

3. Imágenes de Satélite

La identificación de los sistemas nubosos para su posterior análisis depende del sensor con el que se trabaje, es decir, no se "ve" exactamente el mismo sistema en una imagen de satélite que en una de radar, por ejemplo; el satélite mira desde arriba y el radar mira desde abajo o lateralmente. Por tanto, es obvia la importancia de decidir con que sensores se desea trabajar a la hora de establecer un modelo de predicción.

3.1 Satélites meteorológicos

Existen dos tipos de satélites cuyas informaciones se utilizan en meteorología: los geoestacionarios y los polares. Los geoestacionarios están situados sobre el ecuador a una altura de 36000km (figura 3.1). Estos satélites giran alrededor del eje de la Tierra con la misma velocidad angular que ésta, lo cual hace que estén siempre en la vertical del mismo punto geográfico.

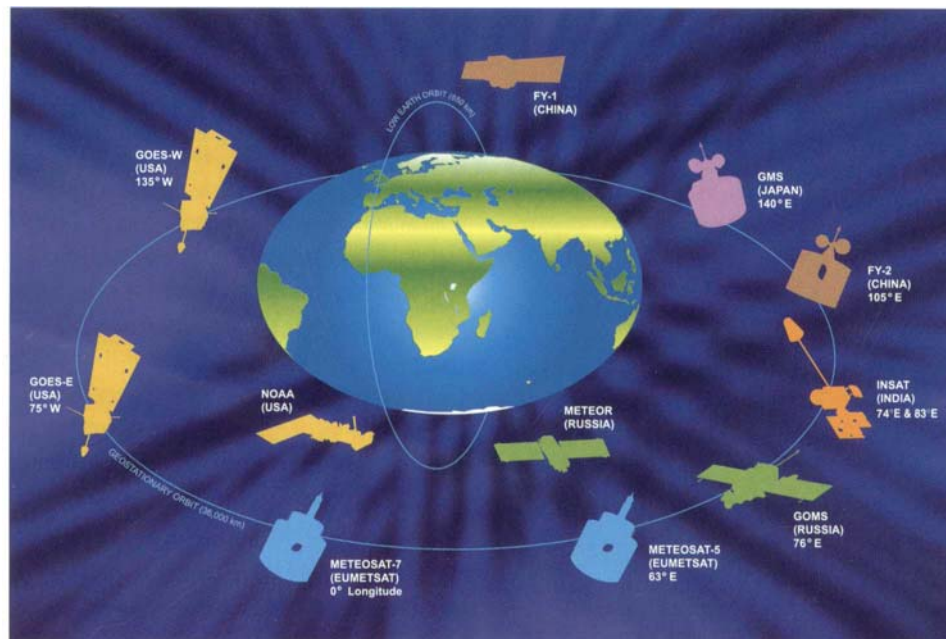


Figura 3.1.- Satélites meteorológicos (ESA, 1997).

Los satélites polares giran en órbitas que pasan cerca de los polos a una altura de unos 800km. Estos satélites cubren zonas en las que los satélites geoestacionarios son deficitarios, zonas de latitudes altas especialmente.

De los dos tipos de satélites mencionados, los más importantes para la predicción del tiempo son los geoestacionarios dado que fotografian siempre la misma zona y, por tanto, permiten realizar el seguimiento de los sistemas nubosos. Son las imágenes de este tipo de satélite, concretamente del METEOSAT-3, METEOSAT-4 y METEOSAT-5 las que se utilizan en el presente trabajo.

Ambos tipos de satélites toman imágenes de la Tierra y las reenvían, una vez corregidas en el centro de recepción de datos, a los centros de tratamiento correspondientes para su uso. Se envían en dos formatos: digital a estaciones primarias y analógico para análisis puramente visual a estaciones secundarias.

Los satélites están dotados de sensores que captan la radiación proveniente del sistema tierra-atmósfera ya sea radiación visible reflejada por el sistema o radiación infrarroja emitida por él mismo.

Las zonas del espectro electromagnético, canales, con los que se trabaja son tales que la radiación se ve altamente afectada por la presencia de nubes y de vapor de agua, hecho que permite obtener una "imagen" de la distribución cualitativa y cuantitativa de dichos elementos en la atmósfera.

3.1.1 Meteosat

El satélite que cubre bajo su campo de visión la zona de Europa y Africa es el METEOSAT, figura 3.2, propiedad de la Agencia Espacial Europea y operativo desde 1977. El último de la serie, el satélite Meteosat-7, fue lanzado el 2 de Diciembre de 1997, y se mantendrá operativo hasta que lo sea el primero de la futura serie Meteosat Second Generation (MSG).

El satélite realiza un barrido de la Tierra mediante líneas de Este a Oeste y de Sur a Norte fotografiando áreas consecutivas, formando así una imagen constituida por 2500x2500 puntos o píxeles en dos de los canales con los que trabaja y de 5000x5000 en el tercer canal. La figura 3.3 muestra el campo de visión del satélite Meteosat con la cuadrícula correspondiente a 2500 líneas de 2500 píxeles cada una. El barrido del globo completo dura 25 minutos; durante los 5 minutos siguientes el sistema vuelve a su posición inicial, de manera que el tiempo transcurrido entre dos imágenes sucesivas, resolución temporal, es de

Imágenes de satélite

30 minutos. Así, el satélite toma 48 imágenes diarias de la Tierra, cada una de las cuales se denomina slot.



Figura 3.2.- Satélite Meteosat (fuente EUMETSAT)

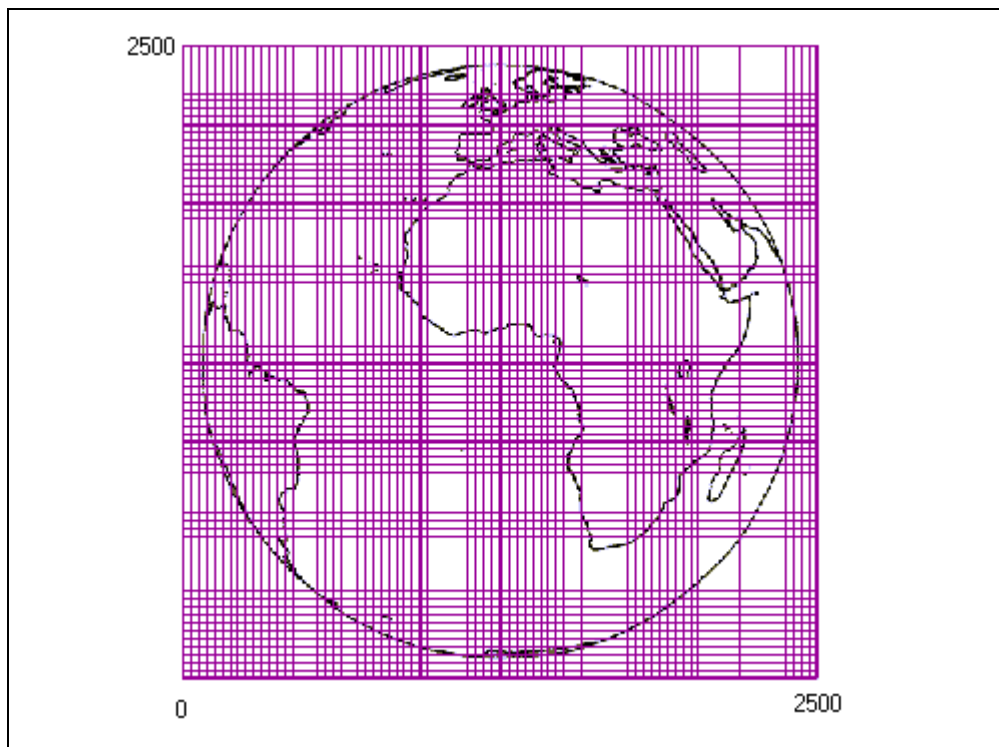


Figura 3.3.- Campo de visión del satélite Meteosat

El satélite Meteosat lleva tres sensores que toman imágenes de la Tierra en tres bandas espectrales: en la región visible del espectro electromagnético, en la ventana

Imágenes de satélite

atmosférica del infrarrojo térmico y dentro de una de las bandas de absorción del vapor de agua (figura 3.4).

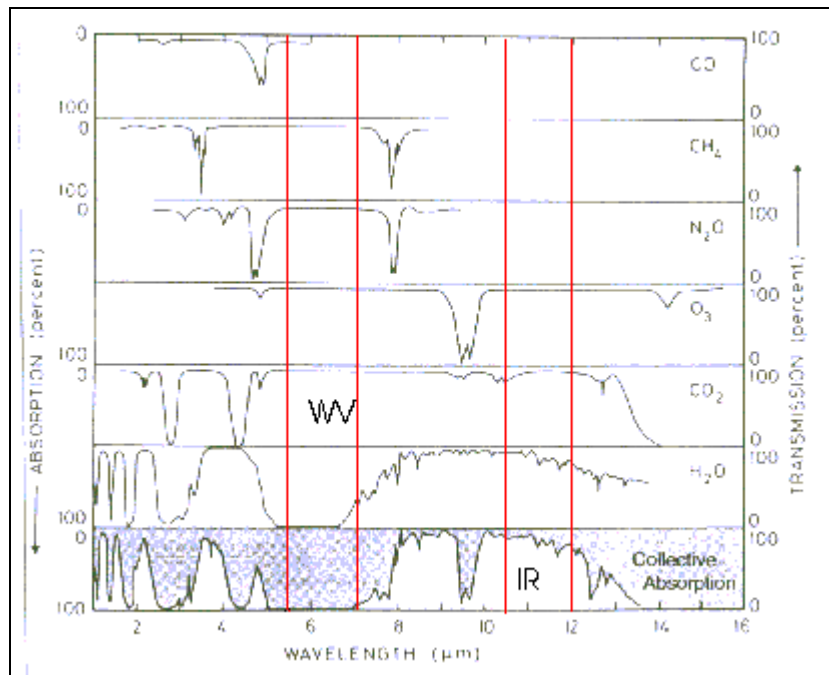


Figura 3.4.- Características de absorción de los gases atmosféricos. (adaptada de Salby, 1996)

Los sensores del canal visible tienen una resolución de 2,5x2,5 km en la vertical del satélite y los detectores de infrarrojo una resolución de 5x5 km también en la vertical del satélite. Esta resolución espacial disminuye notablemente al alejarse de la vertical, de manera que para puntos situados sobre una latitud de 60° la resolución es aproximadamente la mitad de la que hay en la vertical del satélite. La tabla 3.1 recoge las anteriores características de los sensores a bordo del satélite Meteosat.

Tabla 3.1: Características de los sensores del Meteosat

	VIS	IR	WV
Resolución espectral, λ (μm)	$0.4 < \lambda < 0.8$	$10.5 < \lambda < 12.5$	$5.7 < \lambda < 7.1$
Resolución espacial en la vertical del satélite (km)	2.5x2.5	5x5	5x5

A) Canal visible (VIS)

Alrededor de la mitad de la energía radiada por el Sol pertenece a las longitudes de onda del visible. Dado que la atmósfera es muy transparente a estas longitudes de onda (ventana atmosférica), y que la reflectividad media de las nubes y de la superficie terrestre es alta, la radiación recibida por el sensor mide la radiación solar reflejada por el sistema Tierra-Atmósfera.

El brillo de un pixel en este canal depende de tres factores: (i) la intensidad de la radiación solar, (ii) el ángulo de elevación solar y (iii) la reflectividad del sistema o sistemas que están en la visual del pixel.

En la tabla 3.2 se dan los valores de reflectividades medias para la radiación solar (albedo) de distintos tipos de superficies y de nubes.

Tabla 3.2: Tabla de albedos de superficies y de suelos.

Superficie	Albedo (%)
Cumulonimbus (grande y grueso)	92
Cumulonimbus (pequeño, cima estimada en unos 6 km)	86
Cirrostratus (delgados, con nubes bajas)	74
Cumulus y estratocumulus (sobre el suelo)	69
Estratocumulus	68
Estratus (gruesos, 500m sobre el océano)	64
Arena	60
Masas de estratocumulus (sobre el mar)	60
Nieve	59
Estratus (delgados, sobre el mar)	42
Cirrus (solos, sobre suelo)	36
Cirrostratus (solos, sobre suelo)	32
Cumulus tenues (sobre suelo)	29
Tierra (valles y llanos)	27
Bosque de coníferas	12
Lagos	9
Océano	7-9

Imágenes de satélite

Como se observa, la mayoría de las nubes son buenas reflectoras. Su reflectividad depende de su espesor y de la naturaleza de las partículas que la forman (de hielo o de agua) y del tamaño de dichas partículas.

Las nubes muy espesas aparecen en el canal visible muy claras dado que reflejan mucha radiación; pero una nube poco espesa puede aparecer también muy clara si la superficie subyacente tiene una reflectividad alta ya que la radiación proveniente de ésta aumenta la radiación neta. Bajo condiciones similares, una nube formada de gotas de agua aparecerá más brillante que una nube formada de hielo de espesor comparable.

Este canal no es utilizable, obviamente, durante la noche y prácticamente tampoco durante las horas próximas a la salida o puesta del sol. Precisamente en el área Mediterránea muchas de las lluvias intensas acostumbran a producirse por la noche o al alba (Llasat, 1991), lo cual invalida, en estos casos, la utilización de técnicas que utilicen el canal VIS.

B) Canal infrarrojo térmico (IR)

En este canal, con longitudes de onda entre 10.5 y 12.5 μm , la reflectividad de la mayoría de los cuerpos es prácticamente nula, por lo cual la radiación solar no se ha de tener en cuenta. Por otro lado, en este intervalo la emisividad del mar, de la tierra y de las nubes espesas es prácticamente la unidad y, por esta razón las superficies se consideran como cuerpos negros.

La radiación que llega al detector es la emitida por el sistema Tierra-Atmósfera; así, la cantidad de radiación detectada nos da idea de la temperatura aparente del pixel. Teniendo en cuenta que la temperatura de la atmósfera disminuye con la altura y que el aire es prácticamente transparente a esta radiación, figura 3.5, no así las nubes, de las regiones desprovistas de nubes llega más cantidad de radiación a los detectores del satélite que de las regiones con nubes, que son más frías y emiten menos radiación.

Asimismo, las nubes de gran desarrollo vertical dejan pasar menos radiación que las de poco espesor (figura 3.5)

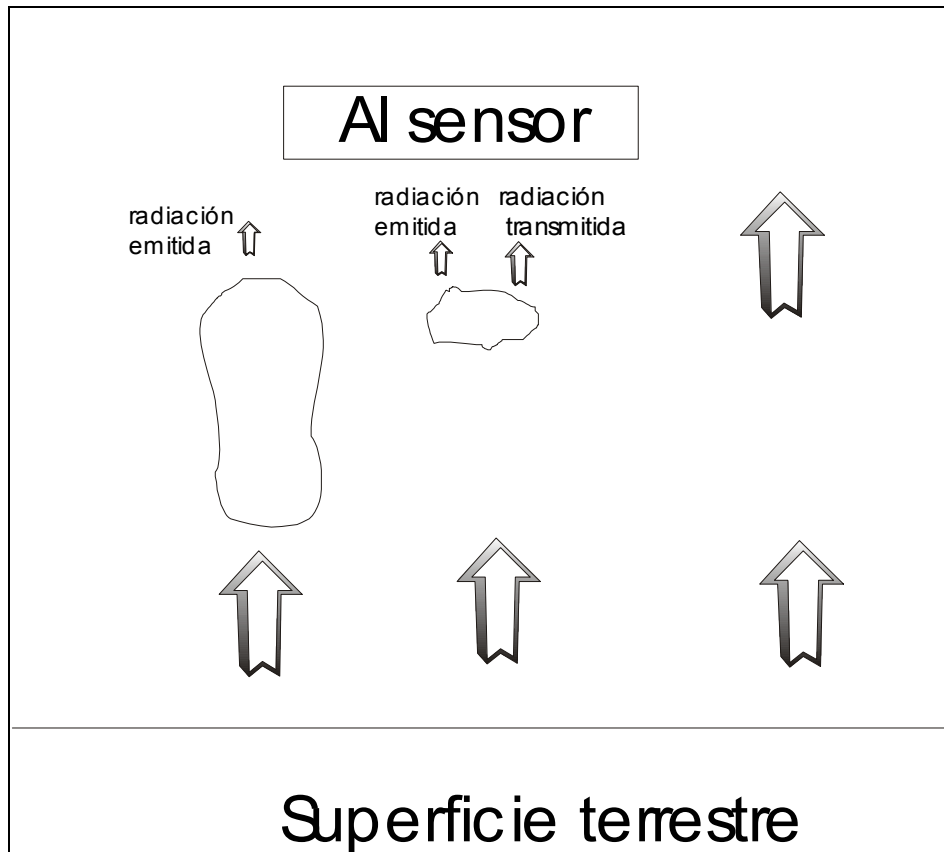


Figura 3.5.- Efecto de las nubes sobre la radiación del canal IR.

Para comparar las imágenes en el infrarrojo con las del visible, se invierten en las primeras los valores de las intensidades que llegan al detector de manera que las regiones con temperatura baja (cumulonimbus, cirrus) aparezcan blancas mientras que las regiones cubiertas por nubes bajas o tierra no cubierta de nubes, aparezcan oscuras.

Mientras que en una imagen VIS el contraste entre nubes de diferente altura es bajo, en una IR es más elevado debido a la diferencia de temperatura a la que se encuentran, figura 3.6. Por otro lado, hay algunos tipos de nubes como los Cirrus que pueden pasar desapercibidos en las VIS si son delgados y, en cambio, aparecen claramente en las IR al estar muy fríos, al contrario que las nieblas.

Cuando las grietas en una superficie nubosa son más pequeñas que la resolución del radiómetro, la radiación procedente de la superficie situada debajo se suma a la radiación de la cima de la nube y se le asigna un valor de gris que será equivalente a la radiancia integrada y, por lo tanto producirá una sobreestimación de la temperatura de la cima de la nube.

En las nubes altas y de poco espesor la transmisividad no es cero y la radiación proveniente de las capas bajas o de la superficie terrestre se transmite a través de la nube

Imágenes de satélite

produciendo el mismo efecto que el anterior, es decir, una sobreestimación de la temperatura de la cima de la nube.

Por lo que se refiere al mar, en las imágenes VIS, a excepción de cuando el Sol está muy bajo, aparece oscuro mientras que en las IR aparece con diferentes niveles de gris según su temperatura.

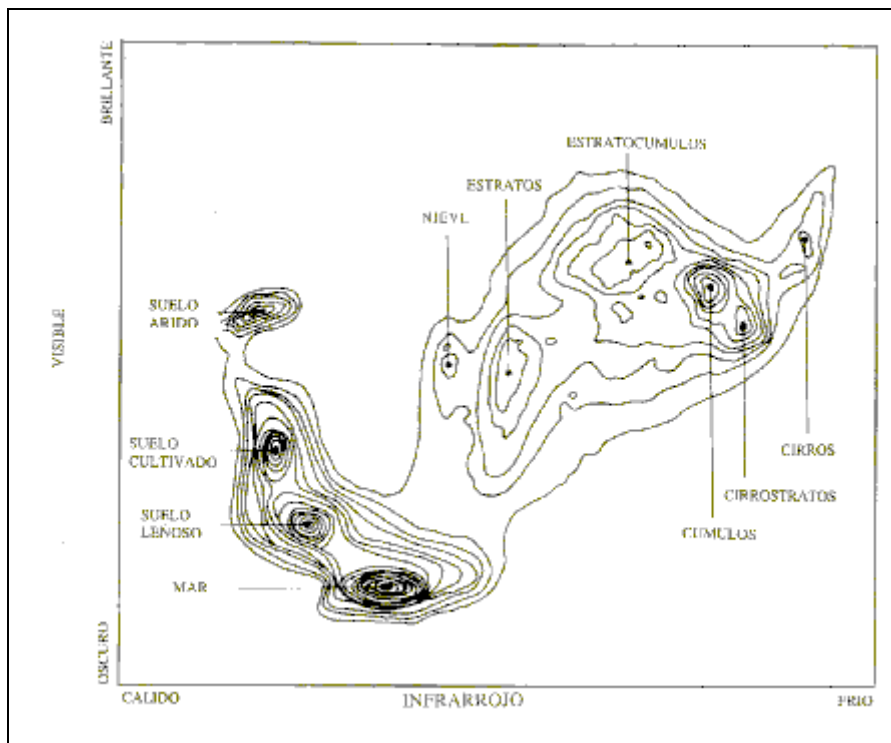


Figura 3.6.- Histograma bidimensional canales VIS-IR del Meteosat (Brimacombe, 1991).

C) Canal del vapor de agua (WV).

El sensor del canal de vapor de agua mide la radiación con longitud de onda entre 5.7 y 7.1 μm que llega al sensor del satélite proveniente del sistema Tierra-Atmósfera. El vapor de agua presente en la atmósfera absorbe parte de esta radiación (figura 3.4), de tal forma que las intensidades de radiación que mide el sensor nos indican la distribución de vapor de agua presente. Dado el gran poder de absorción que tiene el vapor de agua en esta banda, la radiación emitida por la superficie y por las capas bajas puede no llegar al satélite; por esto la distribución de humedad que deducimos corresponde a las capas medias y altas de la troposfera con un espesor aproximado de 320hPa, ya que por encima de la tropopausa prácticamente no hay vapor de agua.

El nivel de máxima contribución a la radiación que llega al sensor del satélite está entre los 300hPa y los 500hPa, más abajo cuanto más seco es el aire; entorno a los 500hPa en situaciones de aire muy seco (Georgiev, 1994) o incluso hasta los 700hPa (Ucellini et al., 1985).

La figura 3.7 muestra un histograma bidimensional de los canales IR y WV del Meteosat en el que se aprecia que las zonas ocupadas por el suelo, el mar y los cirros semitransparentes aparecen más calientes en el canal IR que en el WV, mientras que los sistemas convectivos intensos aparecen mas calientes en el canal WV que en el IR. Volveremos más adelante a esta cuestión, en la sección 6.4.

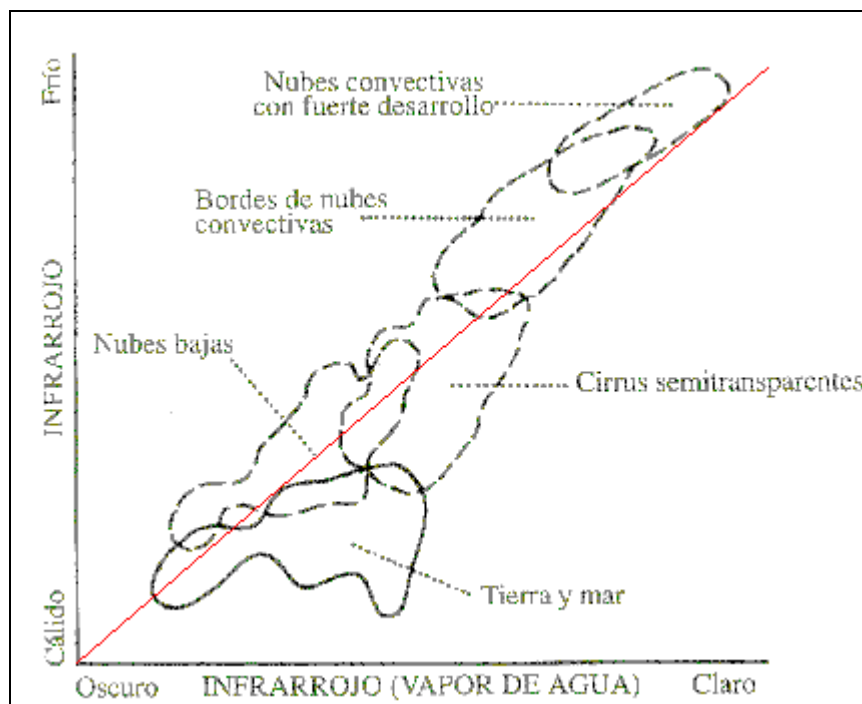


Figura 3.7.- Histograma bidimensional de los canales IR y WV del Meteosat (Martín Vide y Olcina, 1996)

La imagen WV permite identificar, por otra parte, con bastante claridad franjas muy oscuras indicativas de anomalías positivas de vorticidad potencial (PPVA), sección 4.2.1, asociadas éstas con procesos convectivos. La explicación de estas franjas está en el hundimiento de la tropopausa en la parte trasera de los vórtices, hundimiento que arrastra hacia abajo aire seco de la estratosfera y hace aparecer, por tanto, zonas muy oscuras en la imagen WV. Estos indicios de ciclogénesis pueden pasar desapercibidos, debido a su tamaño, en los análisis sinópticos comúnmente utilizados.

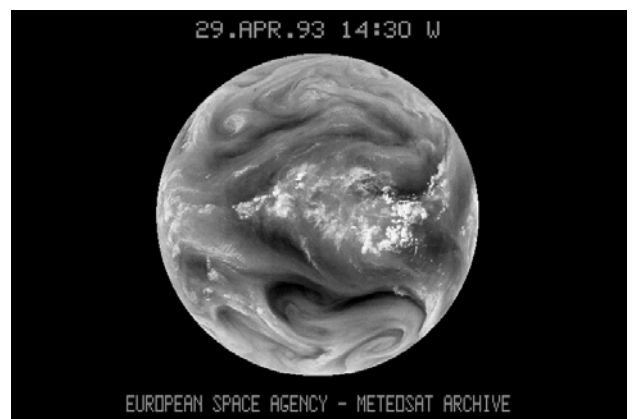
Imágenes de satélite

Al igual que en la radiación IR, para el análisis visual se invierten los valores de manera que las zonas secas aparezcan oscuras y viceversa.

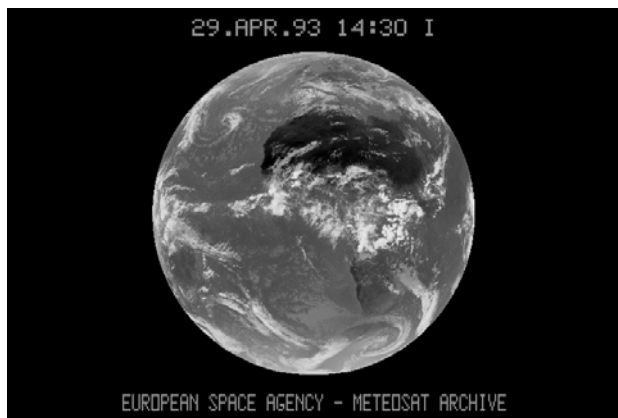
Las figura 3.8 muestra tres imágenes simultáneas de la Tierra capturados por cada uno de los tres canales descritos.



a)



c)



b)

Figura 3.8.- Imagen de la Tierra en los tres canales del satélite Meteosat.

a) visible; b) IR; c) vapor de agua

3.1.2 Meteosat Second Generation (MSG)

El sistema MSG, cuyo primer satélite será lanzado próximamente, se mantendrá operativo al menos durante 12 años; supondrá importantes mejoras respecto del actual sistema y ayudará en gran manera a la predicción de fenómenos de evolución rápida, como tormentas intensas y sistemas depresionarios pequeños pero intensos y explosivos, gracias a su alta resolución temporal y espacial.

Entre las mejoras que el sistema MSG presentará respecto a la serie actual podemos citar que el sensor que transportará, el Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI), tendrá las características que se indican en las tablas 3.3 y 3.4.

Tabla 3.3: Canales del SEVIRI (ESA, 2000).

Banda	μm
HRV	0.6-0.9
VIS 0.6	0.56- 0.71
VIS 0.8	0.74- 0.88
IR1.6	1.50- 1.78
IR 3.8	3.40- 4.20
IR 6.2	5.35- 7.15
IR 7.3	6.85- 7.85
IR 8.7	8.30- 9.10
IR 9.7	9.39- 9.94
IR 10.8	9.80-11.80
IR 12.0	11.00- 13.00
IR 13.4	12.40- 14.40

Tabla 3.4: Características de las imágenes SEVIRI (ESA, 2000).

	Canal HRV	Otros canales
Resolución espacial	1.6 x1.6 km en el sub-satellite point	4.8 x 4.8 km en el sub-satellite point
Resolución temporal	15min.	
Area de observación	Rectangular: Medio diámetro; Oeste-Este. Diámetro entero Norte-Sur	Disco entero

Además, el primer MSG dispondrá de otro instrumento, el Geostationary Earth Radiation Budget (GERB), que tendrá como objetivo el seguimiento del balance de radiación del sistema Tierra-Atmósfera. El GERB medirá las zonas espectrales 0.35-4.0 μm y 0.35-30 μm, es decir, se dispondrá de información en onda corta y larga, esenciales para la comprensión del balance climático (Oriol, 1997).

3.2 Algoritmos para el análisis digital de los sistemas nubosos

Para el análisis de los sistemas nubosos y de su evolución lo primero que se tiene que hacer es localizar dichos sistemas en las imágenes. Se entiende por clusterización la discriminación de los sistemas nubosos para su posterior análisis.

Se define digitalmente la nube como un conglomerado de píxeles contiguos que cumplen unos determinados criterios. El establecimiento de un criterio u otro implica diferentes resultados.

3.2.1 Procedimientos para la localización de píxeles

Si se tiene en cuenta que frecuentemente se dan sistemas nubosos grandes acompañados por pequeñas células convectivas a su alrededor, que son muy importantes en cuanto a la lluvia que se produce, se ve la importancia de discriminar “objetos” con la máxima precisión posible. Para la localización de píxeles contiguos que formen parte de un mismo sistema nuboso existen diferentes procedimientos, entre ellos (Gonzalez, 1996 y Mather, 1999): barrido por líneas horizontales, por círculos concéntricos y por propagación en malla (figura 3.9).

El barrido mediante líneas horizontales puede dejar sin considerar algunas zonas como el pico de la izquierda en la figura 3.9a.

El barrido por círculos concéntricos consiste en situarse en un punto arbitrario e ir tomando los puntos de círculos concéntricos que cumplan determinadas condiciones. Con su aplicación se llegan a tomar zonas disconexas, que pueden muy bien ser nubes diferenciadas, como integrantes de una misma nube (parte superior izquierda de la figura 3.9b).

El barrido por propagación en malla consiste en situarse en un punto arbitrario e ir tomando todos los adyacentes que cumplan determinadas condiciones para volver a repetir el proceso con cada uno de los puntos resultantes, tomando criterios adecuados para definir cuando se acaba el proceso, es decir, para delimitar el contorno de la nube. Es el procedimiento que mejor permite diferenciar objetos con características físicas propias y, por ello se aplicará este criterio a la hora de localizar píxeles contiguos.

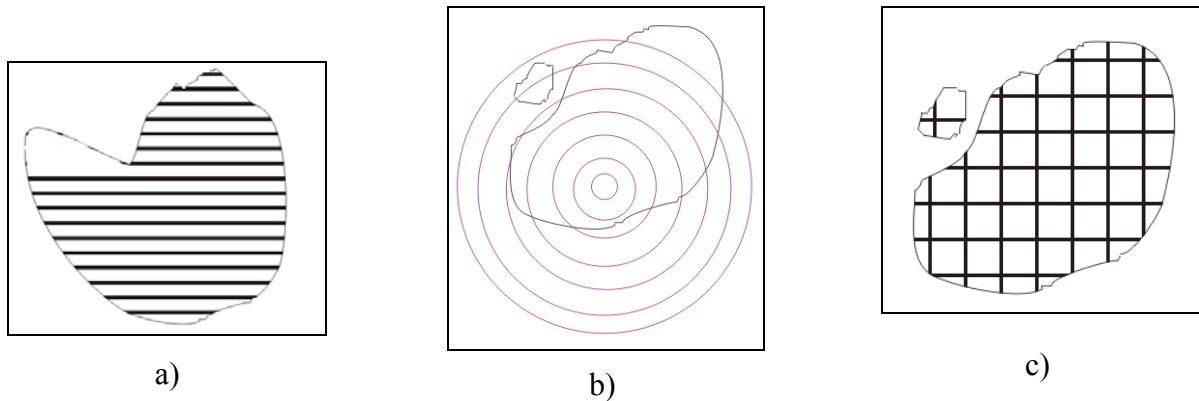


Figura 3.9.- Procedimientos para la localización de píxeles.
a) barrido por líneas horizontales, b) barrido por círculos concéntricos,
c) barrido por propagación en malla.

Para realizar el análisis estadístico al que se refiere el primer punto de los objetivos expuestos, se localizarán las zonas de influencia de los sistemas nubosos sobre el observatorio así como los núcleos de dichos sistemas nubosos, dentro de un círculo de radio fijo alrededor del observatorio.

Se define la zona de influencia de un sistema nuboso sobre un observatorio dado como la zona formada por las partes del sistema situadas a una distancia del observatorio inferior o igual a un valor fijado. El núcleo de un sistema nuboso es la parte o partes más fría y más activa de la nube.

Tanto las zonas de influencia como los núcleos, se utilizarán en la sección 6.2, para el análisis estadístico en la predicción de intensidad de lluvia

3.2.2 Criterios para la localización de las zonas de influencia

Para diferenciar las zonas de influencia se escoge un radio de 10 píxeles alrededor del píxel asociado al observatorio y se calcula el área en píxeles ocupada por diferentes intervalos de temperaturas. En este trabajo se han tomado los mismos intervalos de temperatura utilizados por R.A. Scofield (1987a), subdividiendo aún más algunos de ellos (tabla 3.5).

Tabla 3.5: Intervalos de temperatura IR en la técnica de predicción de Scofield (Scofield, 1987a)

Intervalo
-32, -41 °C
-41, -52 °C
-52, -58 °C
-58, -62 °C
-62, -80 °C
<-80 °C

En la figura 3.10 se muestran algunos ejemplos. En torno al pixel asociado al observatorio (de color negro en ambas escenas) se identifican, siguiendo un código de colores particular, aquellos pixeles en donde la temperatura aparente se encuentra dentro de unos intervalos típicos de sistemas nubosos. Si se comparan los dos ejemplos, se observan dos formas diferentes para las zonas de influencia como consecuencia del tipo de sistemas nuboso existente

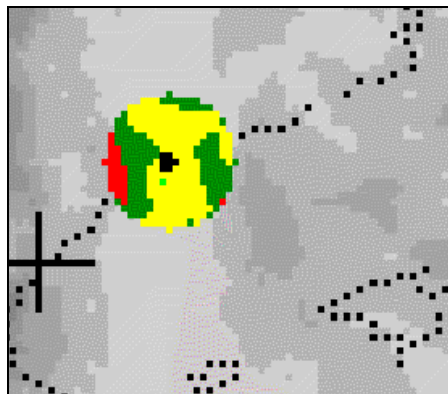
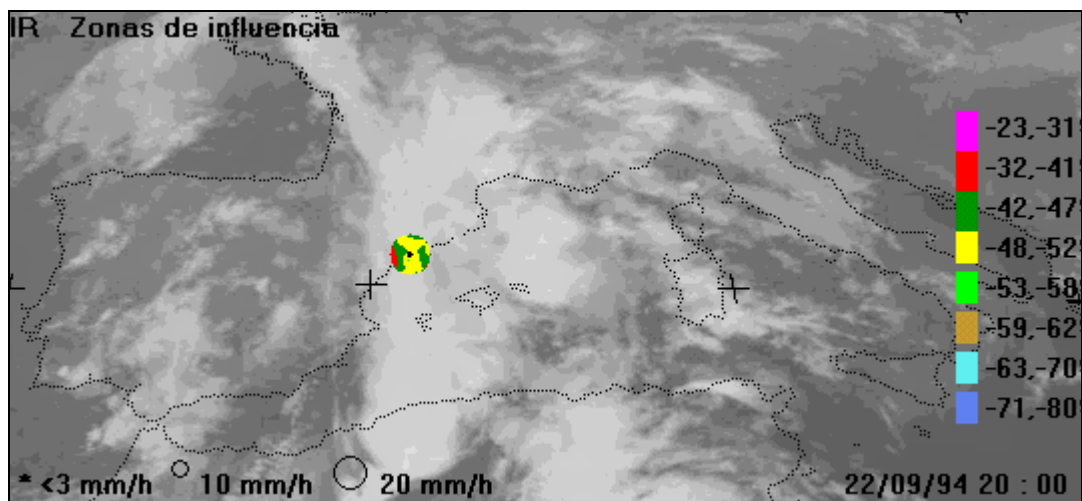
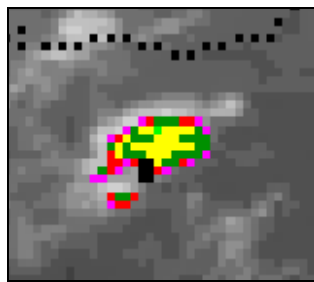
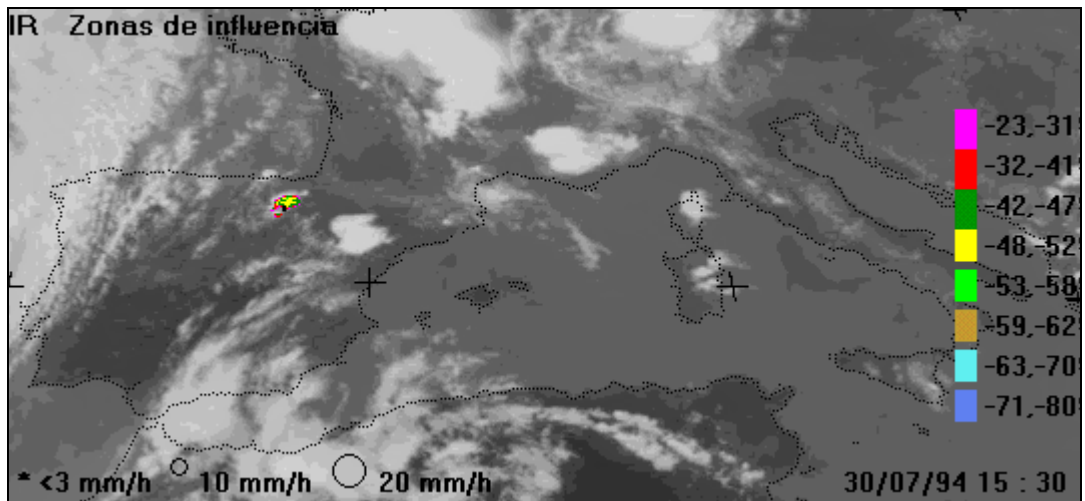


Figura 3.10.- Zonas de influencia de sistemas nubosos sobre observatorios en tierra.

3.2.3 Criterios para la localización de los núcleos

El algoritmo para discriminar núcleos consiste en localizar píxeles alrededor del de intensidad máxima y obtener por un proceso iterativo los máximos relativos, que son los grupos de píxeles con intensidades superiores a las de los píxeles de su alrededor. También se ha tomado un radio de 10 píxeles.

En la figura 3.11 se muestran algunos ejemplos de localización de núcleos. Como se observa, se identifican bien los máximos relativos de intensidad (mínimos relativos de temperatura), aunque como se verá en la sección 6.4, no siempre dichos puntos coinciden con las zonas del sistema nuboso de máxima actividad convectiva. Estas zonas de máxima actividad convectiva pueden haber penetrado en la estratosfera y aparecer más calientes en el canal IR que los puntos de alrededor que permanecen por debajo de la tropopausa.

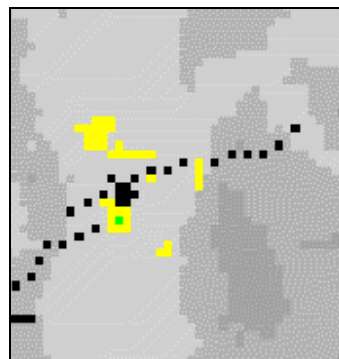
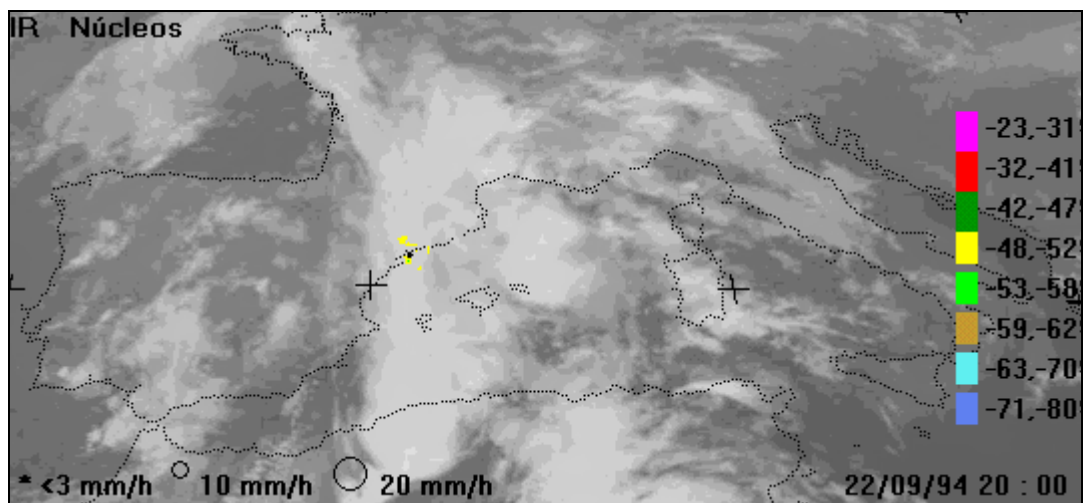
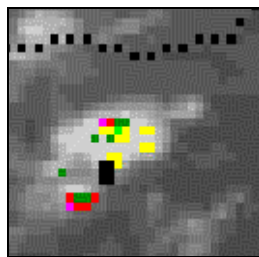
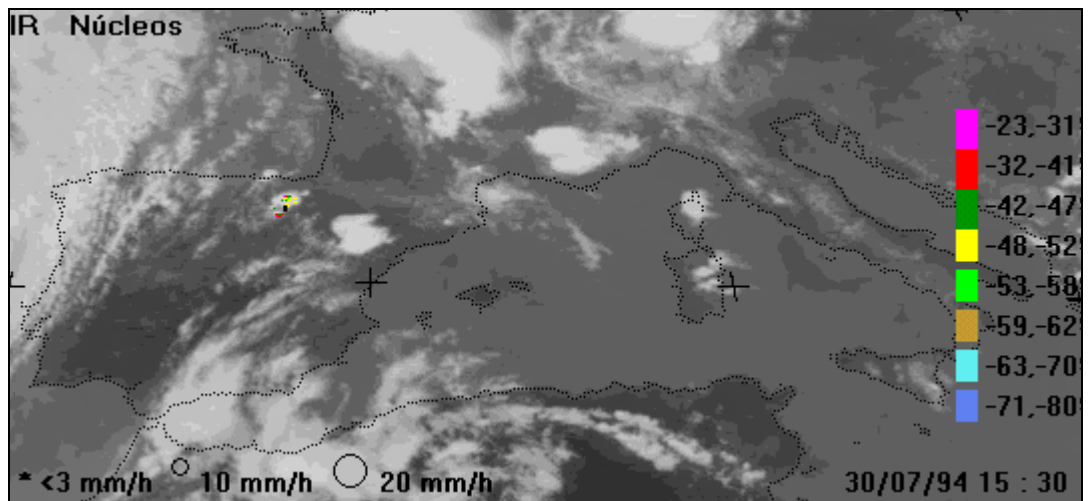


Figura 3.11.- Núcleos de sistemas nubosos sobre sistemas nubosos en tierra.

Imágenes de satélite