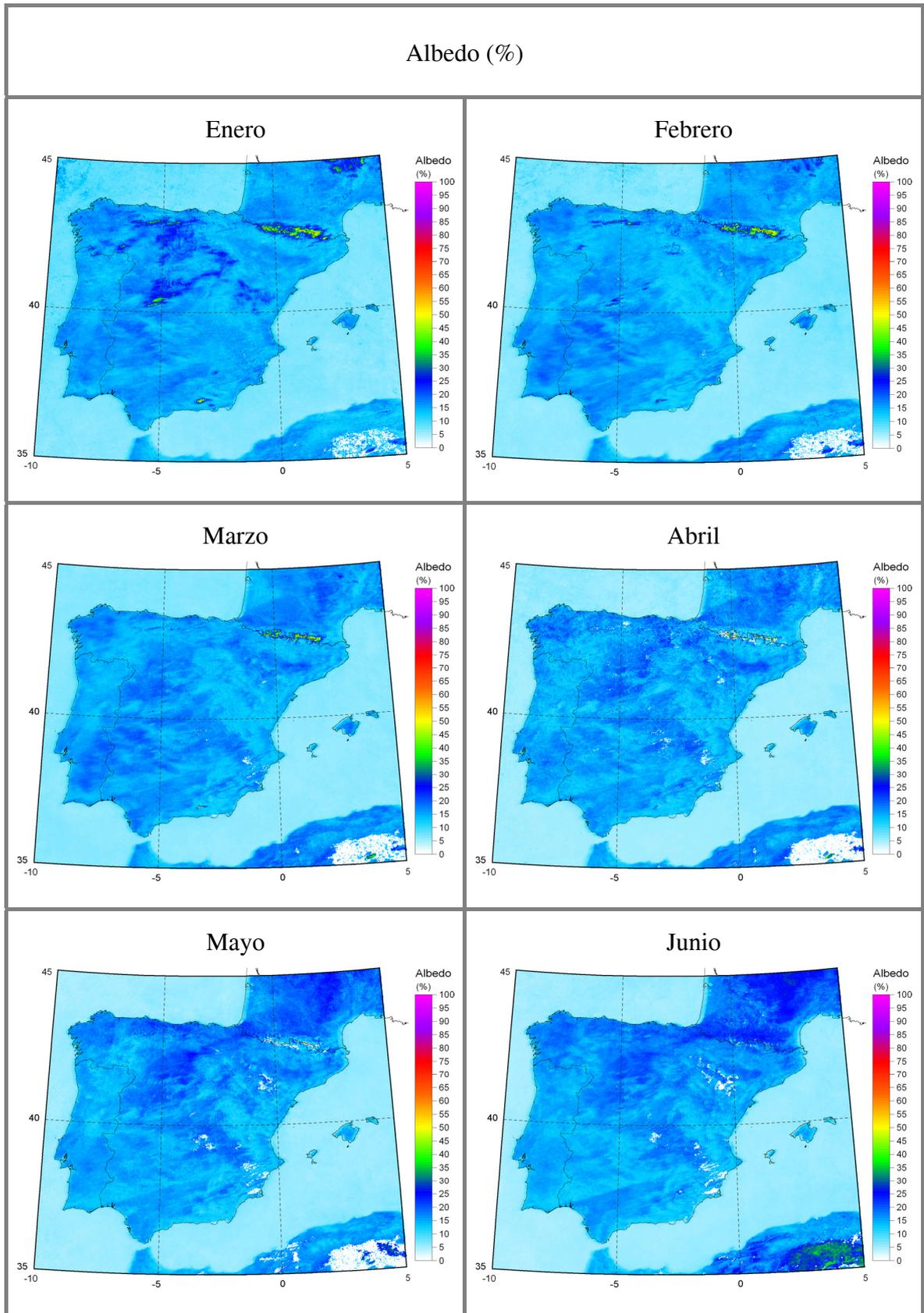


Figura 6.3: Albedo superficial de banda ancha de enero a junio del año medio

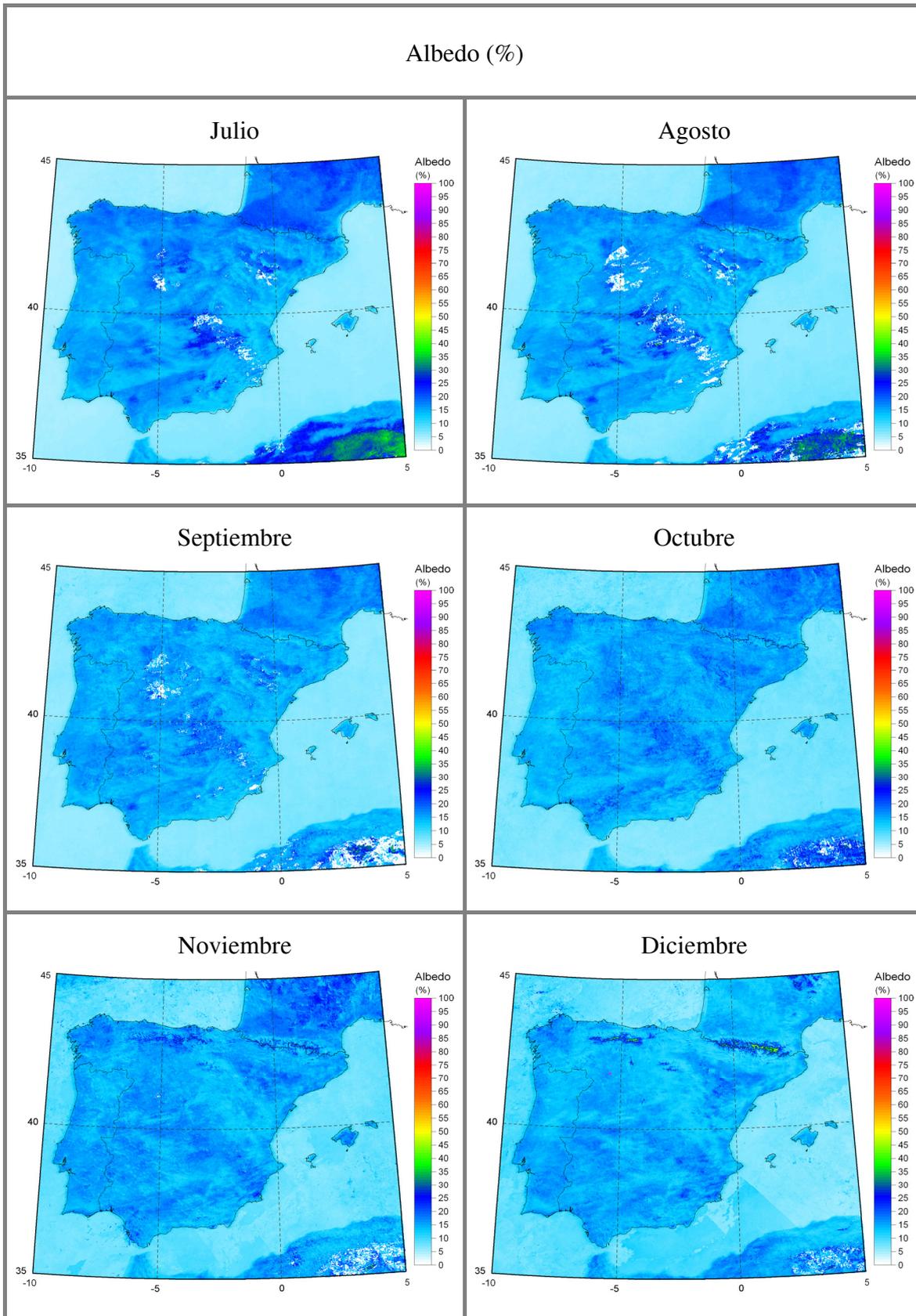


Figura 6.4: Albedo superficial de banda ancha de julio a diciembre del año medio

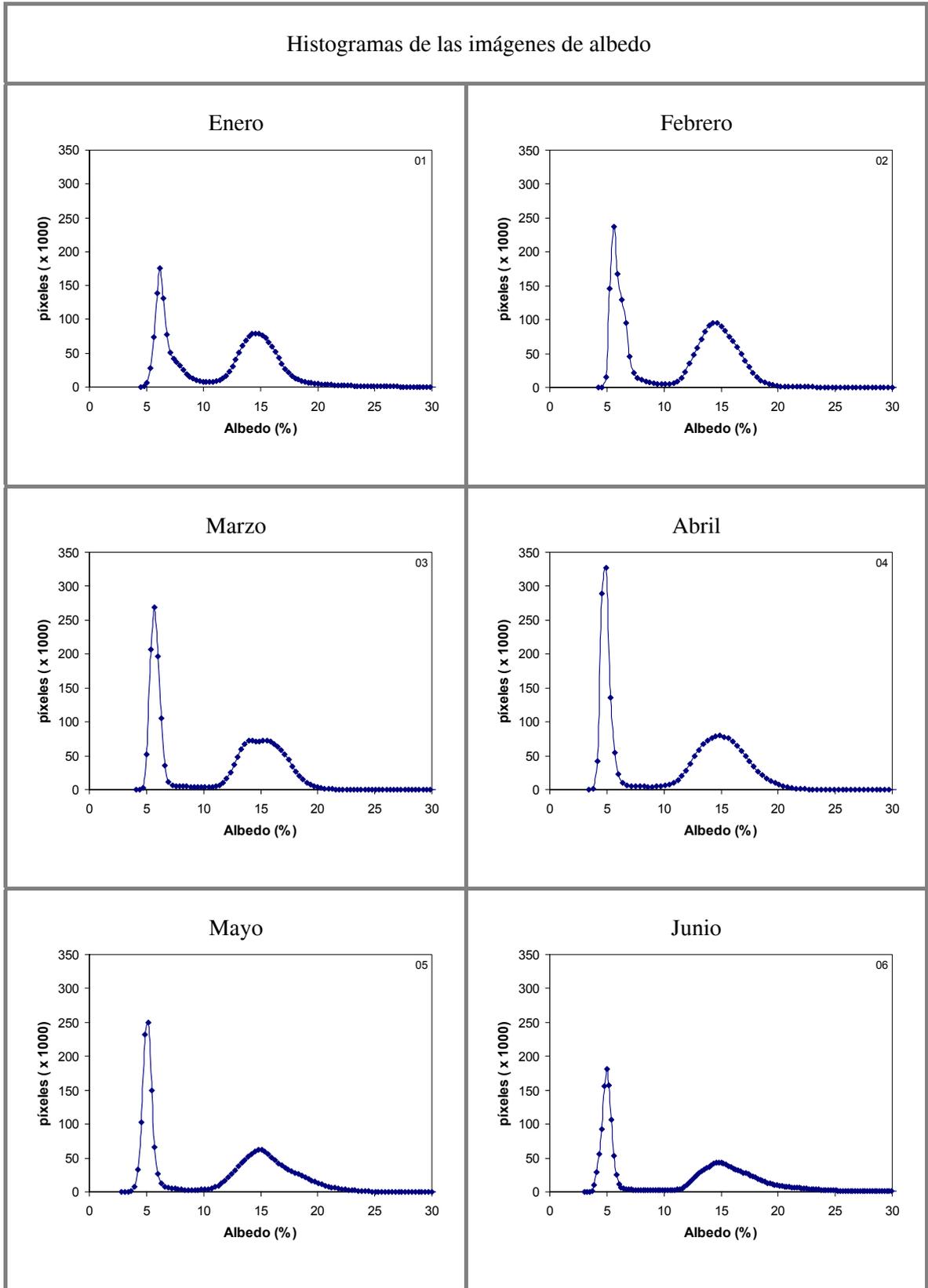


Figura 6.5: Histogramas de las imágenes de albedo de banda ancha de enero a junio del año medio

### Histogramas de las imágenes de albedo

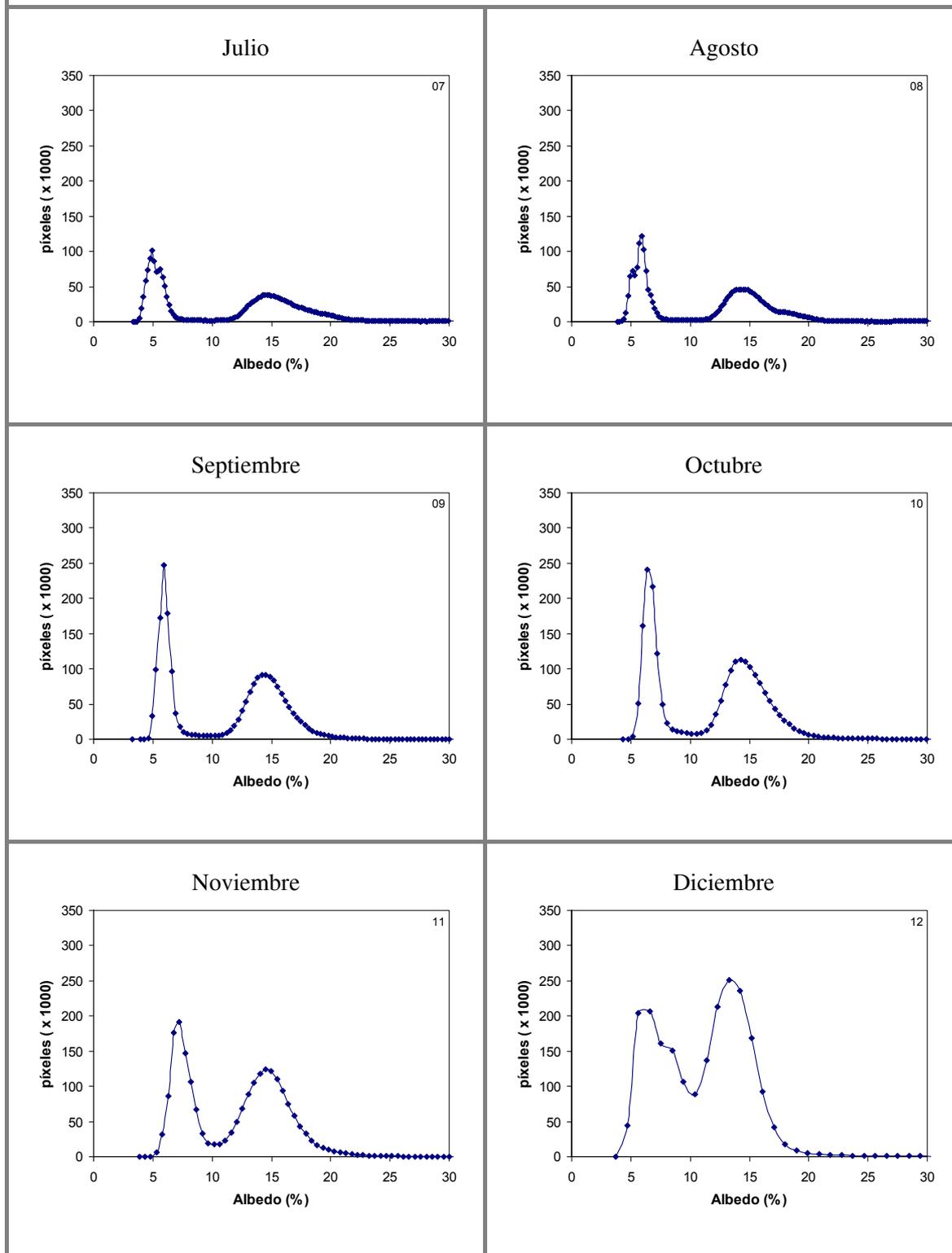


Figura 6.6: Histogramas de las imágenes albedo de banda ancha de julio a diciembre del año medio

## 6.6 Conclusiones

La literatura describe una gran variedad de metodologías para la determinación del albedo a partir de imágenes de satélite, de todas ellas se empleó la correspondiente a la propuesta por Saunders (1990), que determina el albedo a través de la combinación lineal de los canales 1 y 2 de los satélites NOAA-AVHRR. Jorge y Pineda (2001) deducen que los valores de albedo que más se aproximan a los valores bibliográficos que se utilizan en el modelo de pronóstico meteorológico MM5 son los de Saunders (1990), por otro parte Sobrino et al. (1999 y 2000) determinan la inercia térmica a través de imágenes NOAA-AVHRR y consideran que la formulación de Saunders (1990) produce errores aceptables en la estimación del albedo.

La metodología propuesta para la obtención de mapas de irradiación solar en superficie permite obtener el albedo de banda ancha a partir de las imágenes NOAA-AVHRR, cabe mencionar que en dicha metodología no se ha realizado la corrección atmosférica con lo cual se producen mapas de albedo mensual con errores máximos del 10%. Así, el procesamiento de los datos es mucho más simple y menos costoso que la aplicación de modelos más complejos para aumentar la precisión, en el mejor de los casos se obtiene un error alrededor de un 4%, que corresponde teóricamente al caso ideal de la simulación de las mejores regresiones del albedo (Valiente et al., 1995), por lo cual constituye una estimación útil para la aplicación de este trabajo.

Por otro lado se estudió la forma de detectar e identificar nubes a través de imágenes de satélites. Para ello se revisó la bibliografía y se estudiaron distintas metodologías y técnicas propuestas por varios autores. El algoritmo de nubes empleado en este estudio fue desarrollado por Laine et al. (1999), y se basa en el establecimiento de una serie de umbrales que permiten identificar las nubes en función de tres tipos principales de acuerdo a su altitud: altas, medias y bajas. El algoritmo también permite separar de una escena las altas reflectividades de la nieve y del hielo en el suelo, de las altas reflectividades de las nubes frías y altas. Esta técnica ha sido usada con muy buenos resultados en la detección de nubes para la determinación de irradiación solar superficial en Cataluña a través de imágenes de satélites (Flores y Baldasano, 2001b).

Por último se determinó el albedo superficial del área de estudio, para ello se extrajo de cada imagen de albedo (de banda ancha) la cobertura nubosa correspondiente, posteriormente y con el objetivo de evitar zonas vacías se realizó día a día un promedio entre todos los años del período de estudio, obteniéndose lo que se ha llamado año medio, luego de este año medio se obtuvo el albedo superficial mensual promediando las imágenes resultantes de cada mes. El albedo superficial mensual resultante en promedio es muy estable a lo largo del año, con un valor medio de

15.1%, el albedo mínimo también resulta muy estable con un valor medio de 4.8%, en cambio el valor máximo de albedo mensual varía alrededor de un 30% con un comportamiento estacional muy marcado, máximo en invierno y mínimo en verano.