

UNIVERSIDAD DE LA LAGUNA

**Transformación no lineal para la clasificación de nubes a
partir de imágenes nocturnas del sensor AVHRR**

Autor: González Fernández, Albano

**Directores: Félix Herrera Cabello y
Fernando Rosa González**

Departamento de Física Fundamental y Experimental

D. Félix Herrera Cabello, Catedrático de Física Aplicada del Departamento de Física Fundamental y Experimental de la Universidad de La Laguna, y D. Fernando Rosa González, Profesor Titular de Física Aplicada del Departamento de Física Fundamental y Experimental de la Universidad de La Laguna,

CERTIFICAN: Que la presente Memoria “Transformación no lineal para la clasificación de nubes a partir de imágenes nocturnas del sensor AVHRR ”, ha sido realizada bajo nuestra dirección en el Departamento de Física Fundamental y Experimental de la Universidad de La Laguna por D. Albano González Fernández, y constituye su Tesis Doctoral para optar al grado de Doctor en Física.

Y para que así conste, en cumplimiento de la legislación vigente, firmamos el presente certificado en La Laguna, a veinticinco de Enero de dos mil uno.

Fdo.: Félix Herrera Cabello

Fdo.: Fernando Rosa González

Agradecimientos

Quiero expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que han ayudado de alguna u otra forma a la realización de este trabajo.

En primer lugar a los directores de la Tesis, el Dr. D. Félix Herrera Cabello y el Dr. D. Fernando Rosa González. Al Dr. Herrera, Director del Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección (LCT), por la amabilidad y el cariño con el que fui acogido en el momento de iniciarme en el mundo de la investigación. Gracias por su apoyo constante y su dedicación incansable, durante los 365 días del año, a la creación y desarrollo del LCT. Por su sinceridad y sus sugerencias, tanto en el terreno personal como en el científico, le debo mi más sincero agradecimiento y afecto.

El Dr. Rosa creyó en mi desde el primer momento para llevar a cabo sus ideas en el campo de la Teledetección. Las innumerables discusiones científicas que hemos mantenido y su capacidad para salir airoso de los más insospechados problemas han hecho posible una buena parte de este trabajo. Por todo ello le debo toda mi gratitud y afecto.

A todos y cada uno de los compañeros del LCT, pues sin su ayuda no podría haberse realizado este trabajo. Especialmente a Juan Carlos con el que he compartido durante todos estos años, además del despacho, gran parte del trabajo desarrollado sobre el estudio de las propiedades radiativas de las nubes y la extracción de sus parámetros mediante imágenes de satélite.

A la doctora Melanie Wetzel y los doctores Randolph Borys y Douglas Lowenthal del Desert Research Institute de Reno (Nevada), por su apoyo en los inicios de esta investigación, sus consejos y los datos de microfísica de nubes tomados durante el desarrollo de la campaña Tenerife Cloud Project (TCP) que fueron puestos a nuestra disposición para la validación de los modelos teóricos de nubes.

A los compañeros de la Facultad de Física y del Centro Superior de Informática, por las innumerables charlas mantenidas en estos años que me han ayudado a conocer campos científicos nuevos para mí y aplicar algunos de ellos a este trabajo.

Durante la realización de esta Tesis hemos disfrutado de las ayudas económicas concedidas por la Consejería de Educación, Cultura y Deportes del

Gobierno Autónomo de Canarias a través del Proyecto de Investigación 4/95 y por la Universidad de La Laguna (Proyecto Precompetitivo 1802260005/2000). A ambas instituciones gracias por la confianza y el apoyo mostrados.

Debo agradecer especialmente a Ana, mi esposa, su constante apoyo y confianza, así como su comprensión hacia los motivos por los que le he robado tantas horas de nuestro tiempo. Finalmente, a mis padres, pues ellos son los responsables de que haya podido llegar hasta aquí.

Índice

Índice.....	iii
Resumen.	vii
Abstract... ..	viii
1. INTRODUCCIÓN.	
1.1. El papel de los satélites en el estudio de La Tierra.....	15
1.2. El estudio de las nubes.....	18
1.2.1. Las nubes y su influencia.....	19
1.2.2. Clasificación de nubes.....	20
1.3. Antecedentes y objetivos.....	23
1.4. Estructura del trabajo.....	26
2. ANÁLISIS DE IMÁGENES DE SATÉLITE.	
2.1. Imágenes multiespectrales.....	27
2.1.1. Histogramas multidimensionales.....	29
2.2. Transformaciones multiespectrales.....	30
2.2.1. Operaciones aritméticas.....	31
2.2.2. Componentes principales.....	32
2.2.3. Otras transformaciones.....	35
2.3. Clasificación.....	36
2.3.1. Clasificación supervisada.....	37
2.3.2. Clasificación no supervisada.....	40
3. MODELO DE TRANSFERENCIA RADIATIVA PARA EL SISTEMA TIERRA-ATMOSFERA.	
3.1. Interacción de la radiación con la atmósfera.	43
3.1.1. Absorción y emisión.....	44
3.1.2. Dispersión.....	48
3.1.2.1. Dispersión Rayleigh.	48

3.1.2.2. Dispersión Mie.	51
3.1.2.3. Dispersión múltiple.....	54
3.2. Modelo radiativo utilizado para las nubes.	57
3.2.1. Dispersión simple.	58
3.2.2. Dispersión múltiple.	64
3.2.3. Comprobación del modelo mediante datos reales.....	67
3.3. Caracterización de la superficie terrestre.....	69
3.3.1. Reflexión.....	69
3.3.2. Emisión.	70
4. NOAA-AVHRR: ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS DATOS.	
4.1. Satélites NOAA.....	73
4.2. Radiómetro AVHRR.....	74
4.3. Estación de recepción.....	77
4.4. Preprocesamiento	78
4.4.1. Calibración.	79
4.4.2. Navegación.....	81
5. HERRAMIENTA DISEÑADA PARA EL ANÁLISIS DE DATOS DE SATÉLITES.	
5.1. Entorno integrado de análisis y simulación (EAS v1.0 β).....	83
5.2. Visor de imágenes.....	84
5.2.1. Formato de fichero de datos ldf.....	84
5.3. Histogramas multidimensionales.....	86
5.3.1. Rotación y proyección.....	89
5.3.2. Interacción con el visor de imágenes.....	93
5.4. Calculo teórico de las radiancias recibidas por el satélite.....	94
5.4.1. Formato de salida.....	95
5.4.2. Respuesta espectral.....	96
5.4.3. Geometría del problema.....	98
5.4.4. Propiedades de la superficie.....	99
5.4.5. Modelo atmosférico.....	100
5.4.6. Capas nubosas.....	102
5.4.7. Aerosoles.....	104
5.4.8. Intervalo de variación de los parámetros.....	106

6. PROPIEDADES RADIATIVAS DE LAS NUBES EN LOS CANALES INFRARROJOS	
6.1. Temperaturas de brillo en los canales infrarrojos del AVHRR.....	107
6.1.1. Influencia de los parámetros de la cobertura nubosa.....	108
6.1.1.1. Espesor óptico.....	108
6.1.1.2. Radio efectivo.....	111
6.1.1.3. Temperatura de la nube.....	114
6.1.1.4. Fracción del pixel cubierta por la nube.....	116
6.1.2. Influencia de la atmósfera.....	118
6.1.3. Influencia de la superficie.....	121
6.1.4. Influencia de la geometría del sensor.....	121
6.2. Posibilidad de clasificación de nubes utilizando imágenes nocturnas.....	121
7. CLASIFICACIÓN DE NUBES MEDIANTE IMAGENES NOCTURNAS	
7.1. Transformación no lineal.....	131
7.2. Comportamiento de las ecuaciones propuestas.....	134
7.3. Comparación con la transformación basada en componentes principales.....	149
7.4. Clasificación continua de nubes.....	158
7.5. Aplicación a imágenes reales del NOAA-AVHRR.....	158
7.6. Análisis de los resultados.....	167
Conclusiones	173
Futuras investigaciones.....	175
Bibliografía.....	177
Lista de abreviaturas.....	187

Resumen

Las nubes juegan un papel muy importante en el balance radiativo del sistema tierra-atmósfera, modulando fuertemente el clima a nivel global. Por lo tanto, es de especial interés conocer tanto el efecto de cada uno de los tipos de nubes como su distribución espacial y temporal. Actualmente, la herramienta más eficaz de la que disponemos para llevar a cabo esta tarea es el uso de los datos proporcionados por los sensores a bordo de satélites, sobre todo aquellos que permiten observar la mayor parte de la superficie terrestre con una aceptable resolución temporal.

A lo largo de las últimas décadas se han desarrollado técnicas que permiten realizar de forma automática la clasificación de los distintos tipos de nubes a partir de imágenes de satélites. La mayor parte de estos métodos han sido desarrollados para imágenes diurnas, en las que la radiación solar reflejada facilita la clasificación. En este trabajo se comprueba la posibilidad de distinguir distintos tipos de nubes mediante el uso de imágenes nocturnas del radiómetro NOAA-AVHRR, haciendo uso de los canales 3, 4 y 5 del mismo. Para ello, se ha desarrollado una herramienta de análisis de imágenes de satélites y sus correspondientes histogramas multidimensionales, que permite, además, la simulación de las radiancias que llegan al satélite para multitud de situaciones posibles, tanto de las nubes como de la superficie bajo ella y la atmósfera en la que se encuentran.

Se propone la aplicación de una transformación no lineal, basada en un modelo físico, al espacio de características definido por las temperaturas de brillo de las tres bandas espectrales consideradas, con el fin de facilitar la definición de las fronteras de decisión del clasificador. Esta aproximación muestra varias ventajas sobre las transformaciones lineales basadas en la estadística de los datos, tales como la independencia de la imagen tratada o el significado físico de las nuevas componentes del vector de características, relacionadas con la temperatura de la nube, su espesor óptico y el radio efectivo de sus partículas. Esto facilita en gran medida el diseño del clasificador a utilizar, obteniéndose resultados satisfactorios mediante técnicas sencillas.

Abstract

Clouds play an important role in the radiation budget of the earth-atmosphere system because they strongly modulate the global climate. So, the knowledge of the radiative behaviour of different clouds and their spatial and temporal distribution is very interesting. At present, the most feasible tool to carry out this task is the use of those data provided by the sensors onboard satellites, mainly those that permit the observation of a large percentage of the earth surface with an acceptable temporal resolution.

During last decades, multiple techniques have been developed to provide an automatic classification of clouds from satellite images. Most of these methods are based on daylight images, because the reflected solar radiation facilitates this process. In this work, the possibility of cloud classification using nighttime images from channels 3, 4 and 5 of NOAA-AVHRR radiometer is verified. To this end, a tool for the satellite images and the corresponding multidimensional histograms analysis has been developed. It allows the simulation of theoretical radiances reaching the satellite in multiple situations, that correspond to different cloud parameters and ground surface and atmospheric conditions.

The application of a non-linear transformation, based on a physical model, over the feature space defined by the brightness temperatures in the three considered spectral bands is proposed. It facilitates the definition of discriminant functions of the classifier. This approach shows several advantages, such as the independence on the particular image or the physical meaning of the new feature vector components, related to the cloud temperature, optical depth and particle effective radius. These features facilitate the classifier design, obtaining good results with simple techniques.

Capítulo 1.

Introducción.

1.1 EL PAPEL DE LOS SATÉLITES EN EL ESTUDIO DE LA TIERRA.

La Tierra, en sus 4.5 billones de años de historia, ha estado sometida a un continuo cambio, debido a multitud de causas naturales, como las derivadas de su movimiento orbital, las fuerzas geológicas, los procesos biológicos, del intercambio dinámico no lineal de energía, masa y momento, etc. Muchas de estas variaciones, por ejemplo en el clima, han tenido efectos negativos sobre la humanidad, por lo que es del mayor interés científico el estudio de estas causas con el fin de poder llegar a predecir su ocurrencia.

Es bien sabido que las actividades humanas están teniendo una gran influencia sobre los cambios geológicos y climáticos a escala global. Hace ya más de 100 años el científico sueco Svante Arrhenius se cuestionó el efecto que podrían tener los gases absorbentes que se encuentran en la atmósfera sobre la temperatura del suelo, siendo el primero que estudió las consecuencias del aumento del dióxido de carbono sobre el clima a escala global (Arrhenius 1896). Es en siglo siguiente cuando comienzan a desarrollarse los primeros modelos climáticos, aunque sólo tienen en cuenta la cantidad de dióxido de carbono y vapor de agua presentes en la atmósfera. Posteriormente se desarrollan modelos mucho más complejos que, además de tener en cuenta una mayor cantidad de gases absorbentes, consideraban procesos tanto en la atmósfera como en la tierra y los océanos. Sin embargo, este refinamiento tampoco fue suficiente por lo que se han incluido nuevos parámetros altamente variables, tanto espacial como temporalmente, como es el caso de las nubes, los aerosoles, el vapor de agua, el uso del suelo o la productividad del océano. Además, estos nuevos modelos tienen en cuenta la interacción entre todos estos parámetros. Por lo tanto, la mejora en el conocimiento de nuestro planeta, como sistema único e integrado, depende en gran medida de la capacidad que tengamos para medir todas estas variables a escala global, con una buena resolución temporal y durante el tiempo suficiente. Actualmente, la mejor manera de obtener la gran cantidad de datos necesaria es mediante el uso de sensores a bordo de satélites.

Para poder avanzar en el estudio del cambio climático global, es preciso conocer las causas que producen variaciones en el complejo sistema tierra-

océano-atmósfera-biosfera, así como poder distinguir los efectos de la naturaleza y del hombre sobre el medio ambiente. Como contrapartida, el mejor conocimiento de este sistema se reflejará, por ejemplo, en la elaboración de predicciones meteorológicas más precisas a corto y medio plazo, lo que beneficiará directamente a la humanidad en las áreas de la salud, seguridad, comercio, previsión de catástrofes e incluso ocio.

Entre las causas naturales más estudiadas se encuentran las fluctuaciones de la radiación solar, las emisiones volcánicas o el fenómeno de El Niño, que causan variaciones interanuales en el clima global. Por otro lado, la actividad humana tiene una enorme influencia en toda esta transformación, no solamente por el crecimiento demográfico sino por el aumento en el consumo de recursos naturales por persona (energía, agua y suelo). En un periodo de tiempo relativamente corto, el incremento de la población, la deforestación, los incendios forestales y el uso de la tierra y la energía han transformado un 40% de la superficie terrestre. El incremento de gases de efecto invernadero, como el dióxido de carbono que ha aumentado más de un 30% desde el comienzo de la revolución industrial, la continua emisión de aerosoles a la atmósfera y el uso de más de la mitad del agua potable disponible están haciendo que aumente la temperatura global de la superficie, así como que varíe su distribución espacial y temporal (Vitousek et al. 1997). Este aumento de la temperatura anual podría provocar que el hielo y la nieve se derritieran paulatinamente, lo que implicaría una subida del nivel del mar y un aumento de las inestabilidades atmosféricas. Estos primeros efectos del calentamiento global se han comprobado a partir del análisis de los datos de satélite, que muestran la disminución de los casquetes polares y el aumento de la cantidad del vapor de agua en la atmósfera (Doake et al. 1991). A su vez, estos datos están permitiendo discernir entre los efectos sobre el medio ambiente producidos por causas naturales de aquellos causados por el hombre, sentando las bases científicas necesarias para forzar a los gobiernos a tomar medidas urgentes, como las acordadas en la cumbre celebrada en Kyoto, Japón, a finales de 1997. Sin embargo, las distintas conferencias mundiales sobre el cambio climático demuestran que los esfuerzos para controlar las causas humanas son altamente controvertidos debido a las potenciales repercusiones sociales, económicas y políticas.

Como consecuencia de su enorme utilidad, el uso de sensores a bordo de satélites se ha generalizado en las últimas décadas, dando lugar al desarrollo de la teledetección espacial. En 1960, la NASA puso en órbita el primer satélite de la serie TIROS, al que le han seguido numerosas plataformas que han sido lanzadas con muy diversos objetivos. Entre los satélites meteorológicos podemos destacar los de la serie NOAA, GMS, SMS, GOES o METEOSAT. También han sido ampliamente utilizados aquellos satélites destinados principalmente a observar los

recursos naturales, como los de la serie Landsat, el Nimbus 7, SeaWIFS o SPOT. Mediante el análisis de los datos obtenidos por los sensores que transportan estas plataformas se ha avanzado en el conocimiento de nuestro medio, utilizando los datos para diversos fines.

Actualmente, el uso de datos de satélite se ha extendido a multitud de campos científicos y tecnológicos. En el marco de los estudios atmosféricos, han venido siendo utilizados, entre otros propósitos, para medir el balance radiativo de La Tierra, el cual determina la dirección y la velocidad del cambio climático. Además, son un instrumento imprescindible en la determinación de las fuentes y sumideros de los gases efecto invernadero, como el vapor de agua, que es el más importante debido a su capacidad para absorber y reemitir la radiación terrestre, a su abundancia y a su gran variabilidad, el dióxido de carbono que es el más importante de los antropogénicos, el metano, el CO, etc. El seguimiento de las nubes y los aerosoles, entendidos como partículas líquidas o sólidas suspendidas en el aire, así como la extracción de sus parámetros característicos a partir de sensores remotos es igualmente de gran ayuda en el estudio de su impacto sobre el clima. Sin embargo, debido a la gran complejidad del problema general y a la gran cantidad de factores que intervienen en el balance radiativo global, que se esquematiza en la Figura 1.1, se suele realizar el estudio de todos los componentes puestos en juego por separado.

Los océanos, que cubren más del 70% de la superficie de nuestro planeta y constituyen el motor calorífico del planeta, son otro de los objetivos principales de las misiones espaciales. Existen satélites diseñados específicamente para monitorizar la distribución de concentraciones de fitoplancton y, en general, la productividad de las distintas regiones del océano. Los canales espectrales de otros satélites, situados en el infrarrojo, son utilizados para la determinación de la temperatura superficial de mar, con el fin, por ejemplo, de comprender mejor los intercambios entre el océano y la atmósfera, para la determinación de corrientes y fenómenos marinos o para la ubicación de bancos de peces.

La utilización de datos de satélites, en especial aquellos proporcionados por la serie Landsat, ha permitido construir mapas globales de vegetación que describen la distribución de las principales especies vegetales sobre la superficie de La Tierra. Además, la aceptable frecuencia temporal de estos mapas permite establecer un seguimiento de la salud y estado general de la vegetación, lo cual es de vital importancia, entre otras aplicaciones, para el control de los recursos alimentarios mundiales. Sin embargo, no sólo se ha centrado el interés en la observación de los bosques y los cultivos, sino en multitud de aplicaciones como pueden ser el uso del suelo, la ordenación del territorio, la distribución de minerales, la identificación de hábitats naturales de diferentes especies, etcétera.

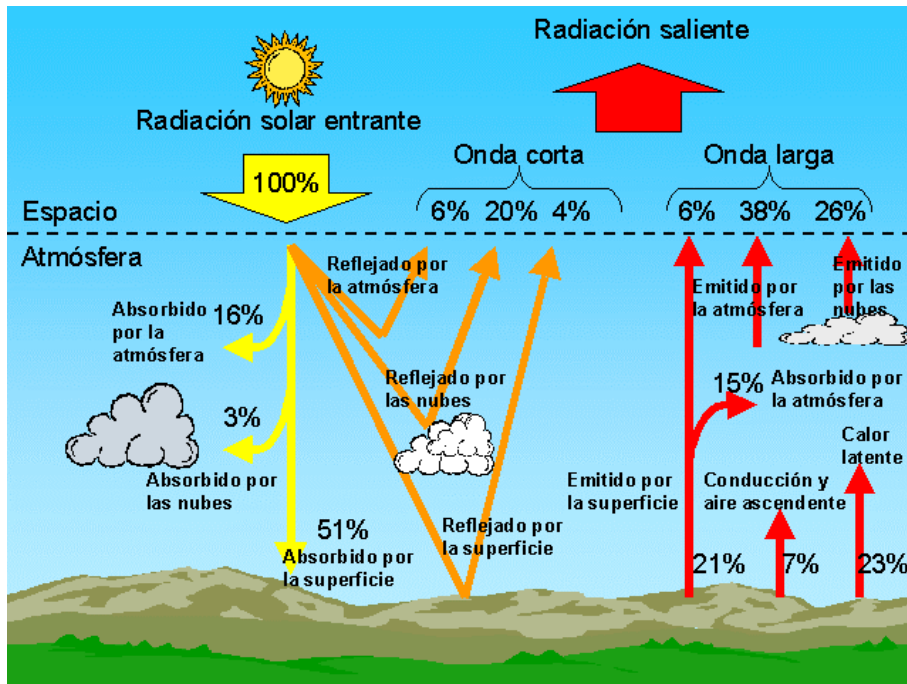


Figura 1.1. Esquema del balance radiativo del sistema tierra-atmósfera.

Como consecuencia de la experiencia ganada en el uso de los datos de sensores remotos, se están desarrollando estudios que permitan tomar las decisiones oportunas en multitud de aspectos de nuestra vida diaria. Por ejemplo, la observación de la vegetación de las ciudades y el albedo debido a las superficies utilizadas para la construcción, que afectan directamente a la temperatura del aire y a la cantidad de ozono superficial, permitirá el diseño de planes urbanísticos que puedan reducir el consumo de energía, la disminución de la contaminación y, en general, mejorar el confort de sus habitantes. Pero, no sólo se ha aumentado considerablemente el conocimiento que tenemos sobre nuestro planeta, sino que se han desarrollado herramientas de aplicación en tiempo real. Existen en la actualidad varios sistemas de alarma basados en su uso, como pueden ser aquellos destinados a la detección de incendios, previsión de episodios de hambre a partir del estado de la vegetación, predicción de riadas, sequías y erupciones volcánicas, etc.

1.2. EL ESTUDIO DE LAS NUBES.

Las nubes son agregados visibles de pequeñas gotas de agua y/o cristales de hielo que están suspendidas en la atmósfera dando lugar a una gran variedad

de formas y tamaños. Las imágenes de satélite muestran que, en cualquier instante, aproximadamente el 40% de la superficie de La Tierra se encuentra bajo algún tipo de cobertura nubosa.

Las nubes modulan fuertemente el balance energético de La Tierra y su atmósfera, a través de su interacción con la radiación solar y terrestre, como ha sido demostrado tanto a partir de observaciones de satélites (Ramanathan 1987) y desde tierra (Cess 1976), como de estudios basados en modelos de transferencia radiativa (Ramanathan et al. 1983). Sin embargo, las nubes son altamente variables, tanto en su distribución horizontal como vertical (Rossow et al. 1989), en parte debido a la circulación atmosférica y en parte a la distribución de los océanos, los continentes y las fuentes de núcleos de condensación, precursores de las gotas que las componen. Por lo tanto, la mejora en el conocimiento de las propiedades de las nubes, así como su variación en el espacio y en el tiempo, es determinante para la validez de los estudios sobre cambio climático global.

Mediante el análisis de los datos proporcionados por los sensores a bordo de los satélites se pretende relacionar la variación en el balance de energía con los cambios en las nubes, los aerosoles, la cubierta de la superficie terrestre, la composición atmosférica y las propiedades del océano. Al mismo tiempo, se espera ahondar en los procesos específicos mediante los cuales las nubes modulan las componentes de onda corta y onda larga de la radiación terrestre, así como establecer las variaciones en las propiedades de las mismas debidas a factores humanos y las causadas por el cambio climático.

1.2.1. Las nubes y su influencia.

Es globalmente aceptado que pequeños cambios en el porcentaje de nubosidad, o de las propiedades ópticas de las nubes, tienen la capacidad de amplificar en gran medida o, por otro lado, de invertir la respuesta del clima global ante los efectos de determinados gases. Durante el día, las nubes tienen un efecto global de enfriamiento sobre la superficie de la tierra debido a la reflexión de la radiación solar. Por otro lado, durante la noche, las nubes ejercen el efecto contrario al retener la energía térmica radiada hacia el espacio desde la superficie y la atmósfera bajo las mismas, y reemitiendo parte de esta radiación de nuevo hacia abajo. Promediando dichos efectos opuestos durante un ciclo anual y en todo el globo terráqueo, las nubes producen un enfriamiento neto debido a la predominancia de su influencia durante el día sobre su contribución térmica de efecto invernadero (Tselloudis et al. 1993). Sin embargo, la importante cuestión de cómo afectarán realmente las nubes al calentamiento global debido a las emisiones de gases traza es bastante compleja y permanece aún sin ser contestada plenamente, si bien existen evidencias de que en presencia de altos niveles de gases efecto invernadero, el efecto neto es de calentamiento (Kaufman et al.

1998). Por lo tanto, la radiación, en su interacción con las nubes, juega un papel importante a todas las escalas, desde la microfísica a la planetaria. El progreso del estudio de la atmósfera, desde los mecanismos de precipitación hasta el clima global, depende del conocimiento preciso de las propiedades radiativas de las mismas.

Pese a las propiedades generales comentadas, los distintos tipos de nubes tienen diferente influencia sobre el balance radiativo global. Las nubes bajas sobre el océano se caracterizan por su fuerte reflexión de la radiación solar y por ser lo suficientemente calientes como para tener un efecto muy pequeño sobre la cantidad de radiación total de onda larga emitida por la superficie terrestre, dando lugar a un efecto global de enfriamiento. A su vez, la cantidad y las propiedades radiativas de las nubes bajas estratiformes están determinadas por las condiciones atmosféricas y oceánicas, así como por la abundancia de núcleos de condensación, que pueden provenir, por ejemplo, de la quema de biomasa o combustibles fósiles. Asimismo, recientes estudios han confirmado la relación entre la formación de nubes bajas y la temperatura superficial del mar (Norris et al. 1994). Estas sensibilidades y el fuerte efecto sobre el balance radiativo hacen que las nubes bajas jueguen un papel crucial en el cambio climático. Las nubes medias ejercen un papel similar al de las nubes bajas, proporcionando un efecto neto de enfriamiento.

Por otro lado, un incremento de la cantidad de nubes altas tiene un efecto neto de calentamiento, pues son altamente transparentes a la radiación solar pero absorben la radiación saliente de onda larga, emitiendo hacia el espacio menos energía total debido a su baja temperatura. Los cirros ejercen una importante influencia en el calentamiento radiativo de la alta troposfera, lo que a su vez refuerza el “jet-stream” troposférico. Los bancos de cirros tropicales que se forman como el resultado del transporte ascendente de la humedad inducen el suficiente calentamiento radiativo para aumentar la temperatura de la alta troposfera en unos 5 K (Wiscombe et al. 1985).

Con todo ello, no es sorprendente que la mayor incertidumbre en la estimación del calentamiento global sea debida a las nubes, más aun si se tiene en cuenta que, a su vez, la formación de las mismas y sus propiedades dependen de factores altamente variables.

1.2.2. Clasificación de nubes.

El primer paso en el estudio de los cambios en la cobertura nubosa es una clasificación precisa de las nubes (Berger 1995). Sin embargo, la proliferación actual de imágenes de satélite sobrepasa en gran medida nuestra capacidad para producir análisis significativos en un tiempo lo suficientemente corto de forma

manual. Es por ello, que una clasificación de las nubes automática, precisa, rápida y robusta a partir de datos de sensores remotos tendría un impacto significativo sobre la meteorología operacional y los estudios climáticos (Pankiewicz 1995).

Históricamente, las nubes han sido clasificadas según un sistema que usa prefijos latinos para describir la apariencia de las nubes cuando son vistas por un observador desde tierra, dando lugar a tres familias principales: cúmulos (cumulus = cúmulo o montón), estratos (stratus = allanado o extendido) y cirros (cirrus = cabello o bucle). Además, si un estrato o un cúmulo da lugar a precipitaciones, ya sea en forma de nieve, lluvia o granizo, se combinan el nombre básico con el término “nimbus”. Teniendo en cuenta estos cuatro prefijo y considerando la altura de la nube se obtienen los 10 tipos básicos resumidos en la Tabla 1.1 y esquematizados en la Figura 1.2. Existen también otras nubes que son una mezcla de los tipos anteriores, como las orográficas, onduladas, etc..

Tabla 1.1. Tipos básicos de nubes según su observación desde tierra.

	Altura típica (m)	Nombre	Símbolo	Composición
Nubes altas	6.000-10.000	Cirros	Ci	Cristales de hielo
	8.000	Cirroestratos	Cs	Cristales de hielo
	7.000	Cirrocúmulos	Cc	Cristales de hielo
Nubes Medias	3.000-4.000	Altoestratos	As	Gotas de agua y cristales de hielo
	3.000	Altocúmulos	Ac	Gotas de agua principalmente
Nubes bajas	1.500	Estratocúmulos	Sc	Gotas de agua
	1.200	Nimboestratos	Ns	Gotas de agua y lluvia principalmente
	300-1.000	Estratos	St	Gotas de agua .
Nubes de desarrollo vertical	800-1.000	Cúmulos	Cu	Gotas de agua principalmente
	Base 800, tope hasta 12.000	Cumulonimbos	Cb	Gotas de agua, crist. de hielo, copos de nieve y granizo.



Figura 1.2. Tipos básicos de nubes según su observación desde tierra.

El WMO (World Meteorological Office) ha utilizado una clasificación mucho más amplia que está compuesta por 27 tipos de nubes diferentes (9 tipos de nubes bajas, 9 de nubes medias y 9 de nubes altas), si bien reconoce que el número de formas posible sería infinito.

De forma similar, para que un clasificador pueda llevar a cabo su tarea, se debe definir previamente una serie de clases distinguibles entre sí, atendiendo a un conjunto de características extraídas a partir de los datos multispectrales proporcionados por los sensores a bordo de satélites. Una elección adecuada de dichas clases no es siempre una tarea fácil; de hecho muchos investigadores han elegido las clases basándose en una multitud de criterios (Ebert 1987, Bankert 1994, Tag et al. 2000, Walder et al. 2000). Sin embargo, con la intención de extraer las propiedades de las nubes a partir de los datos de satélites, muchos investigadores encuentran que un criterio útil es clasificarlas según su altura, bajas, medias o altas, (Berger 1995) y según la fracción nubosa, ya sea rota o uniforme, pues ningún algoritmo de extracción de propiedades de las nubes depende de la etiqueta asignada a un tipo de nubes, esto es, da igual si una nube baja es un estratocúmulo o un cúmulo, lo que realmente importa es si se trata de una nube baja, su espesor y su uniformidad (Baum et al. 1997a). Además, la resolución que se obtiene en las imágenes de satélite es mucho menor que la que se dispone en las observaciones desde tierra, lo que dificulta llevar a cabo una clasificación basada en los mismos tipos.

En la misma línea se encuentran los trabajos de otros autores, integrantes del ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project). Si bien el ISCCP define 35 tipos de nubes diferentes, Rossow y Schiffer (1991) reducen a 7 clases el conjunto necesario para el análisis de los datos, especificando intervalos de la presión del tope de la nube y su espesor óptico. Por su parte, Ockert-Bell y Hartmann (1992) dividen el espacio de características en tan solo 5 clases,

encontrando que son suficientes para explicar las variaciones observadas en varios experimentos sobre el balance radiativo global.

1.3 ANTECEDENTES Y OBJETIVOS.

En la mayoría de las aplicaciones de las imágenes multiespectrales se requieren técnicas de procesamiento que realicen dos tareas fundamentales: detectar y clasificar los materiales que constituyen cada uno de los píxeles de la escena y reducir el volumen o la dimensión de los datos, sin que ello suponga una pérdida crítica de información, de manera que pueda ser procesada y asimilada eficientemente por un analista humano. Estas técnicas se han aplicado a multitud de campos científicos, entre los que podemos destacar la realización de mapas medioambientales, investigaciones sobre el cambio climático global, mapas geológicos, identificación y estimación de la cantidad de plantas y minerales, etc. Otra de las líneas en las que se han venido utilizando ampliamente en los últimos años es en la detección y clasificación de la cobertura nubosa debido, como hemos mencionado en el apartado anterior, a las grandes repercusiones que tiene un buen conocimiento de su distribución en el mejor entendimiento de la evolución de nuestro planeta.

Cuando el número de bandas espectrales diferentes de las imágenes a tratar o la cantidad de datos son elevados el análisis de los histogramas es una de las aproximaciones posibles (Kudoh et al. 1991). Se han desarrollado multitud de trabajos en los que se estudian las posibilidades de transformación de estos histogramas para reducir su dimensión y quedarse con aquellos parámetros que permitan una mejor distinción entre las cubiertas que se desean clasificar. Así, se han desarrollado técnicas que van desde simples operaciones aritméticas entre los distintos canales de los radiómetros utilizados (Lubin et al. 1998) hasta proyecciones de subespacios ortogonales (Harsanyi 1994), pasando por técnicas ampliamente usadas en el análisis general de imágenes como las transformaciones basadas en componentes principales (Fung et al. 1987), en coordenadas hiperesféricas (Nirala et al. 2000b), transformaciones rotacionales (Nirala et al. 2000a) o, incluso, algunas diseñadas *ad hoc* para aplicaciones muy específicas (Kudoh et al. 1994).

Muchas de las técnicas mencionadas han sido aplicadas para extraer las características más importantes de aquellos píxeles que contienen para su posterior clasificación. Estas características pueden ser espectrales, es decir, basadas en alguna combinación de los valores obtenidos de los distintos canales espectrales del sensor. Por ejemplo, una característica podría derivarse de una resta de las cuentas digitales de un canal en el visible, una medida de la reflectancia, menos las de un canal en el infrarrojo térmico, una medida de la

componente térmica. Uno debería esperar que esta característica fuera útil en aquellos casos en los que se quiere separar nubes bajas de cirros, pues las primeras son habitualmente más reflectoras y tienen una temperatura más elevada que las nubes altas (Baum et al. 1997). Podemos encontrar en la bibliografía relacionada con el tema múltiples trabajos que utilizan características espectrales (Berger 1995, Hutchison et al. 1995, Wittenbrick et al. 1996). Otra forma de obtener ciertos parámetros que permitan la distinción entre los distintos tipos de nubes es mediante medidas de textura, de forma similar a como lo haría un experto que estuviera observando la imagen. La textura en una imagen se suele definir como una medida de la disposición de los valores de los píxeles de la misma, utilizándose habitualmente métodos estadísticos que relacionan los píxeles dentro de una pequeña región (Welch et al. 1990, Lamei et al. 1994). Lógicamente, muchos autores utilizan ambas aproximaciones simultáneamente (Gu et al. 1991, Xu et al. 1999) y otros añaden nuevas características basadas en la forma de las nubes (Lubin et al. 1998), características temporales (Lewis et al. 1997) e incluso basadas en parámetros físicos como puede ser la latitud correspondiente al pixel en estudio (Tag et al. 2000)

Una vez están caracterizados los píxeles, deben asignarse a alguna de las clases prefijadas. Para ello se han utilizado también infinidad de técnicas frecuentemente referenciadas en la literatura relacionada con el reconocimiento de patrones o la visión artificial. La complejidad del clasificador a implementar va a depender principalmente de dos factores principales, por un lado la adecuada elección de las características utilizadas para la clasificación, es decir, si permiten una buena separación de los diferentes tipos de cubiertas, y por otro, el número de clases diferentes elegidas, pues no es lo mismo separar los píxeles en dos o tres grandes grupos que, a su vez, intentar distinguir algunos tipos dentro de ellos. Por ejemplo, existen aplicaciones cuyo objetivo es detectar la presencia de nubes, es decir, averiguar si un pixel está o no cubierto (Pérez et al. 1997, Torres et al. 1999), mientras que otras clasifican las cubiertas nubosas hasta en 24 tipos (Berger 1995). Aquellas técnicas más simples se basan en umbrales fijados empíricamente para los distintos canales espectrales (Saunders et al. 1988, Wielicki et al. 1989, Hutchison et al. 1995, Wittenbrick et al. 1996). Otras usan algoritmos basados en métodos estadísticos (Berger 1995, Lubin et al. 1998), árboles de decisión (Xu et al. 1999), redes neuronales (Welch et al. 1992, Walder et al. 2000) o lógica difusa (Simpson et al. 1995, Baum et al. 1997).

La mayoría de los métodos desarrollados para la clasificación de nubes han sido aplicados a los datos proporcionados por el radiómetro AVHRR a bordo de los satélites de órbita polar de la serie NOAA (Key et al. 1989, Bankert 1994, Berger 1995, Walder et al. 2000, Tag et al. 2000) y por los sensores de los satélites meteorológicos geoestacionarios GOES (Wittenbrick et al. 1996) y

METEOSAT (Debois et al. 1982, Walder et al. 1994). Sin embargo, existen algunos trabajos basados en las imágenes captadas por otros satélites de alta resolución, como las del Multispectral Scanner del Landsat (Lee et al. 1990).

A pesar de la gran cantidad de trabajos que se han desarrollado en el campo de la clasificación de nubes, continúa siendo una de las áreas en las que más esfuerzo se está poniendo, no sólo en el estudio de algoritmos que mejoren los resultados actuales sino en el diseño de nuevos sensores que permitan realizar esta tarea de una manera más conveniente. Un ejemplo claro lo encontramos en los sensores MODIS y CERES de la plataforma Terra EOS-AM1 (Baum et al. 1997, Kaufman et al. 1998), lanzada a finales de 1999. Además, no es una tarea sencilla, como pone de manifiesto la gran cantidad de técnicas que se han empleado o el poco acuerdo que hay entre los distintos investigadores a la hora de clasificar las nubes en los diferentes tipos de forma visual, existiendo casos en los que las decisiones de tres personas acostumbradas a este tipo de tareas no concuerdan en más de un 40% (Tag et al. 2000). Asimismo, la mayor parte de los trabajos mencionados han sido ideados para analizar imágenes diurnas, en las que existe radiación solar reflejada, lo que facilita en gran medida la distinción entre las nubes y la superficie y entre las distintas clases. Sin embargo, la necesidad de mejorar el conocimiento de la distribución de los distintos tipos de nubes durante la noche hace que deban implementarse métodos en los que no se tenga en cuenta las propiedades de reflexión de las nubes frente a la radiación solar.

El objetivo principal del presente trabajo, ha sido desarrollar un método de clasificación de nubes a partir de las imágenes nocturnas del radiómetro NOAA-AVHRR. Para ello, se ha realizado una transformación no lineal sobre los datos multiespectrales, de forma que el resultado de esta operación proporcione unas características discriminantes que estén relacionadas de alguna forma con los parámetros macro- y micro- físicos de las nubes, simplificando en gran medida la tarea que debe realizar el clasificador.

Con este fin, se han utilizado modelos de transferencia radiativa que tuvieran en cuenta tanto las propiedades de las cubiertas nubosas como las de la superficie bajo ellas y la atmósfera circundante. Las simulaciones realizadas a partir estos modelos han permitido analizar las posibilidades que ofrecen los datos infrarrojos proporcionados por el radiómetro AVHRR para la clasificación de nubes, así como el efecto que tienen los distintos componentes atmosféricos y las propiedades de las superficies en dicha clasificación. Asimismo, se ha creado un modelo simple y analíticamente invertible para llevar a cabo la transformación no lineal.

1.4. ESTRUCTURA DEL TRABAJO.

En los siguientes capítulos expondremos las bases teóricas necesarias para llevar a cabo nuestros objetivos, explicando muchos de los términos técnicos utilizados en esta introducción. Así, en el segundo capítulo se realizará una breve introducción al análisis de imágenes obtenidas desde satélites, explicando el significado de las imágenes multiespectrales y las transformaciones que se pueden realizar sobre los histogramas correspondientes con el fin de reducir los datos y obtener características discriminantes más adecuadas para la clasificación de los píxeles según los tipos de cubierta que representen. En el capítulo 3 se expondrá la teoría básica utilizada para la implementación del modelo de transferencia radiativa utilizado para el sistema tierra-atmósfera, prestando especial atención a la caracterización radiativa de las nubes y a los modelos numéricos utilizados con este fin.

El capítulo 4 incluye los datos técnicos del radiómetro NOAA-AVHRR necesarios para comprender el desarrollo del presente trabajo. Esto es, las órbitas seguidas por el satélite, la forma en la que se adquieren los datos, el comportamiento espectral de los diferentes canales utilizados y el procesamiento previo al que deben someterse

Los siguientes capítulos resumen el análisis de las posibilidades que ofrecen los datos nocturnos del AVHRR para la clasificación de los distintos tipos de nubes. Así, la herramienta desarrollada para facilitar las simulaciones y el posterior análisis de las mismas, comparándolas con datos reales, se presenta en el capítulo 5. En el 6, se discuten los resultados obtenidos en dicho análisis.

En el último capítulo se desarrolla el método de clasificación de nubes a partir de imágenes infrarrojas, utilizando una transformación no lineal basada en modelos físicos. Al final de este capítulo se analizan los resultados tras compararlos con los obtenidos mediante el método de componentes principales.

Finalmente, tras enumerar las conclusiones de este trabajo y sus principales aportaciones, se exponen las ideas que han surgido a lo largo del mismo y que se espera llevar a cabo en futuras investigaciones.

Capítulo 2

Análisis de imágenes de satélite.

2.1. IMÁGENES MULTIESPECTRALES.

Una imagen se define como una función bidimensional $f(x,y)$, donde x e y representan las coordenadas espaciales y f el valor de la función en el punto (x,y) . Este concepto general, debe particularizarse al caso de imágenes digitales que son las que se utilizan en el procesamiento. Una imagen digital es una imagen $f(x,y)$ que se ha discretizado tanto en las coordenadas espaciales como en los valores de dicha función (fig. 2.1). Por lo tanto, una imagen digital puede considerarse como una matriz cuyos índices de fila y columna identifican un punto de la imagen y el valor del correspondiente elemento de la matriz indica el valor discretizado de la función (González et al. 1996). Los elementos de esa matriz se denominan píxeles y se ponen de manifiesto en la Figura 2.1.

Dentro del campo de la Teledetección, una de las características principales de una imagen es la banda espectral que representa, es decir, las longitudes de onda que contribuyen a su formación y el peso con el que lo hacen. Algunas imágenes son medidas de la distribución espacial de la radiación solar reflejada, tanto en el ultravioleta, como en el visible o en el infrarrojo cercano y medio. Otras miden la disposición espacial de la energía emitida por La Tierra, es decir, la radiancia correspondiente al infrarrojo térmico. Ambos tipos de imágenes corresponderían a las tomadas por los sensores pasivos. Existen también algunas imágenes, adquiridas mediante sensores activos, que dan cuenta de la reflexión de un haz emitido por el propio satélite, generalmente en el rango de las microondas.

En el visible y en el infrarrojo cercano la energía reflejada medida por el sensor depende de las propiedades de los objetos observados, tal como la pigmentación, el contenido de humedad, la estructura interna, etc. En el infrarrojo térmico son las propiedades térmicas y la temperatura de los objetos lo que determina la cantidad de radiación que se detecta. Por último, en el rango de las microondas, la rugosidad del tipo de cobertura y sus propiedades eléctricas, es decir, su permitividad, son las que determinan la magnitud de la señal reflejada.

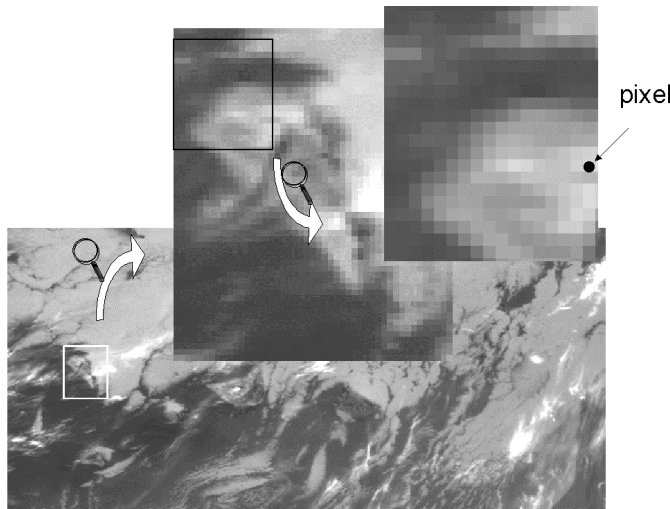


Figura 2.1. Imagen digital y concepto de pixel.

Un escáner multispectral toma imágenes simultáneamente en varias bandas con diferentes longitudes de onda. Una región explorada de esta forma producirá tantas imágenes digitales como bandas espectrales tengamos. Si éstas están perfectamente registradas se pueden pensar como si estuviesen apiladas, una detrás de la otra como se muestra en la Figura 2.2. A diferencia de las imágenes *escalares*, en las que cada pixel tiene solamente un valor asociado, en las imágenes *vectoriales* o multispectrales cada pixel se representa por un patrón vectorial $\mathbf{x}=(x_1, x_2, x_3, \dots, x_k)^T$, con k el número de bandas. Dicho vector tiene en cuenta el comportamiento espectral de los materiales que se encuentran en el área espacial cubierta por cada pixel.

Generalmente, la cobertura espacial de cada pixel puede encerrar varios materiales diferentes, cada uno con una *signatura espectral* propia. En este caso el vector de observación está afectado por las respuestas espectrales individuales de cada material y el pixel se denomina *mixto* o de *mezcla*. Un pixel mixto que contiene p materiales diferentes, denotado por el vector $\mathbf{r}(x,y)$ de dimensiones $k \times 1$, puede ser descrito según el modelo lineal siguiente (Harsanyi et al. 1994):

$$\mathbf{r}(x,y) = \mathbf{M}\boldsymbol{\alpha}(x,y) + \mathbf{n}(x,y) \quad (2.1)$$

donde $\mathbf{M} = (\mathbf{u}_1 \dots \mathbf{u}_i \dots \mathbf{u}_p)$ es una matriz $k \times p$ con columnas linealmente independientes y el vector columna $k \times 1$ \mathbf{u}_i es la *signatura espectral* del material i -ésimo. $\boldsymbol{\alpha}(x,y)$ es un vector $p \times 1$ donde el elemento i -ésimo representa la fracción de la *signatura* i -ésima presente en el pixel. Por último, $\mathbf{n}(x,y)$ es un vector $k \times 1$

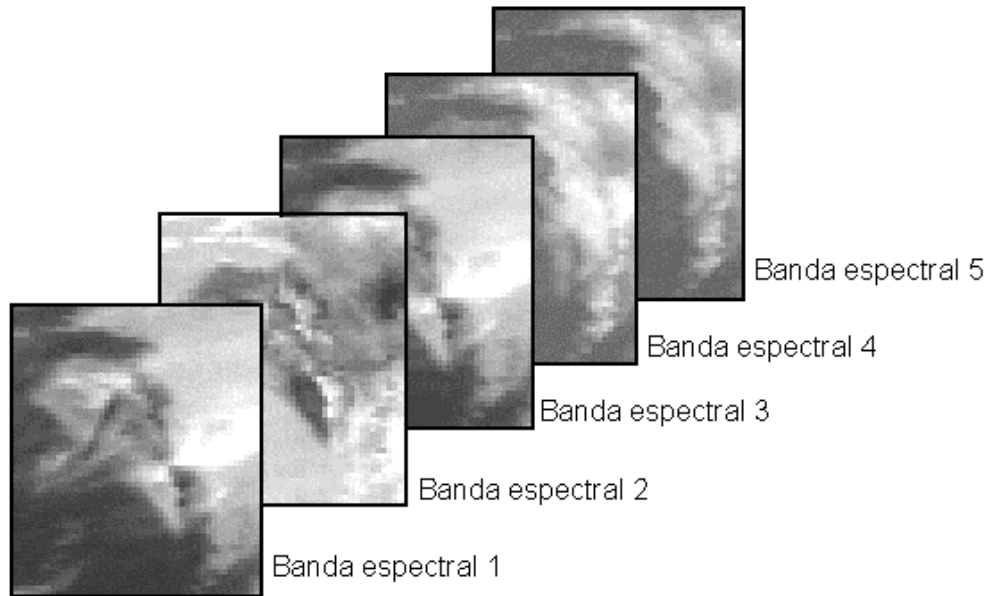


Figura 2.2. Imagen multiespectral.

que representa el ruido aleatorio presente durante el proceso de medida, ya sea debido al efecto de la atmósfera, al sensor, etc.

2.1.1. Histogramas multidimensionales.

El histograma de una imagen digital escalar es una representación gráfica de la frecuencia con la que los distintos valores discretos aparecen en dicha imagen. El eje de abscisas indica los distintos valores que pueden tomar los píxeles de la imagen y en ordenadas se representa la frecuencia o, en ocasiones, el número total de píxeles que tienen un determinado valor. En la figura 2.3 se muestra una imagen y su histograma. La construcción del histograma se realiza, por lo tanto, recorriendo toda la imagen y contabilizando el número de veces que aparece cada valor, dando lugar a una función discreta de la forma $P[x]$ que proporciona información estadística sobre cómo están distribuidos los distintos valores de la imagen. A cada imagen le corresponde un histograma único pero la proposición inversa no es cierta, pues el histograma contiene solamente la información de los distintos niveles pero no guarda su información espacial.

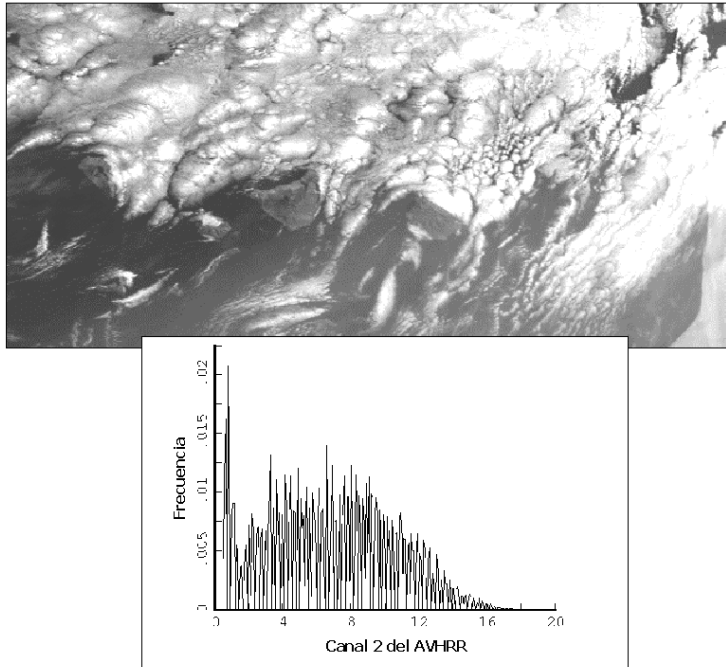


Figura 2.3. Histograma en una dimensión.

Como hemos mencionado, en Teledetección generalmente se trabaja con datos multidimensionales, que consisten en imágenes recibidas de k canales espectrales diferentes. Cuando los valores en cada una de esas imágenes de un pixel determinado, es decir, una coordenada (x,y) son representados en un hiperespacio k -dimensional, obtenemos una distribución k -dimensional de los puntos de la imagen. Sería la generalización del histograma unidimensional, obteniéndose una función $P[x_1, x_2, x_3, \dots, x_k]$ que denota el número de píxeles de la imagen multispectral con valores x_1 para el canal 1, x_2 para el canal 2, etc. (Kudoh et al. 1991). La Figura 2.4 muestra un ejemplo de histograma multidimensional, en este caso bidimensional, en el que las frecuencias de los pares de valores están representadas por el nivel de gris.

2.2. TRANSFORMACIONES MULTIESPECTRALES.

En Teledetección, el análisis de imágenes multispectrales y multitemporales con una alta dimensionalidad es bastante común. Las limitaciones de hardware y software hacen necesarios métodos eficientes para reducir la dimensionalidad, conservando e incluso mejorando las condiciones

originales para una posterior clasificación. Con este objetivo, existen transformaciones espectrales que generan nuevos conjuntos de componentes de la imagen o bandas. Estas bandas representan una descripción alternativa de los datos, en las cuales las nuevas componentes del vector que representa a cada píxel son obtenidas a partir de combinaciones entre las originales. Obviamente, tales operaciones no proporcionan información nueva que no estuviera ya incluida en los datos originales, pero en muchas ocasiones, permite mejorar la disposición de los datos, haciendo que sean más evidentes determinados fenómenos de interés.

La mayor parte de las transformaciones que se han empleado en Teledetección son lineales, es decir, las nuevas bandas se crean por combinación lineal de las originales. Las dos aproximaciones básicas para identificar los subconjuntos de bandas que, dentro de un gran conjunto de datos, proporcionan una representación o clasificación más efectiva, son los análisis de separabilidad (Maravall 1993, Castleman 1996) y la evaluación de los autovalores y autovectores derivados a partir de la estadística clásica de los datos (Nirala et al. 2000a). Sin embargo, existen otros métodos, como las operaciones aritméticas entre las distintas bandas o aquellas transformaciones diseñadas específicamente para una aplicación particular.

2.2.1. Operaciones aritméticas.

La adición, sustracción, multiplicación y división de los valores de los píxeles de dos bandas de una imagen para formar una nueva imagen son transformaciones especialmente simples que pueden ser implementadas incluso mediante hardware. La multiplicación no parece ser tan útil como el resto, a no ser en el uso de máscaras, siendo la sustracción y el cociente las operaciones más comunes.

La sustracción puede ser usada para resaltar regiones en las que existen diferencias apreciables entre dos bandas espectrales. En lo que respecta a la clasificación de nubes, las diferencias más utilizadas son entre los canales en el visible y en el infrarrojo cercano (Ebert 1987, Lubin et al. 1998) o entre los canales de infrarrojo medio y térmico (Hutchison et al. 1995, Pérez et al. 1997).

Los cocientes de diferentes bandas espectrales de la misma imagen suelen usarse para reducir el efecto de la topografía o hacer patente el diferente comportamiento en esas bandas de algunas cubiertas. Un caso típico es el cociente entre las bandas en el infrarrojo cercano y en el visible, que, basándose en la absorción de la radiación visible por la clorofila y la reflexión de la radiación infrarroja por la estructura interna de las hojas de las plantas, se utiliza para estimar la cantidad de vegetación presente (Chuvieco 1990). El cociente inverso,

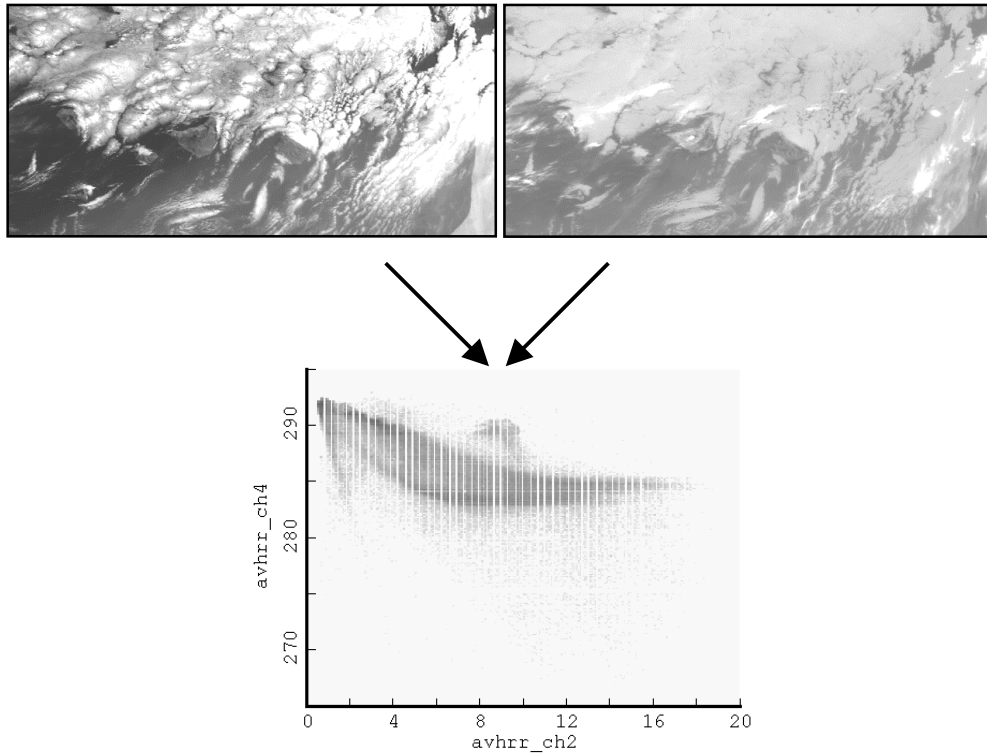


Figura 2.4. Histograma bidimensional.

es decir, una banda en el visible dividida por una perteneciente al infrarrojo térmico, se utiliza para la medida del espesor óptico de aerosoles sobre el mar (Expósito et al. 1997).

2.2.2. Componentes Principales.

Con el fin de disminuir el volumen de los datos, se suelen aplicar técnicas para la reducción de la dimensionalidad de la imagen. Típicamente, la dimensionalidad de una imagen multispectral se reduce al aplicar una transformación lineal, conservando solamente aquellas componentes significativas para procesos posteriores. El análisis de componentes principales¹ es una de las transformaciones más utilizadas en el análisis de imágenes en Teledetección (Fung et al. 1987) y se basa en las propiedades estadísticas de las representaciones vectoriales. Además, esta transformada posee varias propiedades

¹ Esta transformación es también conocida como transformada de Hotelling, del autovector o transformada discreta de Karhunen-Loève.

útiles que la convierten en una herramienta importante para el procesamiento de imágenes.

Consideremos un espacio multiespectral de dimensión “k” que contiene un gran número de puntos, representación de los correspondientes píxeles de una imagen multiespectral. Cada uno de esos puntos es un elemento de la población y, como se ha mencionado, puede ser representado por un vector columna de la forma $\mathbf{x}=(x_1, x_2, x_3, \dots, x_k)^T$. La posición media de los píxeles en el espacio de características está definida por el vector medio de la población:

$$\mathbf{m}_x = E\{\mathbf{x}\} \quad (2.2)$$

donde $E\{\cdot\}$ representa el valor esperado del argumento y el subíndice indica que \mathbf{m} está asociado con la población de vectores \mathbf{x} . La medida de la dispersión de esta población en el espacio multidimensional nos la da la matriz de covarianza, definida como:

$$\mathbf{C}_x = E\{(\mathbf{x} - \mathbf{m}_x)(\mathbf{x} - \mathbf{m}_x)^T\} \quad (2.3)$$

Puesto que \mathbf{x} es k-dimensional, \mathbf{C}_x es una matriz cuadrada de orden k. El elemento c_{ii} de \mathbf{C}_x es la varianza de x_i , la componente i-ésima de los vectores \mathbf{x} y el elemento c_{ij} es la covarianza entre las componentes x_i y x_j de ese vector. Por lo tanto, la matriz \mathbf{C}_x es real y simétrica.

Tomadas M muestras de una población aleatoria, el vector medio y la matriz de covarianza pueden aproximarse por:

$$\mathbf{m}_x = \frac{1}{M} \sum_{r=1}^M \mathbf{x}_r \quad (2.4)$$

$$\mathbf{C}_x = \frac{1}{M} \sum_{r=1}^M \mathbf{x}_r \mathbf{x}_r^T - \mathbf{m}_x \mathbf{m}_x^T \quad (2.5)$$

La matriz de covarianza es uno de los conceptos matemáticos más importantes en el análisis de datos dentro del campo de la Teledetección. Si existe correlación entre los datos de dos bandas espectrales el elemento correspondiente en la matriz de covarianza, fuera de la diagonal, será grande en comparación con los términos de la diagonal. Por otro lado, si existe poca correlación, los elementos fuera de la diagonal serán cercanos a cero y, en el caso límite, si los elementos no están correlacionados, su covarianza es cero, esto es, $c_{ij} = c_{ji} = 0$.

Al ser \mathbf{C}_x una matriz real y simétrica, siempre es posible hallar un conjunto de k autovectores ortonormales que forman una base en la que la matriz de covarianza es diagonal, indicando que las componentes de los vectores en esa base no están correlacionadas.

Sean \mathbf{e}_i , con $i=1,2,\dots,k$, los autovectores y λ_i los autovalores de \mathbf{C}_x , ordenados en orden decreciente, de forma que $\lambda_j \geq \lambda_{j+1}$ para $j=1,2, \dots, k-1$. Los autovalores y autovectores deben cumplir, por definición:

$$\mathbf{C}_x \mathbf{e}_i = \lambda_i \mathbf{e}_i, \text{ para } i = 1, 2, \dots, k \quad (2.6)$$

Construimos la matriz de la transformación de coordenadas \mathbf{G} de modo que sus filas están formadas por los autovectores \mathbf{e}_i , ordenados de forma que la primera fila de \mathbf{G} sea el autovector correspondiente al autovalor mayor, y la última fila el correspondiente al autovalor menor. La transformación a las nuevas coordenadas quedaría:

$$\mathbf{y} = \mathbf{G}(\mathbf{x} - \mathbf{m}_x), \quad (2.7)$$

y se denominan coordenadas principales.

Los vectores resultantes de la transformación tienen media nula ($\mathbf{m}_y = \mathbf{0}$) y la matriz de covarianza correspondiente, que puede obtenerse mediante $\mathbf{C}_y = \mathbf{G} \mathbf{C}_x \mathbf{G}^T$, es una matriz diagonal cuyos elementos son los autovalores de \mathbf{C}_x :

$$\mathbf{C}_y = \begin{bmatrix} \lambda_1 & & & \mathbf{0} \\ & \lambda_2 & & \\ & & \ddots & \\ \mathbf{0} & & & \lambda_k \end{bmatrix} \quad (2.8)$$

Se puede observar que los elementos que están fuera de la diagonal de la matriz de covarianza son nulos, lo que indica que las componentes de los vectores \mathbf{y} no están correlacionados entre si.

El efecto de emplear la transformación de componentes principales es establecer un nuevo sistema de coordenadas cuyo origen se encuentra en el centroide la población y cuyos ejes están en las direcciones de los autovectores de \mathbf{C}_x . Por lo tanto, se trata de una transformación de rotación que alinea los datos con los autovectores, descorrelacionandolos. La Figura 2.5a muestra el histograma bidimensional y los correspondientes autovectores y el resultado de aplicar a los datos la transformación de componentes principales se muestra en la Figura 2.5 b.

La transformación de componentes principales produce un nuevo conjunto de imágenes no correlacionadas, que están ordenadas en términos de información decreciente o, lo que lo mismo, varianza decreciente. Si bien cada uno de los píxeles de la imagen original puede estar representado por un vector de alta dimensionalidad, la mayor parte de la información de la escena puede ser descrita por unas cuantas dimensiones, teniendo en cuenta solamente los primeros términos de los nuevos vectores. De esta forma habríamos reducido la

complejidad de los procesos que se quieran aplicar a la imagen, como es el caso de la clasificación, sin perder información importante acerca de la misma. Esta dimensionalidad reducida es lo que se conoce como dimensionalidad intrínseca (Harsanyi et al. 1994).

2.2.3. Otras transformaciones.

Además de las transformaciones que hemos descrito, que son las más utilizadas en Teledetección, existen otras que, aunque menos conocidas tienen utilidad en campos específicos.

En el caso de la transformación de componentes principales se rotan los ejes del espacio de características con el fin de maximizar/minimizar las varianzas de las nuevas variables. Sin embargo, existen otras rotaciones posibles, teniendo en cuenta igualmente las propiedades estadísticas de los datos. Las más usadas son aquellas que maximizan la covarianza o las rotaciones que maximizan el cociente de la covarianza sobre la varianza (CVR), siendo útiles para la clasificación de diferentes tipos de cubiertas (Nirala et al. 2000a).

Otra de las transformaciones aplicadas a datos de satélites es la denominada transformación hiperesférica de los cosenos directores o HDCT (Nirala 2000b). En coordenadas hiperesféricas la distancia se define como la separación angular entre dos puntos o el arco-coseno de su producto escalar. Lo que se persigue con esta transformación, que en lugar de distancias sobre los ejes del espacio de características mide los ángulos correspondientes, es separar la componente topográfica de los datos y mantener el significado de la reflectancia espectral. Se ha comprobado que la varianza de un conjunto de datos debida a la topografía es mucho mayor que la varianza debida a la respuesta espectral de los diferentes materiales.

Algunos autores realizan combinaciones *ad hoc* de las diferentes bandas para lograr la clasificación de varias cubiertas. Por ejemplo, Kudoh et al. (1994) proponen un nuevo método para representar los datos de imágenes multidimensionales que facilita al usuario no experto una clasificación supervisada. Asignan a cada pixel palabras de tantos bytes como canales se tengan en cuenta y se les asigna un orden, de más a menos significativo. De esta forma, al colocar los valores digitales de cada canal obtenemos un número que es el que se utilizará para la clasificación, transformando nuestros datos a un espacio unidimensional. Proponen variar el orden de los canales, es decir su peso relativo dentro del número final, para poder utilizarlo en distintas aplicaciones.

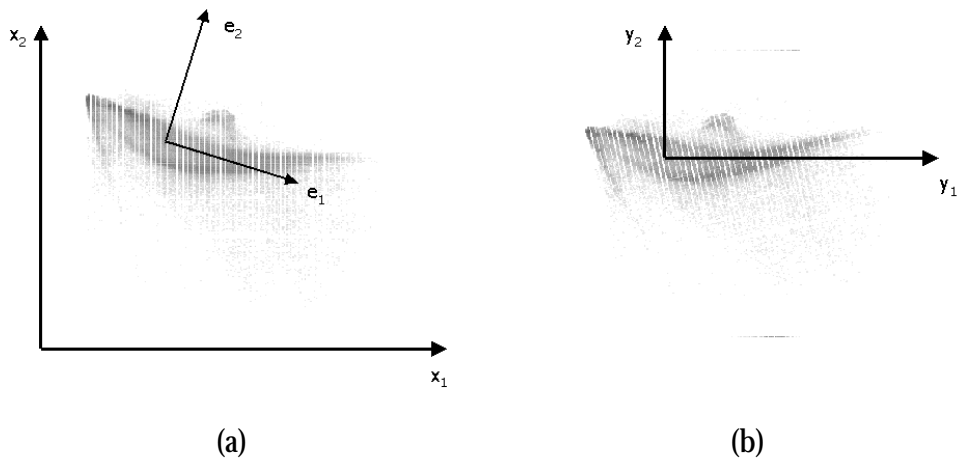


Figura 2.5. Transformación de componentes principales. a) Datos originales y autovectores correspondientes. b) Datos resultantes tras la transformación.

Aparte de estas y otras transformaciones que suelen usarse en casos específicos, existen otras basadas en modelos físicos. Tal es el caso de la conocida transformación lineal “Tasseled Cap” (gorro con borlas) que fue ideada por Kauth y Thomas en 1976 con el fin de modelar los componentes fundamentales de variación en imágenes MSS del satélite Landsat, describiendo sus características físicas desde el punto de vista del estudio de los cultivos (Chuvieco 1990). Se basa en la transformación lineal de los datos originales del satélite para obtener tres nuevos parámetros que denominaron verdor, marchitez y otro sin significado aparente. La ventaja de esta combinación lineal frente a otras basadas en la estadística de los datos, como la de componentes principales, radica en su interpretabilidad física. A lo largo de los años, se han ido desarrollando múltiples variaciones de esta transformación, así como su adaptación a los sensores de otros satélites, pero conservando la idea original de dotar de cierto significado físico a las componentes de los vectores transformados.

2.3. CLASIFICACIÓN.

La clasificación constituye la fase última y decisiva de la mayor parte de las aplicaciones del tratamiento digital de imágenes obtenidas a partir de los datos de los sensores remotos. De hecho, todas las técnicas de transformación que hemos descrito tienen sentido al proporcionar aquellas características que mejoran de alguna u otra forma el proceso de clasificación. La importancia de dicho proceso estriba en el hecho de que uno de los fines últimos de la

adquisición de las imágenes de satélites es la interpretación de los píxeles que las componen, esto es, la asignación de los mismos a una de las categorías establecidas con el fin de mejorar nuestro conocimiento sobre la distribución de los distintos tipos de cubiertas.

La clasificación de los distintos píxeles de la imagen en diferentes clases o categorías entra dentro del campo denominado reconocimiento de patrones. Para nuestros propósitos, un patrón es una descripción cuantitativa de un píxel. Hemos venido usando un vector columna para caracterizar cada píxel, lo que representa un patrón vectorial de la forma $\mathbf{x}=(x_1, x_2, x_3, \dots, x_k)^T$, donde k es el número de características. Hasta ahora hemos supuesto que dichas características corresponden a las medidas radiométricas realizadas por un sensor multiespectral o una combinación de las mismas, pero no debemos olvidar que pueden incluirse otro tipo de medidas de los píxeles la imagen, como pueden ser las basadas en la textura (Walder et al. 2000).

A grandes rasgos, existen dos tipos de procedimientos de clasificación, los que se basan en clasificación supervisada y los dedicados a la clasificación no supervisada, encontrando cada uno de ellos su aplicación en el análisis de imágenes de satélite. También se utilizan métodos híbridos que hacen uso de ambas aproximaciones.

2.3.1. Clasificación supervisada.

Existen múltiples aproximaciones al reconocimiento de patrones basadas en clasificación supervisada, por lo tanto, nos limitaremos a aquellas más utilizadas dentro de los métodos de decisión teórica. Dichos métodos se basan en la utilización de funciones de decisión o discriminantes. Si tenemos M clases de patrones diferentes, $\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_M$, el problema básico en el reconocimiento de patrones vectoriales, \mathbf{x} , mediante decisión teórica consiste en encontrar M funciones de decisión $d_1(\mathbf{x}), d_2(\mathbf{x}), \dots, d_M(\mathbf{x})$ que tengan la propiedad de que, si un patrón \mathbf{x} pertenece a la clase ω_i , entonces

$$d_i(\mathbf{x}) > d_j(\mathbf{x}) \quad j = 1, 2, \dots, M; j \neq i \quad (2.9)$$

Es decir, un patrón pertenece a una determinada clase si la función de decisión correspondiente a la misma es mayor que las demás para ese punto. Lógicamente, podemos asignar, invirtiendo el convenio utilizado, aquella función que arroje el menor valor. La frontera de decisión que separa las clases ω_i y ω_j viene dada por los vectores \mathbf{x} para los que $d_i(\mathbf{x}) = d_j(\mathbf{x})$.

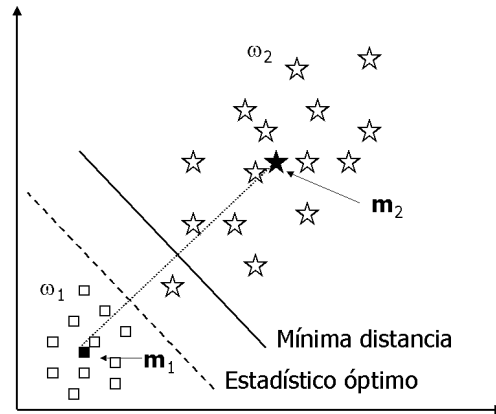


Figura 2.6. Fronteras de decisión en los métodos estadísticos de clasificación.

Una de las aproximaciones más sencillas es el *clasificador de mínima distancia*. Éste se basa en la representación de cada una de las clases por su patrón vectorial medio \mathbf{m}_j , con $j=1,2,\dots,M$, calculado según la expresión 2.4, pero extendiendo el sumatorio solamente a aquellos vectores que corresponden a la clase ω_j . A partir de estos vectores medios se definen las funciones discriminantes como la distancia del punto a clasificar \mathbf{x} a cada uno de ellos, asignando el pixel correspondiente a aquella clase para la que la distancia sea mínima, es decir, a la clase cuyo centroide sea más parecido al vector a clasificar. En este caso, la frontera de decisión entre dos clases correspondería con el hiperplano bisector de la recta que une los respectivos vectores medios como se muestra en la Figura 2.6.

En la práctica, el clasificador de mínima distancia funciona bien cuando la distancia entre los promedios es grande en comparación con las variaciones de los elementos de cada clase con respecto a su media. Sin embargo la existencia simultánea de grandes separaciones entre los valores promedio y de una dispersión relativamente pequeña de las clases es un suceso que rara vez se produce la práctica.

Como hemos podido apreciar en este método, necesitamos un cierto número de puntos representativos de cada clase para poder calcular los centroides de las mismas. Estos puntos suelen ser asignados de forma manual por un usuario y constituyen lo que se conoce como el conjunto de entrenamiento del clasificador, es decir aquellos puntos que van a permitir ajustar las funciones de decisión. Esta característica es lo que va a distinguir aquellos métodos supervisados de los que no lo son.

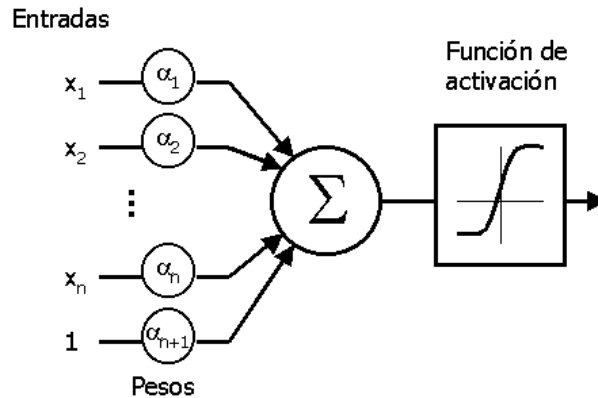


Figura 2.7. Nodo de una red neuronal.

El clasificador de mínima distancia no tiene en cuenta las distribuciones de probabilidad de cada una de las clases, por lo que en numerosas ocasiones se utilizan *clasificadores estadísticos óptimos*. En este caso el patrón \mathbf{x} es asignado a aquella clase ω_j para la que la probabilidad a posteriori $p(\omega_j/\mathbf{x})$ es máxima. Esta función indica la probabilidad de que, conocido el vector \mathbf{x} , éste pertenezca a la clase ω_j . Se usa el teorema de Bayes para poner esta probabilidad en función de la probabilidad condicionada y la probabilidad a priori, quedando la función discriminante de la siguiente forma:

$$d_j(\mathbf{x}) = p(\mathbf{x}/\omega_j)p(\omega_j) \quad (2.10)$$

Por lo tanto, el pixel correspondiente se asignará a aquella clase para la que el producto de la probabilidad de que, dentro de dicha clase, se produzca el vector \mathbf{x} , por la probabilidad de aparición de un vector de esa clase, sea máxima. De nuevo, la frontera de decisión sería un hiperplano perpendicular a la recta que une los centroides de ambas clases, pero en este caso la posición exacta depende de las desviaciones de las mismas. En la Figura 2.6 se muestra dicha frontera de decisión.

Una aproximación diferente al reconocimiento de patrones, que ha atraído un considerable interés en los últimos tiempos, es la basada en *las redes neuronales artificiales*. Los métodos basados en redes neuronales se inspiraron inicialmente en el sistema nervioso biológico y han sido desarrollados por su gran aplicabilidad a ciertos problemas y su potencial implementación utilizando procesamiento paralelo.

Una red neuronal es una colección de nodos idénticos ordenados por capas que se encuentran interconectadas entre si. Cada uno de estos nodos actúa

de manera muy simple, sumando el producto de sus entradas, previamente multiplicadas por los pesos correspondientes, y haciendo pasar el resultado por una “función de activación” que limita la salida del nodo, estructurado como se muestra en la Figura 6.7.

Tanto la topología seguida para la interconexión de los nodos como la forma exacta de la función de activación son parámetros del diseño. Los pesos, en principio aleatorios, se fijan a través de un proceso de entrenamiento, más o menos complejo, que se basa en los vectores del conjunto de entrenamiento (González et al. 1996).

Lógicamente cuanto más capas de nodos tengamos, y más compleja sea la topología utilizada, las fronteras de decisión podrán adaptarse mejor a las irregularidades de las distribuciones de las clases de patrones. En este caso ya no tendríamos hiperplanos, sino que podríamos tener hipersuperficies de distintas formas, lo que hace más flexible el proceso de clasificación. Sin embargo, a esta flexibilidad no va asociado un sistema de explicación o valoración, lo que permite que el sistema pueda evolucionar hacia clasificaciones no interesantes.

La elección de una de las diferentes técnicas dependerá, lógicamente, de la distribución de las clases de patrones en nuestro espacio de características. Cuando las clases están lo suficientemente separadas entre si o pueden separarse utilizando hiperplanos, puede usarse cualquiera de los métodos estadísticos, e incluso, utilizar fronteras de decisión o umbrales definidos de forma empírica o basados en modelos físicos de los datos observados. Sin embargo, cuando las clases están descritas en el espacio de características por regiones anidadas entre si, se impone el uso de técnicas más complejas como las redes neuronales artificiales. Esto da idea de la importancia de una correcta elección del vector de características y la utilidad de las técnicas comentadas en la sección anterior.

2.3.2. Clasificación no supervisada

La clasificación no supervisada es una técnica por la cual los píxeles de una imagen son asignados a diferentes clases sin que el usuario tenga por que conocer a priori cuales son, ni su número total. Con este fin, se utilizan algoritmos de agrupación de clases (“clustering”). Estos procedimientos se utilizan cuando no existe un conocimiento suficiente acerca de las clases en las que podrían dividirse los datos o, en aquellos casos en los que se desea verificarla calidad de un algoritmo supervisado y, en particular, del vector de características elegido.

Los algoritmos de agrupación varían entre sí por el mayor o menor grado de reglas heurísticas que utilizan e, inversamente, por el nivel de procedimientos formales involucrados. Todos ellos se basan en el empleo sistemático de las

distancias entre los vectores a agrupar así como entre los grupos que se van haciendo y deshaciendo a lo largo del proceso de actuación de cada algoritmo. De menor a mayor complejidad, los algoritmos más utilizados son el de las distancias encadenadas, el de max-min, el de las K-medias y el ISODATA (Maravall 1993).

Estas técnicas son computacionalmente más caras que los algoritmos de clasificación supervisada, si bien no es necesario el periodo previo de entrenamiento. Han sido usadas como alternativa completa al diseño supervisado, aunque, en general, dan un peor resultado (González et al., 1996).

Capítulo 3

Modelo de transferencia radiativa para el sistema tierra-atmósfera.

La radiación recibida por un sensor a bordo de un satélite depende, a grandes rasgos, de cuatro factores principales. La variación de la energía solar incidente, condicionada por la geometría definida por el sol y la superficie terrestre en estudio o por a distribución espectral de la radiación solar. Las condiciones de la atmósfera, es decir, la distribución vertical de temperaturas y vapor de agua, la cantidad de aerosoles y nubes, el viento, etc. Las propiedades reflectantes de la superficie, tanto las condiciones espaciales como las espectrales o biofísicas, y por último, las condiciones de visión del sensor, que dependen fundamentalmente de la geometría del problema y del tiempo de observación. En este capítulo, se realiza un repaso de los principales factores que influyen en la estimación teórica de la radiación recibida por el satélite para el propósito del presente trabajo.

3.1. INTERACCIÓN DE LA RADIACIÓN CON LA ATMÓSFERA.

El más importante de los procesos responsables de la transferencia de energía en la atmósfera es la transferencia radiativa. La Tierra y su atmósfera están absorbiendo constantemente la radiación solar y emitiendo su propia radiación hacia el espacio. Durante largos periodos de tiempo las cantidades de radiación emitida y absorbida se mantienen casi exactamente iguales, es decir, el sistema tierra-atmósfera se considera en equilibrio radiativo con el Sol.

Además, la transferencia radiativa actúa como un mecanismo eficiente de intercambio de energía entre la atmósfera y la superficie terrestre y entre las diferentes capas de la propia atmósfera. Juega, también, un papel muy importante en multitud de procesos que se producen en nuestro planeta, como en las reacciones químicas que se producen en la alta atmósfera.

El estudio de la transferencia radiativa en la atmósfera ha venido siendo desarrollado desde hace bastante tiempo, dando lugar a un mejor conocimiento tanto de la atmósfera como de la radiación electromagnética. Desde hace algunas

décadas, con la incorporación de los sensores a bordo de satélites al estudio de La Tierra este campo ha resurgido con renovado interés.

A continuación vamos a esbozar los procesos más comunes que sufre la radiación en presencia de la atmósfera. Comenzaremos por los procesos de absorción y emisión, para continuar con la dispersión, tanto la que es debida a las partículas pequeñas en comparación con la longitud de onda de la radiación incidente, dispersión Rayleigh, como para cualquier tamaño relativo, dispersión Mie. Por último, estudiaremos el caso de la dispersión múltiple, es decir, cuando en lugar de una partícula aislada tenemos un conjunto de ellas.

3.1.1. Absorción y emisión.

Cualquier molécula aislada posee cierta cantidad de energía, aparte de aquella asociada a su movimiento a través del espacio, que es debida en su mayor parte a las energías cinética y potencial electrostática de los electrones que se mueven alrededor del núcleo. Aunque en menor medida, existen otros componentes de esa energía asociados a la vibración de los átomos individuales en torno a sus posiciones promedio y a la rotación de la molécula sobre su centro de masa.

La Mecánica Cuántica establece que solamente ciertas configuraciones de orbitales electrónicos son permitidas dentro de cada átomo, y sólo ciertas frecuencias y amplitudes de vibración, así como ciertos grados de rotación son permitidos para una molécula determinada. Cada posible combinación de orbitales electrónicos, vibración y rotación puede ser identificado por un nivel de energía particular, el cual representa la suma de los tres tipos de energía. Una molécula puede alcanzar un nivel de mayor energía al absorber radiación electromagnética y, por el contrario puede decaer a un nivel energético inferior al emitir energía radiante. Pero solamente un conjunto discreto de cambios en el nivel de energía son permitidos, aquellos predichos por la teoría cuántica. Por lo tanto, la absorción y la emisión son efectos cuánticos y, el conocimiento de las reglas de selección y las posiciones e intensidad de las líneas espectrales es importante en el estudio de la transferencia radiativa.

Puesto que una molécula aislada solamente puede absorber y emitir energía en cantidades discretas, que corresponden a los cambios permitidos dentro de sus niveles energéticos, la absorción y la emisión solamente tiene lugar en unas frecuencias discretas. La diferencia entre los niveles de energía, ΔE , está relacionada con la frecuencia observada, f , a través de:

$$\Delta E = hf \quad (3.1)$$

donde h es la constante de Planck ($h=6.626 \times 10^{-34} \text{ J s}^{-1}$).

Aquellas transiciones que implican menores cambios de energía dan lugar a frecuencias menores, en el intervalo de las microondas, y son debidas a cambios en el estado rotacional de las moléculas. A frecuencias mayores, en el infrarrojo, las transiciones son posibles gracias a cambios en los estados vibracionales, que suelen estar acompañados por cambios rotacionales de menor energía. Los cambios de estado electrónico, esto es, electrones que cambian su configuración orbital, están relacionados con frecuencias que van desde el infrarrojo cercano hasta el ultravioleta. Estas transiciones electrónicas están acompañadas normalmente de algún cambio en el estado vibracional y, por lo tanto en un cambio en la rotación. Algunas especies moleculares como CO_2 , H_2O y O_3 tienen estructuras que permiten absorber y emitir fotones que implican transiciones simultáneas de vibración y rotación, exhibiendo espectros con agrupamientos de líneas que consisten en miríadas de líneas de absorción en la región del infrarrojo muy próximas entre si. Otras moléculas como el O_2 y N_2 no pueden interactuar con la radiación de esta forma, presentando muy pocas líneas en el infrarrojo.

Las reglas de la mecánica cuántica que predicen qué niveles de energía están involucrados en las transiciones con otros niveles son conocidas como reglas de selección. Una molécula en un estado determinado solamente puede realizar transiciones a unos pocos estados diferentes, pues muchas transiciones están prohibidas. Estas reglas de selección están determinadas principalmente por la simetría de la molécula. Un estudio exhaustivo de la absorción de radiación por parte de las moléculas atmosféricas considerando los distintos tipos de simetría puede encontrarse en el libro de Kyle (1993).

Además de los procesos descritos, existen otras dos posibilidades de absorción y emisión de radiación electromagnética por parte de un átomo o molécula. Por una parte, una molécula puede absorber la suficiente cantidad de radiación para causar la rotura en sus componentes atómicos, o, a la inversa, átomos inestables pueden combinarse para formar moléculas de mayor estabilidad, emitiendo el exceso de energía en forma de radiación. Este es el caso de las reacciones fotoquímicas, que no necesitan cantidades discretas energía, pues siempre que se pase el umbral de ruptura se producirá la reacción, empleándose el exceso de energía en aumentar la energía cinética de los átomos. Por otra parte, si un átomo recibe la suficiente energía, uno o más de sus electrones exteriores serán extraídos de sus orbitales, proceso que se conoce como fotoionización. Igualmente, este proceso está relacionado con radiación en un continuo de longitudes de onda, siempre por encima del nivel umbral de ionización, y habitualmente menores de $0.1 \mu\text{m}$.

A pesar de la naturaleza cuántica descrita anteriormente, las emisiones monocromáticas apenas se pueden observar. Los niveles de energía durante las transiciones se modifican ligeramente debido a influencias externas sobre los átomos y moléculas, y debido a la pérdida de energía durante la emisión. Por ello, la radiación debida a transiciones energéticas sucesivas no es monocromática, observándose líneas espectrales de ancho finito. Usualmente este intervalo es pequeño, por ejemplo, en las longitudes de onda del infrarrojo y el visible el ensanchamiento es normalmente una pequeña fracción de la frecuencia observada, pero en el intervalo de energía correspondiente a algunas transiciones en microondas puede ser comparable a la propia frecuencia.

Este ensanchamiento de las líneas espectrales es causado principalmente por tres fenómenos (Liou 1980, Kyle 1993). En primer lugar, el decaimiento de las vibraciones de los osciladores debido a la pérdida de energía durante la emisión, lo que produce un ensanchamiento de la línea que puede ser considerado normal. En segundo lugar, el ensanchamiento debido al efecto Doppler, que es el resultado de la diferencia en las velocidades térmicas de los distintos átomos y moléculas. La importancia de este efecto aumenta cuando la presión atmosférica disminuye y para longitudes de onda cortas. Por último, el ensanchamiento por presión es debido a las perturbaciones causadas por las colisiones entre las mismas moléculas absorbentes y entre moléculas absorbentes y no absorbentes. El ancho natural de las líneas es prácticamente despreciable cuando se compara por el ensanchamiento causado por las colisiones y el efecto Doppler. En las capas altas de la atmósfera, el ensanchamiento es debido a una combinación del efecto Doppler y de las colisiones, mientras que en las capas bajas, por debajo de los 40 Km., el efecto de las colisiones prevalece debido al aumento de presión.

En las Figuras 3.1 y 3.2 se muestran las transmitancias, para una atmósfera estándar correspondientes a latitudes medias durante el verano, de los principales componentes atmosféricos en las regiones espectrales desde el ultravioleta hasta el infrarrojo térmico. Dichas transmisividades se han obtenido mediante simulación utilizando el programa MODTRAN (MODerate resolution TRANsmission) (Berk et al. 1989). Dicho código, ampliamente utilizado por la comunidad científica, ha sido desarrollado durante los últimos 30 años en el US Air Force Phillips Laboratory y es el sucesor del LOWTRAN7 (Kneizys et al 1988).

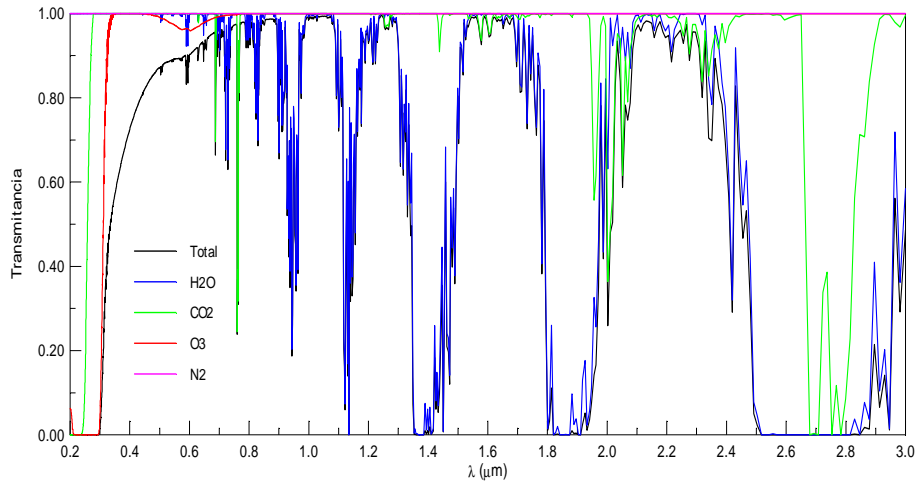


Figura 3.1. Transmitancia de los componentes gaseosos más importantes para una atmósfera estándar para latitudes medias durante el verano, desde el ultravioleta al infrarrojo medio.

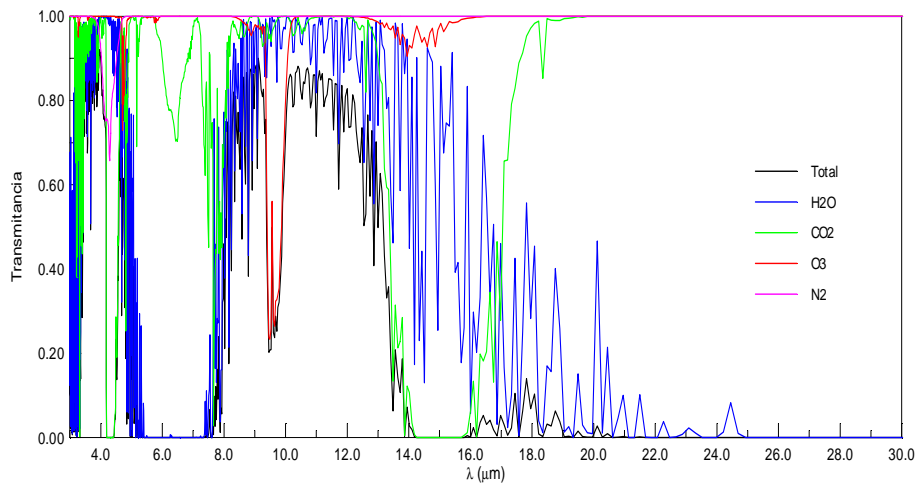


Figura 3.2. Transmitancia de los componentes gaseosos más importantes para una atmósfera estándar para latitudes medias durante el verano, en la región del infrarrojo medio y térmico.

3.1.2. Dispersión.

La dispersión² de la radiación electromagnética en la atmósfera es un fenómeno tan complejo como importante. Así, la mayor parte de la luz que percibimos no procede directamente de las fuentes emisoras, sino que se percibe de forma indirecta debido a los procesos de dispersión. Podemos definir la dispersión como un proceso físico por el cual una partícula en el seno de una onda electromagnética extrae energía continuamente de dicha onda incidente y la emite en todas direcciones.

Las partículas dispersoras más pequeñas de la atmósfera corresponden a las moléculas ($\sim 10^{-10}$ m), que pueden ser consideradas mucho más pequeñas que la longitud de onda de la radiación incidente, incluso en la región del visible. En este caso, la dispersión Rayleigh describe su efecto, pudiendo explicar, por ejemplo, fenómenos como el azul del cielo o la polarización de la luz dispersada. Cuando el tamaño de las partículas es comparable o mayor que la longitud de onda de la radiación debe usarse la dispersión Mie. El caso extremo corresponde a las gotas de lluvia o partículas de granizo (10^{-2} m). Para tener en cuenta esta relación de tamaños se define el *parámetro de tamaño* como, $x=2\pi r/\lambda$, que es adimensional y relaciona el radio de la partícula supuesta esférica, r , con la longitud de onda de la radiación incidente, λ . La Figura 3.3 muestra el intervalo de aplicación de las distintas aproximaciones teóricas.

3.1.2.1. Dispersión Rayleigh.

El comportamiento más simple de la dispersión de la radiación es debido a partículas pequeñas. Este fenómeno es denominado dispersión Rayleigh debido a que sus propiedades básicas fueron deducidas por Lord Rayleigh en 1871 al explicar satisfactoriamente el color azul y la polarización de la luz del cielo.

Existen dos condiciones que deben cumplirse para que pueda aplicarse la dispersión Rayleigh. Por un lado, el tamaño de las partículas debe ser mucho menor que la longitud de onda de la radiación incidente ($r \ll \lambda$ o $x \ll 1$), lo que implica que la partícula puede considerarse inmersa en un campo eléctrico homogéneo. Por otra parte, el tamaño de la partícula también debe ser mucho más pequeño que la longitud de onda de la radiación dentro de ella ($r \ll \lambda / |n_c|$, donde $n_c = n_r - \hat{n}_i$ es el índice de refracción complejo de la partícula), lo que asegura que la radiación incidente penetra en la partícula tan rápidamente que el campo propio de la misma se actualiza en un tiempo que es mucho menor que el periodo de la radiación incidente.

² Se ha elegido dispersión como traducción al castellano del término inglés “scattering” debido a su aceptación general.

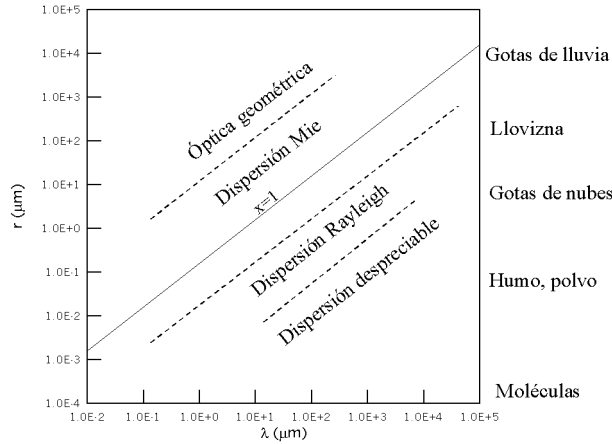


Figura 3.3. El parámetro de tamaño, $x=2\pi r/\lambda$, en función de la longitud de onda incidente y el radio de la partícula. De Wallace and Hobbs (1977).

Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores, el campo aplicado genera una configuración de dipolo sobre la partícula. El campo eléctrico de la partícula, causado por el dipolo eléctrico, modifica el campo aplicado tanto dentro como en los alrededores de la misma. Como el campo aplicado genera oscilaciones del dipolo en una dirección determinada, éste genera, al oscilar, una onda electromagnética polarizada, que es la onda dispersada. Se utiliza la aproximación de campo lejano para resolver el problema empleando la solución dada por Hertz en 1889. Para un análisis detallado de las soluciones, tanto para el caso isótropo como anisótropo, puede consultarse el texto de Liou (1980) o el artículo de Hansen y Travis (1974).

En el caso más simple, pero habitual, de una radiación incidente no polarizada, la intensidad a una distancia d del dipolo sería de la forma:

$$I = \frac{I_0}{d^2} \alpha^2 \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 \frac{1 + \cos^2 \Theta}{2} \tag{3.2}$$

donde I_0 es la intensidad de la radiación incidente, α es la polarizabilidad de la partícula y Θ es el ángulo de dispersión, definido como el ángulo que forma la onda dispersada con la incidente.

Para describir la distribución angular de la energía dispersada en los problemas de dispersión múltiple y análisis de transferencia radiativa, es necesario y suficiente definir un parámetro adimensional normalizado denominado función de fase $P(\cos\Theta)$, tal que

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \frac{P(\cos \Theta)}{4\pi} \sin \Theta d\Theta d\phi = 1 \quad (3.3)$$

Para el caso de la dispersión Rayleigh de una onda electromagnética no polarizada, la función de fase es de la forma:

$$P(\cos \Theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \Theta) \quad (3.4)$$

y reescribiendo la ecuación 3.2 en función de ella:

$$I = \frac{I_0}{d^2} \alpha^2 \frac{128\pi^5}{3\lambda^4} \frac{P(\Theta)}{4\pi} \quad (3.5)$$

Para caracterizar la dispersión es útil también definir la sección eficaz de dispersión de una partícula σ_s , que representa un área tal que la energía total dispersada por la partícula es igual a la energía de la radiación incidente que cae dentro de σ_s . Si bien, un parámetro relacionado con éste muy utilizado es el factor de eficiencia para la dispersión, Q_s , que es el cociente adimensional de la sección eficaz de dispersión entre la sección eficaz geométrica, G :

$$Q_s = \frac{\sigma_s}{G} \quad (3.6)$$

De forma similar podremos definir el factor de eficiencia de absorción, Q_a , y el de extinción, Q_e , que tienen en cuenta respectivamente la energía absorbida durante el proceso y la energía total extraída. Por lo tanto:

$$Q_e = Q_s + Q_a \quad (3.7)$$

La misma relación es válida si utilizamos las correspondientes secciones eficaces de dispersión, que pueden interpretarse de modo que el producto del flujo incidente por la sección eficaz de absorción da el flujo absorbido. El producto de la sección eficaz de dispersión por el flujo incidente nos indica el flujo de radiación que reaparece con una dirección de propagación o polarización diferentes. La sección eficaz de extinción nos da el flujo de la radiación que está siendo afectada por la partícula, tanto debido a procesos de absorción como de dispersión.

El albedo de una superficie es la fracción de la radiación recibida por la misma que es reflejada. De forma similar, se define el albedo de dispersión simple, ω , como la fracción dispersada de la energía total extinguida y en función de las eficiencias queda expresado como:

$$\omega = \frac{Q_s}{Q_e} \quad (3.8)$$

Para el caso concreto de esferas isótropas en la aproximación de la dispersión Rayleigh los factores de eficiencia son de la forma:

$$Q_s = \frac{8}{3} x^4 \left| \frac{n_c^2 - 1}{n_c^2 + 2} \right| \quad (3.9)$$

$$Q_a = -4x \operatorname{Im} \left\{ \frac{n_c^2 - 1}{n_c^2 + 2} \right\} \quad (3.10)$$

3.1.2.2. Dispersión Mie.

La atmósfera terrestre contiene partículas de nubes y aerosoles cuyos tamaños son mucho mayores que las longitudes de ondas de la radiación solar incidente. Por lo tanto, la aproximación del dipolo para el campo eléctrico utilizada por la teoría de Rayleigh no es aplicable. La teoría de dispersión de Mie es el resultado de resolver las ecuaciones de Maxwell para la interacción de una onda electromagnética de longitud de onda λ con una partícula esférica de radio $r=a$. Una resolución detallada de dichas ecuaciones puede encontrarse en el libro de Liou (1980).

Las funciones matemáticas estándar utilizadas para la obtención de la solución de este problema de dispersión, incluyen las funciones asociadas de Legendre P_n^1 , las funciones de Bessel $J_{n+1/2}$, las de Neumann $N_{n+1/2}$, y las funciones esféricas de Bessel h_n, j_n . Las funciones esféricas de Bessel, así como las otras funciones necesarias para el cálculo, vienen definidas por:

$$\psi_n(z) = \sqrt{\frac{\pi z}{2}} J_{n+1/2}(z) \quad (3.11)$$

$$\chi_n(z) = \sqrt{\frac{\pi z}{2}} N_{n+1/2}(z) \quad (3.12)$$

$$j_n(z) = \sqrt{\frac{\pi}{2z}} J_{n+1/2}(z) \quad (3.13)$$

$$h_n(z) = \sqrt{\frac{\pi}{2z}} H_{n+1/2}(z) \quad (3.14)$$

Si escribimos las dos componentes u_0, v_0 de la onda plana incidente, cuya dirección de propagación se ha supuesto que coincide con el eje positivo Z , como un desarrollo de funciones de Legendre P_n^1 , en coordenadas esféricas polares (r, θ, ϕ) , obtenemos:

$$u_0 = e^{i\alpha t} \cos \phi \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n \left(\frac{2n+1}{n(n+1)} \right) P_n^1(\cos \theta) j_n(kr) \quad (3.15)$$

$$v_0 = e^{i\alpha t} \sin \phi \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n \left(\frac{2n+1}{n(n+1)} \right) P_n^1(\cos \theta) j_n(kr) \quad (3.16)$$

donde

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{\omega}{c} \quad (3.17)$$

es el número de onda.

De esta forma, las componentes de la onda saliente serían:

$$u = e^{i\alpha t} \cos \phi \sum_{n=1}^{\infty} (-a_n) (-1)^n \left(\frac{2n+1}{n(n+1)} \right) P_n^1(\cos \theta) h_n(kr) \quad (3.18)$$

$$v = e^{i\alpha t} \sin \phi \sum_{n=1}^{\infty} (-b_n) (-1)^n \left(\frac{2n+1}{n(n+1)} \right) P_n^1(\cos \theta) h_n(kr) \quad (3.19)$$

Las constantes a_n y b_n se obtienen de forma que se satisfagan las ecuaciones de Maxwell a ambos lados de la frontera de la partícula, además de las condiciones de contorno en dicha frontera, lo que requiere la continuidad de v , $1/n_c$, $n_c u$, $\partial(ru)/\partial r$ y $\partial(rv)/\partial r$. La solución es de la forma:

$$a_n = \frac{\psi'_n(y)\psi_n(x) - n_c \psi_n(y)\psi'_n(x)}{\psi'_n(y)\xi_n(x) - n_c \psi_n(y)\xi'_n(x)} \quad (3.20)$$

$$b_n = \frac{n_c \psi'_n(y)\psi_n(x) - \psi_n(y)\psi'_n(x)}{n_c \psi'_n(y)\xi_n(x) - \psi_n(y)\xi'_n(x)} \quad (3.21)$$

donde $x=ka$ e $y=n_c x$, las “primas” denotan la derivación respecto al argumento y

$$\xi_n(z) = \psi_n(z) + i\chi_n(z) \quad (3.22)$$

Para caracterizar completamente la dispersión se definen dos funciones o amplitudes de dispersión de la forma:

$$S_1(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \tau_n(\cos \theta) + b_n \tau_n(\cos \theta)) \quad (3.23)$$

$$S_2(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (b_n \tau_n(\cos \theta) + a_n \tau_n(\cos \theta)) \quad (3.24)$$

donde

$$\pi_n(\cos\theta) = \frac{1}{\sin\theta} P_n^1(\cos\theta) \quad (3.25)$$

$$\tau_n(\cos\theta) = \frac{d}{d\theta} P_n^1(\cos\theta) \quad (3.26)$$

La simetría esférica de la partícula junto con la dirección de propagación de la onda incidente, según el eje Z, produce solución con una simetría cilíndrica. Por lo tanto, como podemos observar en las ecuaciones anteriores, la distribución de la radiación dispersada es independiente del ángulo acimutal, ϕ , y sólo depende del ángulo cenital, θ , que representa el ángulo de dispersión con respecto a la dirección de incidencia.

Las dos líneas correspondientes a la dirección de propagación de la radiación incidente y a la de la onda dispersada definen un plano que se denomina plano de dispersión. Habitualmente las componentes del campo de las ondas correspondientes se proyectan sobre ese plano y una dirección perpendicular al mismo. Si por E_{0r} y E_{0l} denotamos las componentes del campo eléctrico de la onda incidente perpendicular y paralela respectivamente al plano de dispersión, las correspondientes componentes, referidas al mismo plano, para la onda dispersada se calcularían de la forma:

$$\begin{pmatrix} E_r \\ E_l \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} S_1 & 0 \\ 0 & S_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_{0r} \\ E_{0l} \end{pmatrix} \quad (3.27)$$

De igual forma que en el caso de la dispersión Rayleigh, podemos definir la eficiencia de extinción y la de dispersión:

$$Q_e = \frac{2}{X^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}(a_n + b_n) \quad (3.28)$$

$$Q_s = \frac{2}{X^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}(|a_n|^2 + |b_n|^2) \quad (3.29)$$

de donde podemos deducir la eficiencia de absorción a partir de la ecuación 3.7:

$$Q_a = Q_e - Q_s \quad (3.30)$$

En numerosas ocasiones se define el factor de asimetría, g , para reducir la información de la distribución angular de la radiación dispersada a un solo parámetro, que es el valor esperado del coseno del ángulo de dispersión. En función de los coeficientes a_n y b_n este factor queda de la forma:

$$g = \frac{4}{x^2 Q_s} \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ \frac{n(n+2)}{n+1} \operatorname{Re}(a_n a_{n+1}^* + b_n b_{n+1}^*) + \frac{2n+1}{n(n+1)} \operatorname{Re}(a_n b_{n+1}^*) \right\} \quad (3.31)$$

Sin embargo hoy en día, debido al aumento en las prestaciones de los ordenadores se suele usar directamente un desarrollo de la función de fase en función de los polinomios de Legendre para representar la distribución angular, en lugar del factor de asimetría.

3.1.2.3. Dispersión múltiple.

En un volumen determinado que contenga muchas partículas, cada partícula dispersa la radiación que le llega y que puede ya haber sido dispersada por otras partículas. Podemos suponer una partícula a la que le llega la radiación sin que haya sido dispersada por ninguna otra anteriormente. Esta partícula dispersará esta radiación en todas las direcciones, lo que se conoce como dispersión simple y que puede calcularse utilizando la teoría expuesta en las secciones anteriores. Una parte de esta radiación dispersada llegará de nuevo a otra partícula, que la volverá a dispersar, dando lugar a lo que se denomina dispersión secundaria. Este proceso continuará, afectando a otras partículas. Cuando la dispersión se produce más de una vez se conoce como dispersión múltiple, siendo un proceso importante para la transferencia de energía radiante en la atmósfera, sobre todo en presencia de nubes y aerosoles.

Por lo tanto, los modelos teóricos utilizados para estudiar la dispersión de la radiación en la atmósfera se dividen habitualmente en dos partes: la dispersión simple por pequeños elementos de volumen o partículas y la dispersión múltiple por las distintas capas en la atmósfera. Esto requiere que las partículas dispersoras estén lo suficientemente separadas para poder tratarlas como dispersores independientes, es decir, que la interferencia de la radiación dispersada por diferentes partículas sea despreciable. Para ello dichas partículas deben estar separadas entre si una distancia mayor a varias veces su radio, una condición que es habitual en la atmósfera. La teoría de Rayleigh o de Mie, según el parámetro de tamaño, puede utilizarse para el cálculo de la dispersión simple y, a partir de él, la solución para el caso de la dispersión múltiple puede obtenerse a partir de la ecuación de transferencia radiativa.

Supongamos un haz de radiación monocromática, con longitud de onda λ , que atraviesa un medio de espesor ds . Si la intensidad a la entrada es I_λ se ve disminuida debido a la interacción con la materia, a la salida tendremos una intensidad $I_\lambda + dI_\lambda$, con

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds \quad (3.32)$$

donde ρ es la densidad del material y k_λ la sección eficaz de extinción por unidad de masa para la longitud de onda λ , que tiene en cuenta tanto la absorción como la dispersión.

Por otro lado la intensidad del haz puede aumentar debido a la emisión del propio material más la dispersión múltiple que proviene de todas las demás direcciones hacia la dirección del haz en consideración, siempre en la misma longitud de onda. Podemos definir entonces el coeficiente de función fuente:

$$dI_\lambda = j_\lambda \rho ds \quad (3.33)$$

donde el j_λ tiene el mismo significado físico que la sección eficaz de extinción por unidad de masa. Si combinamos las dos ecuaciones anteriores obtenemos

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds + j_\lambda \rho ds \quad (3.34)$$

Además, es conveniente definir la función fuente:

$$J_\lambda \equiv \frac{j_\lambda}{k_\lambda} \quad (3.35)$$

que tiene unidades de intensidad, con lo que la ecuación de transferencia general queda de la forma:

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad (3.36)$$

Es muy común resolver la ecuación de transferencia suponiendo la atmósfera dividida en capas plano-paralelas. En este caso es conveniente medir las distancias lineales perpendiculares a los planos de estratificación, como se muestra en la Figura 3.4, con lo que la ecuación 3.36 la podemos poner, en coordenadas esféricas, como:

$$\cos\theta \frac{dI(z;\theta,\phi)}{k\rho dz} = -I(z;\theta,\phi) + J(z;\theta,\phi) \quad (3.37)$$

donde se ha omitido el subíndice λ con el fin de simplificar la notación.

Introducimos el espesor óptico normal a los planos de estratificación de la forma:

$$\tau = \int_0^z k\rho dz' \quad (3.38)$$

Con lo que la ecuación de transferencia radiativa queda

$$\mu \frac{dI(\tau;\mu,\phi)}{d\tau} = -I(\tau;\mu,\phi) + J(\tau;\mu,\phi) \quad (3.39)$$

donde μ es el coseno del ángulo polar ($\mu = \cos\theta$).

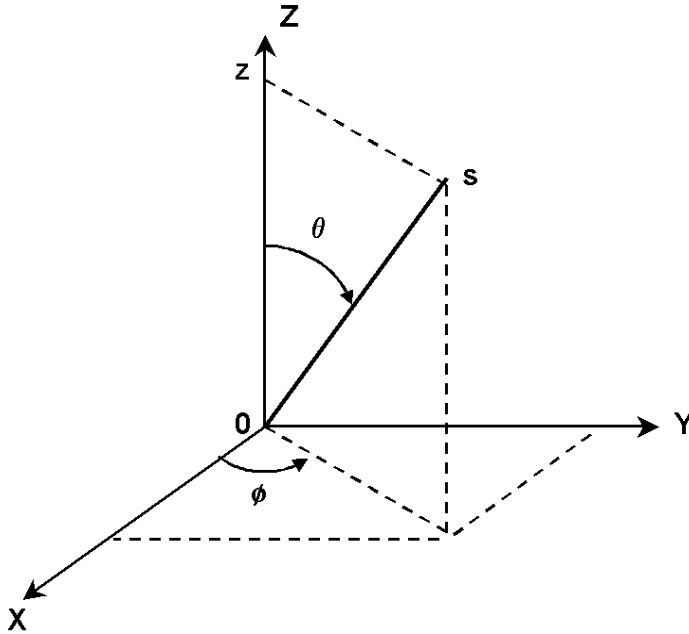


Figura 3.4. Geometría utilizada en el caso de atmósferas plano-paralelas

La Figura 3.5 esquematiza un caso general de transferencia radiativa en una atmósfera plano-paralela. La radiación en la dirección (μ, θ) es función del flujo recibido desde el exterior, πF_0 , en la dirección (μ_0, θ_0) , tanto debido a la dispersión simple como a la dispersión múltiple, a la atenuación de la radiación difusa en la misma dirección de observación (μ, θ) y a la emisión térmica de la propia capa en dicha dirección. Obviamente, en el caso de trabajar en las longitudes de onda del visible no tendríamos esta última contribución.

Por tanto, la función fuente para la ecuación 3.39 consta de tres términos:

$$J(\tau; \mu, \phi) =$$

$$\begin{aligned} & \frac{\omega(\tau)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(\tau; \mu, \phi; \mu', \phi') I(\tau; \mu', \phi') d\mu' d\phi' + \\ & \frac{\omega(\tau)\pi F_0}{4\pi} P(\tau; \mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) e^{-\tau/\mu_0} + \\ & (1 - \omega(\tau))B(T(\tau)) \end{aligned} \quad (3.40)$$

donde $\omega(\tau)$ es el albedo de dispersión simple y $P(\tau; \mu, \phi; \mu', \phi')$ es la correspondiente función de fase. Para la emisión térmica se ha supuesto que existe un equilibrio termodinámico local, siendo $B(T)$ la función de Planck para la temperatura T y a la longitud de onda a la que estemos trabajando.

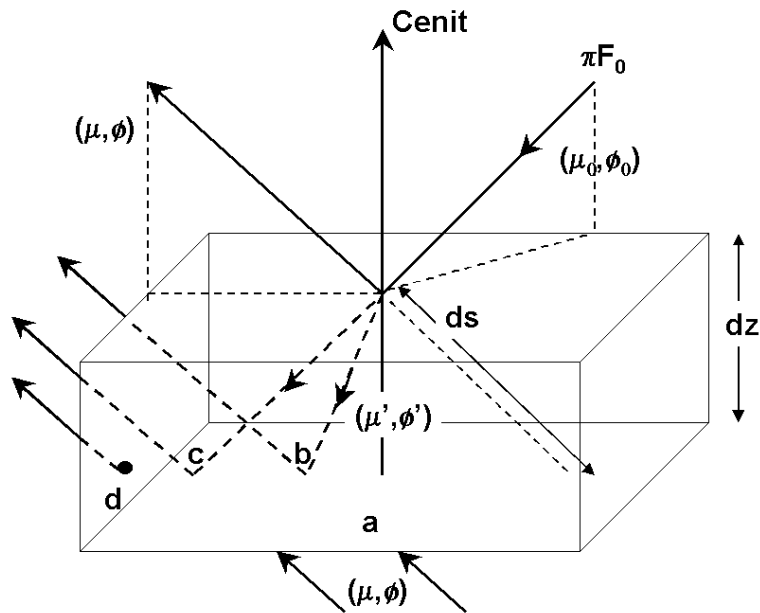


Figura 3.5. Transferencia radiativa en atmósferas plano-paralelas. Se representan las contribuciones a la radiación observada de: la atenuación por extinción (a), la dispersión múltiple (b) y simple (c) y la emisión térmica (d).

Existen algunas aproximaciones con el fin de resolver numéricamente esta ecuación de transferencia radiativa. Una de las más utilizadas, basada en el método de ordenadas discretas, será introducida en la próxima sección.

3.2. MODELO RADIATIVO UTILIZADO PARA LAS NUBES.

Debido a que el objetivo final del presente trabajo es la clasificación de las nubes, en esta sección se particularizarán las teorías de transferencia radiativa descritas anteriormente al caso de una capa nubosa plano-paralela. Tal aproximación, el considerar la nube como una capa cuyos límites son planos paralelos entre sí, ha sido ampliamente utilizada en la literatura (p.e., Ou et al. 1993, Baum et al. 1994), si bien, en algunos estudios en el espectro visible o infrarrojo cercano y utilizando satélites de alta resolución espacial, como es el caso del Landsat, se han desarrollado modelos fractales para representarla (Cahalan et al. 1989., Cahalan 1991, Cahalan 1994).

Comenzaremos por la dispersión simple, para la que se ha utilizado la teoría de Mie, aplicada tanto a partículas de agua como de hielo, comentando el método numérico para obtener los parámetros característicos de la dispersión. A

continuación expondremos la aproximación utilizada para resolver la ecuación de transferencia dentro de la nube al tener en cuenta la dispersión múltiple. Por último, se comentarán los trabajos que hemos llevado a cabo sobre extracción de parámetros macro- y micro-físicos de nubes y que nos han servido para evaluar las diferentes aproximaciones.

3.2.1. Dispersión simple.

Para caracterizar desde el punto de vista radiativo las partículas de las nubes hemos utilizado la teoría de Mie para partículas esféricas. Si bien la mayor parte de las partículas dispersoras no son realmente esféricas, de forma que la solución propuesta por Mie no puede utilizarse de forma estricta, tanto evidencias intuitivas como experimentales indican que, al tener en cuenta un promedio sobre la orientación y el tamaño, las partículas cuasiesféricas dispersan la radiación de forma prácticamente equivalente a como lo hace una partícula esférica (Wiscombe 1996)

Esta aproximación es más o menos evidente en el caso de gotas de agua líquida suspendidas en el interior de la nube, que son prácticamente esféricas. Por otro lado, los cristales de hielo que componen las nubes altas se encuentran en infinidad de formas diferentes y muchas de ellas difieren bastante de la forma esférica. Por ello, algunos autores han desarrollado modelos para el cálculo de la dispersión simple de cristales hexagonales, que se aproximan en mayor medida a muchas de las partículas encontradas en la práctica (Takano et al. 1989, Liou et al. 1990, Zhang et al. 1995). Otros autores, sin embargo, con el fin de simplificar los cálculos, utilizan el equivalente esférico de las partículas hexagonales, es decir emplean partículas esféricas con una sección eficaz idéntica a la que tendrían las partículas hexagonales (Ackerman et al. 1990, Kinne et al. 1992), reduciendo los tamaños típicos de las partículas de unas $200\mu\text{m}$ a $70\mu\text{m}$. Una comparación sobre los resultados para esferas y cristales hexagonales (Kinne et al. 1989) muestra que las esferas equivalentes sobrestiman tanto las eficiencias de absorción y extinción, como la dispersión en la dirección y sentido de la onda incidente. No obstante, estas diferencias son relativamente poco importantes para las longitudes de onda del infrarrojo, donde los efectos de absorción son más importantes que los de dispersión. Para las longitudes de onda del visible se suele aplicar un factor reductor al albedo de dispersión simple y al factor de asimetría.

Por lo tanto, las partículas que forman las nubes van a quedar caracterizadas por su radio y su índice de refracción complejo. En la Figura 3.6 se representan las componentes real y compleja de los índices de refracción para el agua líquida (Seglestein 1981) y el hielo (Warren 1984, Kou et al. 1994) desde el ultravioleta hasta el infrarrojo térmico. Puede observarse que los índices de refracción de ambos materiales poseen un comportamiento similar hasta las $10\mu\text{m}$, siendo apreciablemente diferentes partir de esa longitud de onda.

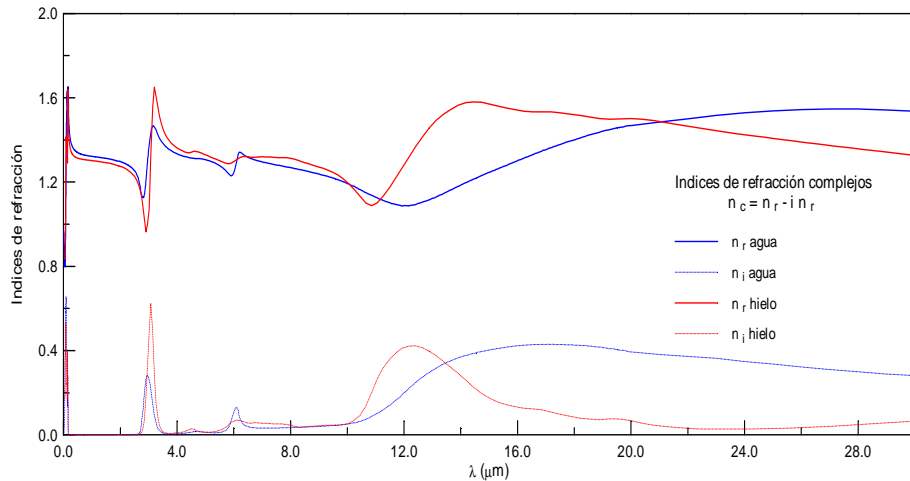


Figura 3.6. Índices de refracción complejos para el hielo y el agua.

Las propiedades radiativas de las partículas han sido calculadas utilizando un algoritmo numérico aplicado a la teoría de Mie conocido como MIEV0 (Wiscombe 1980, Nussenzveig et al. 1980, Wiscombe 1996). Dicho algoritmo, proporciona gran precisión y velocidad en el cálculo, para un gran intervalo de índices de refracción y parámetros de tamaño, evitando las inestabilidades numéricas.

La Figura 3.7 muestra la eficiencia de extinción en función del radio de la partícula, tanto para el agua, en la Figura 3.7.a, como para el hielo, en la Figura 3.7.b, para tres longitudes de onda diferentes, una en el visible ($\lambda=0.64\mu\text{m}$), otra en el infrarrojo medio ($3.78\mu\text{m}$) y otra en el infrarrojo térmico ($10.77\mu\text{m}$). Se han elegido estas longitudes de onda para representar los distintos intervalos del espectro pues coinciden con las longitudes de onda efectivas de los canales 1, 3 y 4 respectivamente del radiómetro AVHRR a bordo de los satélites NOAA, que será utilizado en el presente estudio. Los índices de refracción correspondientes se muestran en la Tabla 3.1. Podemos observar que el comportamiento del agua líquida y del hielo, aunque con algunas diferencias, es bastante similar. El rizado mayor corresponde a la longitud de onda menor, pues la parte imaginaria del índice de refracción correspondiente es prácticamente nula, con lo que se comporta como una esfera dieléctrica. En el caso de $10.77\mu\text{m}$, en el que apenas existe rizado, la parte imaginaria del índice de refracción es la mayor de las tres, lo que implica una mayor absorción.

En todos los casos, para radios suficientemente grandes Q_e tiende a 2. Recordemos que la eficiencia de extinción representa la energía total extraída por la partícula respecto a la energía total interceptada por la misma, es decir, la contenida en un haz incidente cuya sección sea la misma que la sección eficaz de

la partícula. Esto quiere decir que para $Q_e > 1$ se ve afectada más energía que la que incide sobre la partícula. Este resultado, que podría parecer paradójico, indica que, además de la interceptación de la radiación por parte del obstáculo, lo que provoca pérdidas por reflexión, refracción y absorción, existe una contribución adicional a la extinción, y de igual magnitud, que procede de la alteración del campo en los alrededores de la partícula y que es debida a procesos de difracción (Kerker 1969, Born et al. 1975). Se trata el mismo fenómeno descrito por Babinet para discos opacos.

En la Figura 3.8 se muestran las eficiencias de dispersión para los mismos casos que en la Figura 3.7. De nuevo, ambas gráficas son bastante similares, si bien, se puede apreciar un descenso un poco más rápido de la curva correspondiente a $3.78 \mu\text{m}$ en el caso del hielo, para el que el índice de refracción contiene una componente imaginaria un poco mayor.

Podemos observar que para el caso de la longitud de onda en el visible la eficiencia de dispersión se corresponde con la de extinción, pues los efectos de la absorción son completamente despreciables. Esto puede observarse mejor en la Figura 3.9, pues el albedo de dispersión simple vale la unidad, indicando que toda la extinción se debe a procesos de dispersión. El caso opuesto lo encontramos para la longitud de onda del infrarrojo térmico, para la cual, la contribución de la dispersión a la extinción total es solamente la mitad, como puede observarse, pues Q_s tiende a la unidad cuando Q_e tiende a 2. De igual forma, puede verse en la Figura 3.9, que la curva correspondiente tiende a 0.5, lo que indica que la extinción es debida, a partes iguales, a la dispersión y a la absorción. En este caso todos los rayos que entran en la esfera son absorbidos, debiéndose la dispersión a los efectos de difracción alrededor de la esfera.

En la Figura 3.10 se muestra el comportamiento del parámetro de asimetría, g , para los mismos casos estudiados anteriormente. Para radios muy pequeños g tiende a cero, lo que corresponde al caso de una dispersión isotropa, como se deduce de la teoría de Rayleigh. Para radios mayores los valores más altos corresponden a la longitud de onda de $10.77 \mu\text{m}$, lo que implica una mayor proporción de la radiación dispersada en el sentido de la radiación incidente.

Tabla 3.1. Índices de refracción complejos para el agua y el hielo correspondientes a las longitudes de onda utilizadas.

Longitud de onda (μm)	Índice refracción agua	Índice refracción hielo
0.64	$1.331 - i 1.57 \times 10^{-8}$	$1.308 - i 1.27 \times 10^{-8}$
3.78	$1.367 - i 3.59 \times 10^{-3}$	$1.384 - i 6.71 \times 10^{-3}$
10.77	$1.119 - i 1.08 \times 10^{-1}$	$1.088 - i 2.01 \times 10^{-1}$

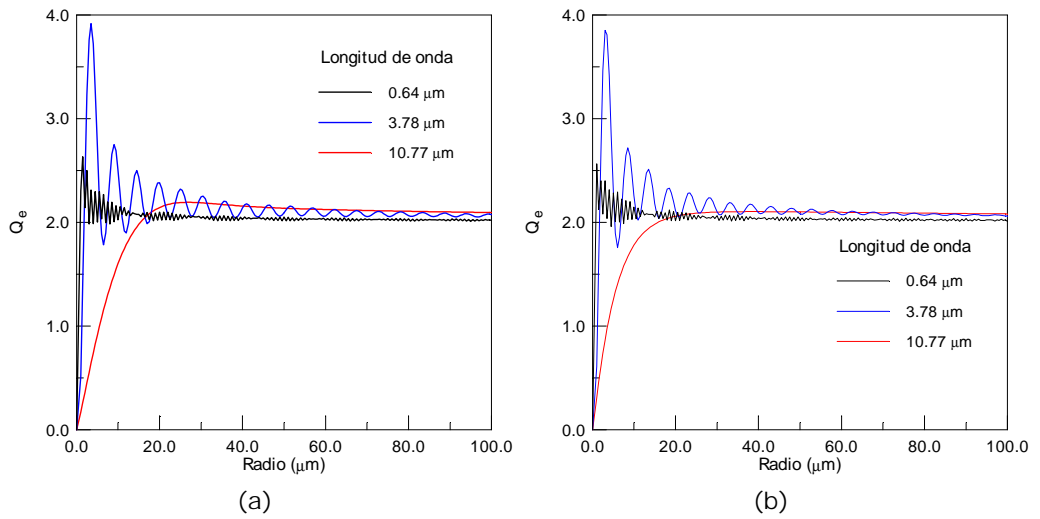


Figura 3.7. Eficiencia de extinción en función del radio, para el agua (a) y el hielo (b), a diferentes longitudes de onda.

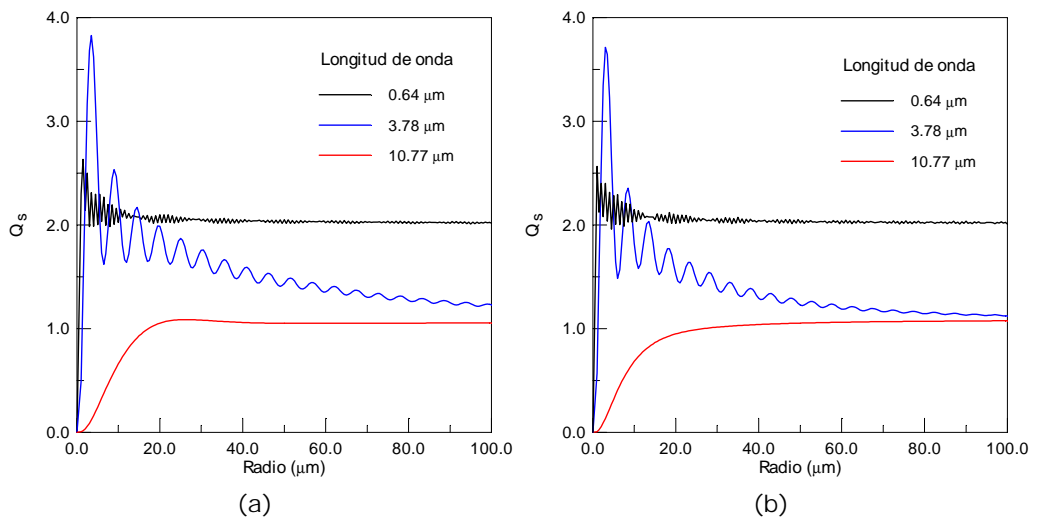


Figura 3.8. Eficiencia de dispersión en función del radio, para el agua (a) y el hielo (b), a diferentes longitudes de onda.

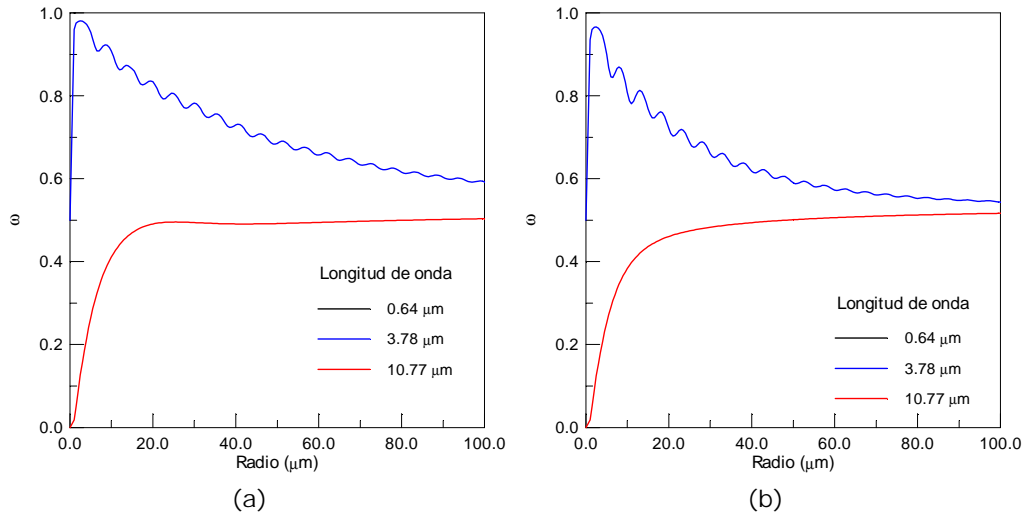


Figura 3.9. Albedo de dispersión simple en función del radio, para el agua (a) y el hielo (b), a diferentes longitudes de onda.

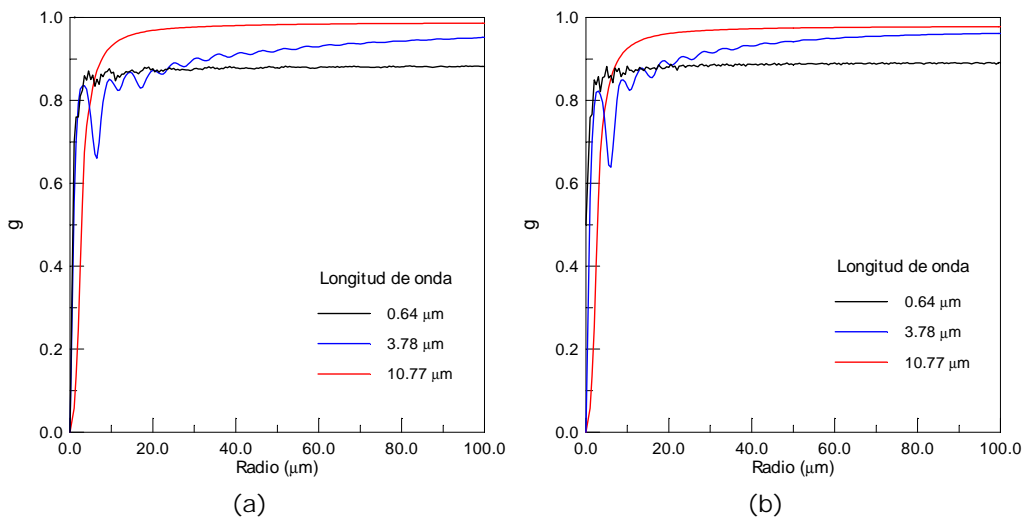


Figura 3.10. Factor de asimetría en función del radio, para el agua (a) y el hielo (b), a diferentes longitudes de onda.

Los resultados vistos anteriormente corresponden a un radio único para la partícula, sin embargo, las nubes están compuestas por partículas de varios tamaños. Por lo tanto, hemos considerado que los radios de las partículas siguen una distribución gamma, que queda caracterizada por su radio r_{eff} y varianza v_{eff} efectivos (Hansen et al 1971):

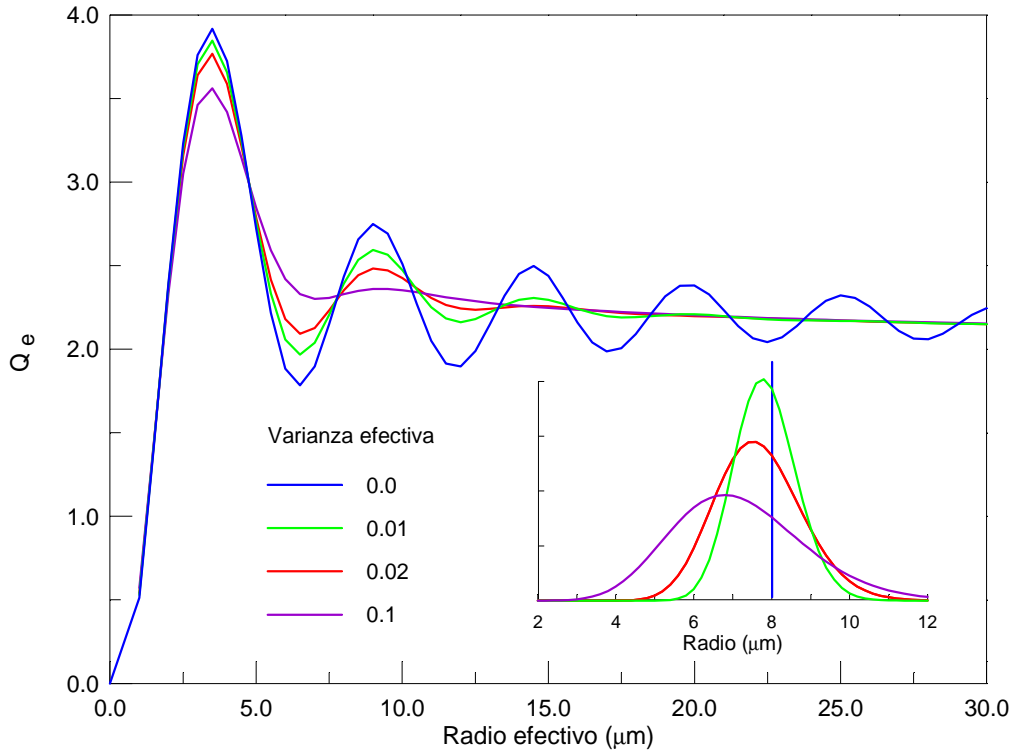


Figura 3.11. Eficiencia de extinción en función del radio efectivo, para agua y una longitud de onda de $3.78 \mu\text{m}$, suponiendo distintas varianzas efectivas.

$$r_{\text{eff}} = \frac{\int_{r_1}^{r_2} r \pi r^2 n(r) dr}{\int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 n(r) dr} \quad (3.41)$$

$$V_{\text{eff}} = \frac{1}{r_{\text{eff}}^2} \frac{\int_{r_1}^{r_2} (r - r_{\text{eff}})^2 \pi r^2 n(r) dr}{\int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 n(r) dr} \quad (3.42)$$

donde $n(r)$ es la concentración de las partículas de la nube con radios comprendidos entre r y $r+dr$.

La Figura 3.11 muestra el efecto del ancho de la distribución de tamaños de las partículas sobre la eficiencia de extinción para una longitud de onda de $3.78 \mu\text{m}$. La figura pequeña muestra el aspecto de las distintas distribuciones para un radio efectivo de $8 \mu\text{m}$. Podemos observar que al aumentar la variedad de tamaños de las partículas, y debido a la diversidad de comportamientos, las oscilaciones se atenúan.

3.2.2. Dispersión múltiple.

Con el fin de resolver el problema de la dispersión múltiple, que caracterice desde el punto de vista radiativo la capa nubosa, se ha empleado un modelo numérico de aproximación a la ecuación de transferencia radiativa basado en el método de ordenadas discretas denominado DISORT (Stamnes et al. 1988, Tsay et al. 1990). Este método incluye el efecto de la dispersión múltiple, la absorción y la emisión dentro de una capa atmosférica, asumiendo que la atmósfera está compuesta por un determinado número de capas homogéneas adyacentes, dentro de las cuales las propiedades de dispersión simple son constantes.

En el método de ordenadas discretas, la ecuación de transferencia radiativa (3.39), con la función fuente definida en la ecuación 3.40, es aproximada desarrollando la función de fase en polinomios de Legendre y sustituyendo la integral por una suma finita. La geometría utilizada para la dispersión se muestra en la Figura 3.12. Las líneas A0 y 0B denotan los rayos incidente y dispersado respectivamente, siendo Θ el ángulo de dispersión, es decir el ángulo entre ambos rayos.

Utilizando la relación existente entre los ángulos de la Figura 3.12 podemos expresar el coseno del ángulo de dispersión, según la geometría esférica:

$$\begin{aligned} \cos\Theta &= \cos\theta\cos\theta_0 + \sin\theta\sin\theta_0\cos(\phi_0 - \phi) = \\ &\mu\mu_0 + (1 - \mu^2)^{1/2}(1 - \mu_0^2)^{1/2}\cos(\phi_0 - \phi) \end{aligned} \quad (3.43)$$

La función de fase se desarrolla según un número finito N de polinomios de Legendre:

$$P(\cos\Theta) = \sum_{l=1}^N c_l P_l(\cos\Theta) \quad (3.44)$$

donde los coeficientes c_l son constantes y $c_0=1$. Estos coeficientes del desarrollo son proporcionados, por ejemplo, por el código MIEV0. Observando la ecuación 3.43 podemos escribir:

$$P(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0) = \sum_{l=1}^N c_l P_l\left(\mu\mu_0 + (1 - \mu^2)^{1/2}(1 - \mu_0^2)^{1/2}\cos(\phi_0 - \phi)\right) \quad (3.45)$$

Desarrollando los polinomios de Legendre de acuerdo con el teorema de los armónicos esféricos:

$$P(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0) = \sum_{m=0}^N (2 - \delta_{0,m}) \sum_{l=m}^N c_l^m P_l^m(\mu) P_l^m(\mu_0) \cos m(\phi_0 - \phi) \quad (3.46)$$

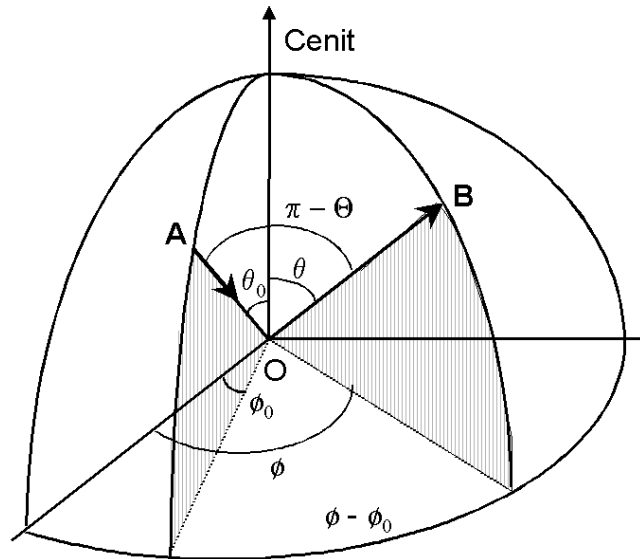


Figura 3.12. Geometría de dispersión.

donde P_l^m representan los polinomios asociados de Legendre.

$$c_l^m = c_l \frac{(l-m)!}{(l+m)!} \tag{3.47}$$

$$\delta_{0,m} = \begin{cases} 1, & \text{si } m = 0 \\ 0, & \text{en otro caso} \end{cases} \tag{3.48}$$

La intensidad se desarrolla en una serie de Fourier de cosenos:

$$I(\tau, \mu, \phi) = \sum_{m=0}^N I^m(\tau, \mu) \cos m(\phi_0 - \phi) \tag{3.46}$$

De esta manera, las ecuaciones 3.39 y 3.40 son reemplazadas por N-1 ecuaciones independientes para los I^m :

$$\mu \frac{dI^m(\tau, \mu)}{d\tau} = -I^m(\tau, \mu) + \int_{-1}^1 D^m(\tau, \mu, \mu') I^m(\tau, \mu') d\mu' + Q^m(\tau, \mu) \tag{3.47}$$

con

$$D^m(\tau, \mu, \mu') = \frac{\omega}{2} \sum_{l=m}^N (2l+1) c_l^m P_l^m(\mu) P_l^m(\mu') \quad (3.48)$$

$$Q^m(\tau, \mu) = X_0^m(\tau, \mu) e^{-\tau/\mu_0} + \delta_{0,m} (1-\omega) B(T) \quad (3.49)$$

$$X_0^0(\tau, \mu) = \frac{\omega \pi F_0}{4\pi} (2 - \delta_{0,m}) \sum_{l=0}^N (-1)^{l+m} (2l+1) c_l^m P_l^m(\mu) P_l^m(\mu_0) \quad (3.50)$$

Las soluciones de la ecuación 3.47 dan las componentes acimutales, para cuya resolución se emplea la cuadratura de Gauss, y la ecuación 3.46, que indica la dependencia acimutal completa de la intensidad. La aproximación de ordenadas discretas a la ecuación 3.47 puede ponerse como:

$$\mu_i \frac{dI^m(\tau, \mu_i)}{d\tau} = -I^m(\tau, \mu_i) + \sum_{\substack{j=-N/2 \\ j \neq 0}}^{N/2} w_j D^m(\tau, \mu_i, \mu_j) I^m(\tau, \mu_j) + Q^m(\tau, \mu_i) \quad (3.51)$$

donde μ_i y w_i son los puntos y los pesos de cuadratura respectivamente. La solución general a esta ecuación está compuesta por una combinación lineal de todas las soluciones homogéneas más las soluciones particulares para las fuentes, es decir, el haz incidente y la emisión térmica. Los correspondientes coeficientes son fijados imponiendo las condiciones de contorno (Stamnes et al. 1988).

Para caracterizar la capa nubosa, la hemos supuesto compuesta por partículas esféricas, cuya distribución está caracterizada por su radio y varianza efectivos. Para tener en cuenta el ancho geométrico de la capa y la concentración total de partículas hemos utilizado el espesor óptico, τ , definido en este caso como:

$$\tau(\lambda) = \int Q_e(r, \lambda) \pi r^2 n(r) dr \Delta h \quad (3.52)$$

donde Δh es el ancho geométrico de la nube y Q_e la eficiencia de extinción calculada por los métodos descritos en la sección anterior. Este espesor óptico se ha especificado para $\lambda=0.55\mu\text{m}$, obteniéndose el correspondiente espesor óptico para las distintas longitudes de onda de acuerdo con la relación entre las respectivas eficiencias de extinción:

$$\tau(\lambda) = \frac{Q_e(\lambda)}{Q_e(0.55\mu\text{m})} \tau(0.55\mu\text{m}) \quad (3.53)$$

Por último, se ha empleado el DISORT para calcular las radiancias correspondientes en lo alto de la atmósfera. El análisis de la dependencia de dichas radiancias respecto a los parámetros de entrada del modelo, como son el tamaño de las partículas y la temperatura y espesor óptico de la capa, será

realizado en el capítulo 6 para las bandas del NOAA-AVHRR utilizadas en el estudio. No obstante, en el siguiente apartado se comentará brevemente algunos trabajos sobre la extracción de parámetros macro y microfísicos de estratocúmulos marinos, que se han desarrollado con el fin de validar este modelo, utilizando diferentes algoritmos de inversión y datos reales tomados desde tierra.

3.2.3. Comprobación del modelo mediante datos reales.

El modelo de nubes explicado en el apartado anterior ha sido probado para los canales de infrarrojo medio y térmico del sensor AVHRR a bordo de los satélites NOAA (canales 3,4 y 5), utilizándolo para calcular las radiancias teóricas en el caso de estratocúmulos marinos sobre el océano. Los estudios llevados a cabo han sido realizados a partir de imágenes nocturnas debido, principalmente, a tres razones. En primer lugar, la menor cantidad de estudios realizados en ausencia de radiación solar, debido a la complicación en la extracción de parámetros. Por el día disponemos de la radiancia recibida por el canal situado en el espectro visible, que es prácticamente insensible al radio de las partículas y depende en gran medida del espesor óptico de las nubes, permitiendo utilizar los canales de infrarrojo para determinar el radio efectivo y la temperatura de la capa. Durante la noche solamente contamos con los canales situados en el infrarrojo, todos los cuales dependen de cada uno de los parámetros a determinar (Minnis et al. 1997). En segundo lugar, por la interpretación más sencilla de las radiancias recibidas en el canal 3. Hemos de tener en cuenta que a la radiación recibida por este canal, situado en el infrarrojo medio, contribuyen tanto la radiación reflejada por el sistema tierra-atmósfera como la radiación térmica emitida por él, complicando la distinción entre ambas contribuciones, si bien existen trabajos en los que se proponen métodos para la separación de las mismas en el caso de atmósferas que contengan distintos tipos de nubes (Rao et al. 1995, Herrera et al. 1999). Por último, los datos reales medidos desde tierra correspondían a medidas realizadas durante la noche, hecho obligado por las características de la ubicación de la estación de medida y las condiciones meteorológicas.

Los estudios fueron realizados utilizando datos de satélites de la región de Canarias. En este archipiélago predominan los estratocúmulos, sobre todo al norte de las islas, los cuales forman un manto nuboso de una gran extensión horizontal, dando lugar a lo que se conoce como “mar de nubes”. Sin embargo su espesor es altamente variable debido a factores dinámicos, como la estabilidad de la atmósfera, y geográficos, como la altitud y orientación del relieve de las distintas islas (Marzol et al. 1994). De los factores que influyen en su formación, el más importante es la inversión térmica de subsidencia característica del régimen de Alisios (Marzol et al. 1988).

Los datos de las partículas de las nubes, tomados desde tierra, fueron adquiridos en el desarrollo de las campañas de medida llevadas a cabo por los doctores R. Borys y D. Lowenthal (Desert Research Institute- Reno, Nevada) en la vertiente norte de la Isla de Tenerife durante los veranos de 1995 y 1996 (Borys et al. 1998). El punto de medida se encontraba situado a 922m de altura, en un acantilado sobre el mar que, en las condiciones adecuadas, se encuentra dentro de la capa nubosa. La distribución de tamaños, fue obtenida utilizando un sensor óptico ampliamente difundido y denominado PMS Forward Scattering Spectrometer Probe (FSSP-100HV).

Las imágenes de satélite utilizadas para realizar los estudios correspondientes fueron adquiridas en el Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección de la Universidad de La Laguna y pertenecen al NOAA-14, pues es el satélite cuyos pases sobre la región de estudio se aproximaban más a la hora de realización de las medidas desde tierra.

La inversión del modelo radiativo teórico, con el fin de obtener los parámetros de la nube, fue realizada utilizando dos aproximaciones numéricas diferentes en las que no se realizaban suposiciones a priori sobre la distribución de partículas, considerando el peor de los casos, que corresponde a una distribución infinitamente estrecha. El primero de los métodos se basa en el análisis de trozos de la imagen que contengan píxeles con distinta cobertura nubosa, es decir, desde píxeles totalmente cubiertos a píxeles despejados, situación que se da en regiones que incluyan bordes de las nubes. Los parámetros extraídos corresponden a aquellos que, variando el espesor óptico para un radio efectivo y temperatura de la nube fijos, proporcionan la curva que mejor se ajusta a los datos de satélite (Pérez et al. 2000). Los resultados obtenidos para el radio efectivo, que es el parámetro más complejo de obtener, no difieren en más de $1.25\mu\text{m}$ respecto a los obtenidos desde tierra para los 13 días estudiados. El otro procedimiento se aplica a píxeles independientes, utilizando una discretización de los radios efectivos para evitar las oscilaciones en las propiedades radiativas de la capa nubosa. Se emplearon algoritmos genéticos para la inversión numérica del modelo teórico, debido a su capacidad para encontrar el mínimo global de la función de coste definida, es decir, los parámetros que proporciona unas radiancias teóricas más próximas a las medidas por el satélite. Además, son inmunes a los mínimos locales de dicha función (Bandyopadhyay et al. 1995, Parker 1997). De nuevo, los resultados obtenidos con este método han sido satisfactorios, encontrando errores en la obtención de r_{eff} menores de $1\mu\text{m}$.

3.3. CARACTERIZACIÓN DE LA SUPERFICIE TERRESTRE.

Con el fin de realizar los cálculos teóricos de la radiación que llega al satélite en las diferentes longitudes de onda, es necesario conocer las características radiométricas de las distintas cubiertas que se distribuyen sobre la superficie terrestre. Esto implica caracterizar la forma en la que reflejan la radiación que proviene directamente del Sol y la dispersada por la atmósfera, así como obtener un modelo para la emisión de la radiación térmica.

3.3.1. Reflexión.

La radiancia recibida por el sensor de una escena particular, en ausencia de atmósfera, depende de la cantidad de radiación que llega a la superficie y de la fracción de dicha radiación incidente que es reflejada. Como, además, la mayoría de los distintos tipos de cubiertas reflejan la radiación de forma anisótropa debido a su naturaleza rugosa, también depende de la geometría de reflexión. Es decir, la radiancia procedente de una superficie dependerá generalmente de la dirección de observación y de la de iluminación, que siguiendo la misma notación utilizada en la sección anterior corresponde a los ángulos (θ, ϕ) y (θ_0, ϕ_0) respectivamente, en coordenadas polares y tomando el eje Z en la dirección de la normal a la superficie.

Por lo tanto, para caracterizar la reflexión que se produce en la superficie se define la función de distribución bidireccional de la reflectancia, BRDF (“bidirectional reflectance distribution function”), que es una constante del material e independiente de la iluminación. Sea $\delta E(\theta_0, \phi_0)$ la irradiancia incidente sobre la superficie y $\delta I(\theta, \phi)$ la radiancia que parte de ella en las direcciones especificadas, la BRDF es simplemente el cociente de ambas:

$$\gamma_r(\theta, \phi, \theta_0, \phi_0) = \frac{\delta I(\theta, \phi)}{\delta E(\theta_0, \phi_0)} \quad (3.54)$$

donde se ha omitido la indicación explícita de la dependencia con la longitud de onda por simplicidad en la notación, pues las características de reflexión de un material son distintas en las diferentes regiones del espectro electromagnético.

Los dos casos extremos están representados por la superficie Lambertiana, aquella que tiene una BRDF constante, con lo que el brillo aparente es el mismo en todas las direcciones de observación

$$\gamma_{\text{Lambert}}(\theta, \phi, \theta_0, \phi_0) = \frac{1}{\pi} \quad (3.55)$$

y los reflectores especulares, que reflejan toda la radiación procedente de la dirección (θ_0, ϕ_0) en la dirección $(\theta_0, \phi_0 + \pi)$.

$$\gamma_{\text{Espec.}}(\theta, \phi, \theta_0, \phi_0) = \frac{\delta(\theta - \theta_0)\delta(\phi - \phi_0 - \pi)}{\sin\theta_0 \sin\phi_0} \quad (3.56)$$

Si bien la suposición de superficie Lambertiana es suficiente para muchas aplicaciones en el campo de la Teledetección, existen diversas situaciones en las que este modelo simple no es válido. Por ello se han desarrollado múltiples modelos para la reflectancia bidireccional de diversas cubiertas. Uno de los más utilizados es el de Hapke (1981), utilizado originariamente para representar la reflectancia de superficies planetarias. Algunas de las simplificaciones de este modelo son, suponer que la dispersión es isótropa sin depender de la función de fase característica para cada medio, o considerar que la radiación incidente corresponde solamente a un haz colimado, sin tener en cuenta la radiación difusa, aspecto que fue incluido por Pinty et al. (1989). Otros muchos estudios han calculado teóricamente las BRDF para superficies relativamente sencillas utilizando el código DISORT, o alguna otra aproximación a la solución de la ecuación de transferencia radiativa, y suponiendo la superficie como una capa semi-infinita compuesta por multitud de pequeñas partículas de las que se conoce el índice de refracción complejo (Liang et al. 1994, Liang et al. 1996, Han et al. 1999).

En ocasiones se desea caracterizar la superficie por un solo parámetro que mida su capacidad para reflejar la radiación, sin tener en cuenta la dirección de incidencia ni la de observación. Para ello se utiliza un coeficiente de reflexión bi-hemisférico denominado albedo, que indica el cociente entre la densidad de flujo radiante reflejado respecto al incidente:

$$A = \frac{\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \gamma_r(\theta, \phi, \theta_0, \phi_0) E(\theta_0, \phi_0) \cos\theta_0 d\theta_0 d\phi_0 d\theta d\phi}{\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} E(\theta_0, \phi_0) \cos\theta_0 d\theta_0 d\phi_0} \quad (3.57)$$

3.3.2. Emisión.

En Teledetección, lo que se persigue es la interpretación de la radiación procedente de una fuente distante. En el infrarrojo, relacionamos esta medida con la temperatura cinética de un cuerpo radiante, que en principio es considerado un radiador perfecto o cuerpo negro. De acuerdo con el principio de radiación del cuerpo negro, la radiancia espectral emitida por una superficie que se comporte como tal puede ser descrita a través de la ecuación de Planck:

$$B_\lambda(T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kT} - 1)} \quad (3.58)$$

donde $B_\lambda(T)$ es la radiancia espectral de la superficie, generalmente medida en $Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$, λ es la longitud de onda en metros, h es la constante de Planck ($h=6.626076\times 10^{-34}$ J s), k es la constante de Boltzmann ($k=1.380658\times 10^{-23}$ J K^{-1}), T es la temperatura física de la superficie en K, y c es la velocidad de la luz en el vacío ($c=2.99792458\times 10^8$ m s^{-1}).

La interpretación de los datos requiere, generalmente, invertir esta función para obtener la temperatura correspondiente a la radiancia medida por el sensor a bordo del satélite. Sin embargo, puesto que los objetos no son cuerpos negros ideales, se suele utilizar el subíndice BB para indicar que se trata de la temperatura de brillo o aparente y no la real del objeto:

$$T_{BB} = \frac{c_2}{\lambda \ln(1 + c_1 / \lambda^5 B_\lambda(T))} \quad (3.59)$$

donde c_1 y c_2 son constantes con $c_1=2\pi hc^2=3.7417771995\times 10^{-16}$ W m^2 y $c_2=hc/k=1.43876869\times 10^{-2}$ m K. Sin embargo, en la mayoría de los casos se toma por cierta esta relación, suprimiendo el subíndice por comodidad y claridad en la notación.

Pero, no sólo los materiales no se comportan como un cuerpo negro, sino que muchos de los píxeles de las imágenes son el resultado del comportamiento de diferentes objetos distribuidos en el área cubierta por el pixel. Así, la radiancia medida es la superposición de las emitidas por los distintos tipos de superficies. Uno de los ejemplos más complicados corresponde a los suelos cubiertos por vegetación, pues la temperatura observada depende de las hojas de los árboles o plantas, de los troncos y tallos, y del suelo mismo. La relación entre la radiación emitida por un objeto real, o conjunto de ellos, y aquella emitida por un cuerpo negro con la misma temperatura se conoce como la emisividad del objeto ε_λ , que debe ser considerado en la ecuación de Planck:

$$R_\lambda(T) = \varepsilon_\lambda B_\lambda(T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kT} - 1)} \varepsilon_\lambda \quad (3.60)$$

La emisividad espectral toma valores entre $0 \leq \varepsilon_\lambda \leq 1$ y es adimensional. En el intervalo espectral correspondiente al infrarrojo medio y térmico, de unas 3 a 100 μm , los valores están comprendidos entre 0.5 y 0.99 para los materiales típicos (Asrar 1984). En el intervalo de 8 a 14 μm las emisividades típicas se encuentran entre 0.91 y 0.98 (Qin et al. 1999).

Capítulo 4

NOAA-AVHRR: Adquisición y procesamiento de los datos.

4.1. SATÉLITES NOAA.

El primer satélite meteorológico fue lanzado en Abril de 1960. Se trataba de un satélite de órbita polar denominado TIROS (Television Infrared Observation Satellite), que demostró a la comunidad científica la utilidad de observar nuestro planeta desde el espacio. Uno de los resultados que más sorprendió a los meteorólogos de la época fue la distribución de las nubes y sus formas vistas desde las alturas.

Después de casi una veintena de lanzamientos de diferentes satélites, en Diciembre de 1970 se inicia la serie ITOS (Improved TIROS Operational Satellite) con la puesta en órbita del NOAA-1, el primero en tomar el nombre de NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), tras la constitución de la misma en Octubre del mismo año. En Octubre de 1978 comienza la nueva serie TIROS-N (TIROS Next generation) con las plataformas NOAA-6 y NOAA-7. Por último, la serie actual, Advanced TIROS-N (o ATN), comienza con el lanzamiento del NOAA-8 en Marzo de 1983. El último satélite de esta serie lo constituye el NOAA-16, puesto en órbita a finales del año 2000. En el futuro, NOAA proyecta disponer de los satélites NOAA-N y NOAA-N', al tiempo que EUMESAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) lanzará las plataformas METOP-1 (prevista para mediados del 2003) y METOP-2.

Las órbitas de los satélites polares NOAA son circulares, formando un ángulo con el plano del ecuador de unos 99° , con una altitud de 830 a 870 Km. Cruzan el ecuador a la misma hora solar todos los días, por lo que se dice que están sincronizados con el Sol, circunvalando La Tierra una vez cada 102 minutos aproximadamente, lo que les permite completar 14.1 órbitas al día. Dichas órbitas quedan caracterizadas por un conjunto de parámetros, denominados elementos orbitales, que son suministrados diariamente por NOAA y permiten conocer los cambios que se producen en las mismas con el fin conseguir un conocimiento lo más exacto posible de la posición de la plataforma en cada momento, tanto para su seguimiento como para procesos posteriores a la adquisición.

Un conjunto de instrumentos a bordo del satélite proporcionan medidas de diversos parámetros de la atmósfera de La Tierra, su superficie, las nubes, los protones que provienen del Sol, los iones positivos, densidad del flujo de electrones y el espectro de energía a la altitud a la que se encuentra el satélite. A su vez, pueden recibir, procesar y retransmitir tanto señales de salvamento y búsqueda como aquellas procedentes de plataformas fijas y móviles que transmiten datos de sus sensores. Los sistemas con los que se han equipado las últimas plataformas son los siguientes:

- AVHRR (“Advanced Very High Resolution Radiometer”). Es un radiómetro de barrido que detecta la radiación que le llega en cinco bandas espectrales diferentes, tomando imágenes de La Tierra. Esto permite realizar análisis multiespectrales para aplicaciones diversas, permitiendo definir con cierta precisión parámetros hidrológicos, oceanográficos o meteorológicos.
- SBUV/2 (“Solar Backscatter Ultraviolet Spectral Radiometer”, Mod 2). Se trata de un radiómetro que opera con longitudes de onda entre 160 y 400 nm., capaz de medir la irradiancia solar y la radiancia debida a la dispersión de la energía solar producida en la atmósfera. Está destinado a medir la irradiancia solar espectral y la concentración y distribución del ozono en la atmósfera.
- TOVS (“TIROS Operational Vertical Sounder”). Consta, a su vez, de tres instrumentos HIRS/2I, SSU y MSU. Todos ellos miden la energía radiante procedente de diferentes alturas en la atmósfera, permitiendo determinar perfiles atmosféricos de temperatura.
- SEM (“Space Environment Monitor”). Es un espectrómetro multicanal de partículas cargadas que mide su población en los cinturones de radiación de La Tierra y los fenómenos asociados a la actividad solar.
- SARR (“Search and Rescue Instruments SAR Repeater”). Dedicado a labores de salvamento y búsqueda.
- ARGOS/DCS (“Data Collection System”). Registra los datos relevantes procedentes de múltiples plataformas, como boyas, globos, estaciones meteorológicas, etc., que son transmitidos a las estaciones receptoras.

4.2. RADIÓMETRO AVHRR.

El AVHRR es un radiómetro de barrido con 5 canales de banda ancha, uno en la región visible del espectro electromagnético, uno en el infrarrojo cercano, otro en el infrarrojo medio y dos en el térmico. Los anchos de dichas bandas espectrales están recogidos en la tabla 4.1 para aquellos satélites utilizados en el presente estudio.

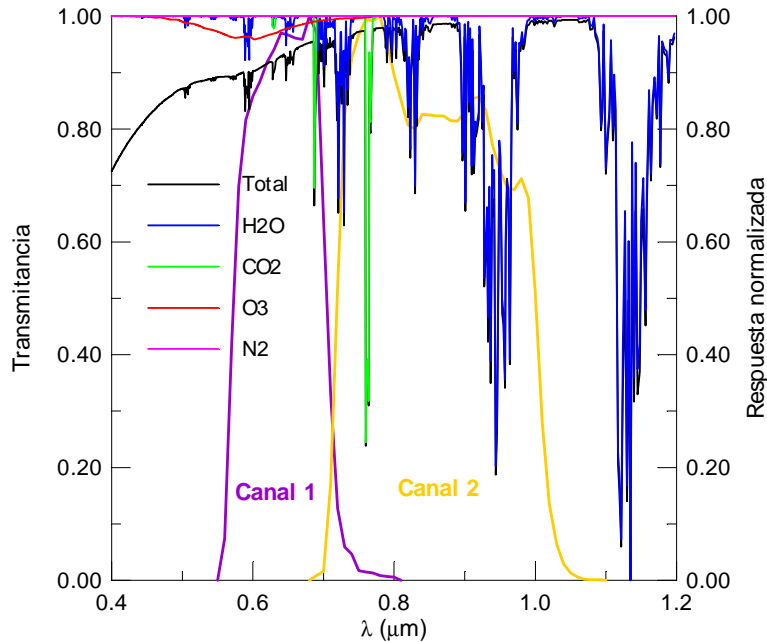


Figura 4.1. Respuesta espectral normalizada de los canales 1 y 2 del AVHRR a bordo del NOAA-14, junto con las transmitancias, para una atmósfera estándar de latitudes medias durante el verano, de los principales gases absorbentes.

En la Figura 4.1 se representan las respuestas normalizadas de los canales 1 y 2 del AVHRR a bordo del satélite NOAA-14, junto a las transmitancias de los principales componentes de la atmósfera. Las Figuras 4.2 y 4.3 muestran las correspondientes respuestas de los canales 3, 4 y 5. Podemos observar que, aunque los canales se encuentran situados en ventanas espectrales, la radiación en las longitudes de onda que comprenden se ve ligeramente afectada por absorciones del vapor de agua en los canales 2, 3, 4 y 5 y por dióxido de carbono en los canales 1 y 2.

Tabla 4.1. Anchos de las bandas espectrales del AVHRR para los satélites NOAA-7, -9, -11, -12, -14.

Canal	Ancho de la banda (μm)
1	0.58-0.68
2	0.725-1.10
3	3.55-3.93
4	10.3-11.3
5	11.5-12.5

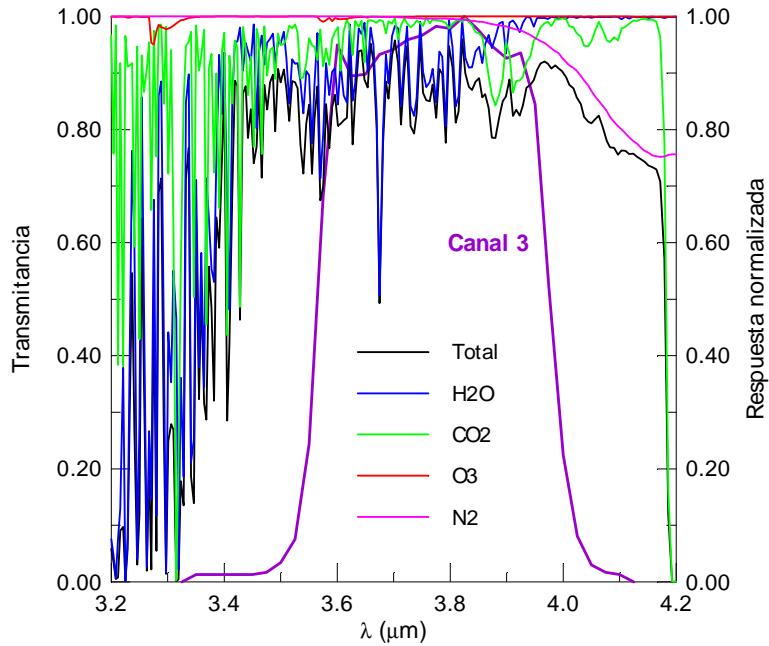


Figura 4.2. Respuesta espectral normalizada del canal 3 del AVHRR a bordo del NOAA-14, junto con las transmitancias, para una atmósfera estándar de latitudes medias durante el verano, de los principales gases absorbentes.

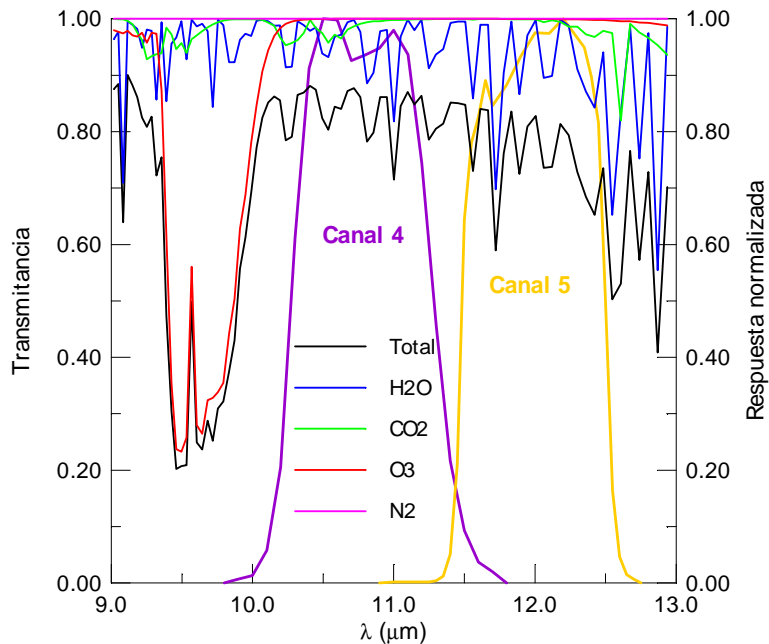


Figura 4.3. Respuesta espectral normalizada de los canales 4 y 5 del AVHRR a bordo del NOAA-14, junto con las transmitancias, para una atmósfera estándar de latitudes medias durante el verano, de los principales gases absorbentes.

El sistema óptico del radiómetro está compuesto por un telescopio afocal de 20.3 cm. de apertura y la óptica asociada que permite separar la energía radiante recibida en bandas espectrales discretas, focalizándola en los correspondientes detectores. El campo de visión instantáneo, IFOV (“Instantaneous Field Of View”), para todos los canales es 1.3 ± 0.1 miliradianes, lo que, si el satélite está situado a una altura nominal de 833 Km., da una resolución espacial en el nadir de 1.1Km. Se toman 360 muestras por segundo y la distancia entre los puntos centrales de las muestras es la correspondiente a una rotación del escáner de 0.95 miliradianes, que es menor que el IFOV, por lo que los píxeles de las imágenes tomadas por este sensor están solapados. El ángulo total de visión del sensor es de ± 55.4 grados desde la vertical, lo que equivale a 2048 muestras por cada línea de la imagen. Las medidas analógicas debidas a la radiancia recibida en cada una de las bandas espectrales son digitalizadas, utilizando palabras de 10 bits, a una velocidad de 39936 muestras por segundo.

4.3. ESTACIÓN DE RECEPCIÓN.

Los datos de los satélites NOAA utilizados en el presente trabajo han sido adquiridos, archivados y procesados en el Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección (LCT) del Departamento de Física Fundamental y Experimental de la Universidad de La Laguna. Dicho laboratorio viene adquiriendo estos datos desde Octubre del año 1993, utilizando un sistema de recepción TeraScan de la empresa SeaSpace. El esquema simplificado de dicho sistema se muestra en la Figura 4.4.

Este sistema está compuesto por una antena parabólica de 1.2 m de diámetro, que se encuentra protegida por un radomo de fibra de vidrio de 1.85 m de diámetro. Dicha antena es posicionada utilizando dos motores paso a paso, uno para la elevación y otro para el ángulo acimutal, que son controlados por la estación de trabajo a través de la unidad de control de antena.

La señal captada por la antena es amplificada por un amplificador de bajo ruido (LNA) que opera en la banda L (en 1.7 GHz), siendo convertida a frecuencia intermedia por el conversor HD-99, para su transmisión al receptor (HR-200). Éste la demodula antes de pasar por los sincronizadores de bit y de cuadro, que se encargan de detectar las tramas de datos enviados. Los datos son almacenados para su posterior procesamiento por una estación de trabajo Sun Sparc 2, tanto en un disco duro, para acceso a corto plazo, como en unidades de cinta DAT 4mm×90m.

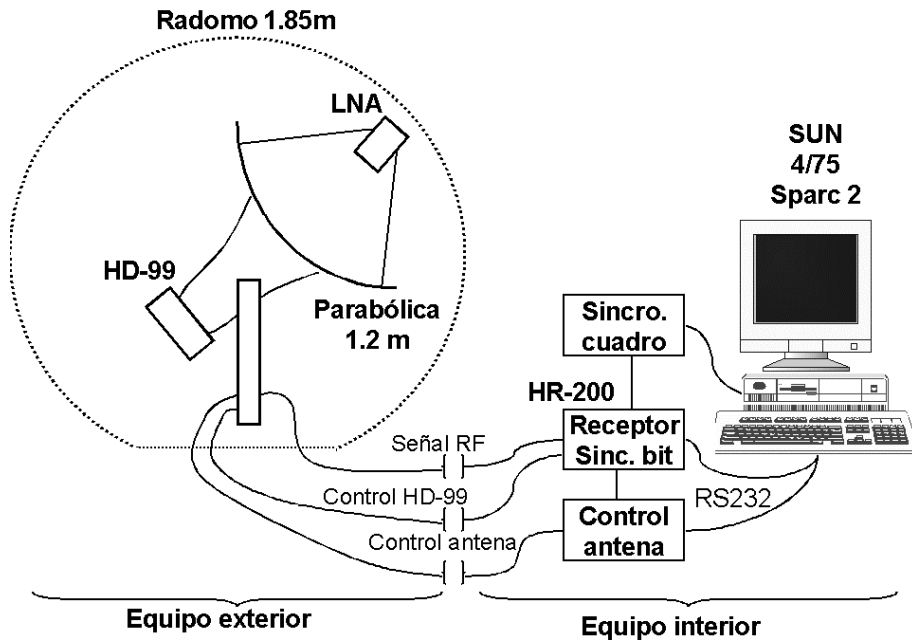


Figura 4.4. Componentes del sistema de recepción TeraScan.

La estación de recepción del LCT posee una zona de cobertura que va, aproximadamente, desde el Canal de La Mancha hasta el Golfo de Guinea en latitud y, desde la mitad del Atlántico hasta la costa oeste de Turquía en longitud. La Figura 4.5 muestra la zona de cobertura global y las regiones cubiertas por el radiómetro AVHRR durante varios pases.

4.4. PREPROCESAMIENTO.

Los datos digitales recibidos por la estación receptora y correspondientes a cada uno de los píxeles de las imágenes suministradas por el AVHRR, deben ser convertidos a radiancia, albedo o temperatura para poder ser interpretados físicamente. Esta operación se conoce con el nombre de calibración de los datos. La mayoría de las aplicaciones exigen conocer la posición de cada píxel sobre la superficie terrestre, es decir, su latitud y longitud para saber que área representa. Para ello debemos realizar un proceso de navegación sobre la imagen.

Asimismo, existe otra serie de operaciones previas, como es el caso de eliminación de ruido o datos defectuosos. De la misma manera, existen algoritmos cuya aplicación se realiza como paso final del procesamiento de la imagen de satélite, tal es el caso de la corrección geométrica, para eliminar las

distorsiones de la imagen debidas, por ejemplo, a la curvatura de la Tierra o la rotación de la misma durante el proceso de adquisición. Todo este tipo de procesos, que no abordaremos en el presente trabajo por no haber sido utilizados en el desarrollo del mismo, han sido ampliamente tratados en la literatura (Richards 1986, Mather 1989, Chuvieco 1990).

4.4.1. Calibración.

Puesto que la mayoría de las aplicaciones de los datos del AVHRR se basan en medidas cuantitativas de las radiancias recibidas por el sensor, es necesario calibrar de forma precisa los sensores utilizados para garantizar la precisión requerida por los productos que deban derivarse de dichas radiancias. Por ello, son deseables errores menores del 2% en las medidas de los canales 1 y 2 y de menores de una décima de grado en las temperaturas de brillo obtenidas a partir de las radiancias medidas por los canales 3, 4 y 5.

Los canales pertenecientes al espectro visible e infrarrojo cercano son calibrados periódicamente antes del lanzamiento, a intervalos que no superan el año, realizándose la última calibración en un momento lo más próximo posible a la fecha de lanzamiento (Rao 1987). De esta forma las cuentas digitales se relacionan con el factor de reflectancia³ A según:

$$A(\%) = m_i x + c_i \quad (4.1)$$

donde m_i es la pendiente de la recta para cada canal y c_i la correspondiente ordenada en el origen (Kidwell 1995). Por ejemplo, para el NOAA-14 estos valores son: $m_1=0.1081$, $c_1=-3.8648$, $m_2=0.1090$ e $c_2=-3.6749$. A partir del factor de reflectancia obtenido podemos conocer la radiancia recibida por el sensor en la banda correspondiente I_i ($W m^{-2}sr^{-1}$) a través de la definición de A:

$$A(\%) = 100 \frac{\pi I_i}{F_i} \quad (4.2)$$

donde F_i ($W m^{-2}$) es la irradiancia solar extraterrestre en la banda i (Kidwell 1995).

Sin embargo, es bien conocido que los sensores se degradan después del lanzamiento. La ausencia de dispositivos de calibración a bordo para los canales 1 y 2 hace que deban utilizarse técnicas específicas para su calibración continua (Rao et al. 1995, Rao et al. 1996). Estas técnicas utilizan localizaciones terrestres radiométricamente estables y medidas desde aviones y satélites para observar la evolución de la calibración del satélite con el tiempo.

³ Habitualmente se utiliza el término albedo en lugar de factor de reflectancia, pero puede confundirse con el albedo de una superficie utilizado en Meteorología, que se define como la proporción de flujo ascendente respecto al flujo descendente o irradiancia.

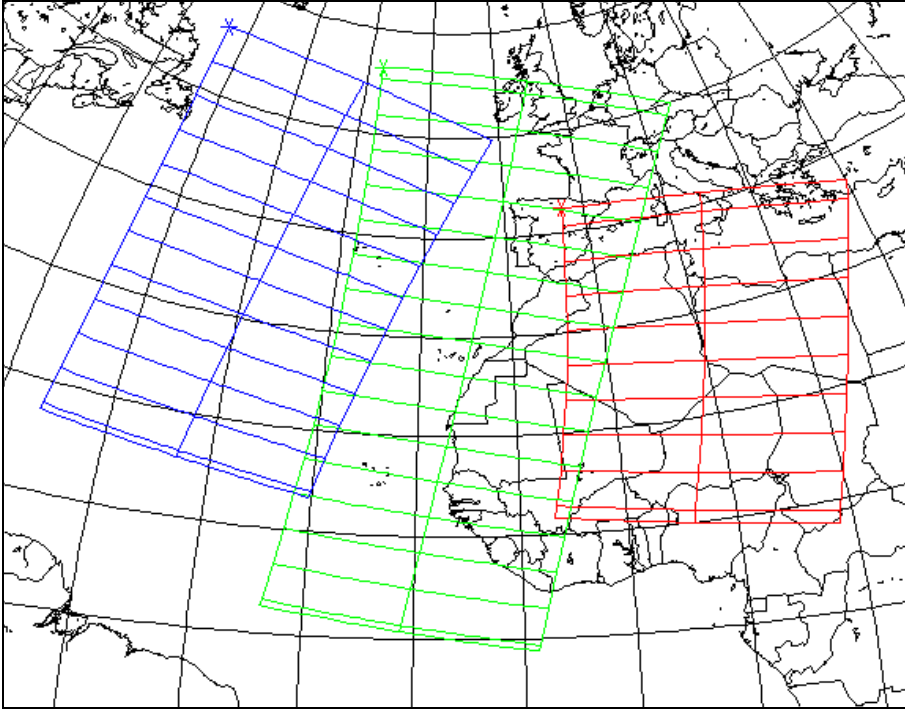


Figura 4.5. Cobertura de la estación de recepción del LCT y área cubierta por el sensor AVHRR en distintos países.

La calibración de los canales situados en el infrarrojo medio y térmico se realiza continuamente a partir de datos enviados por el satélite. Para cada línea de la imagen el sensor envía las cuentas digitales correspondientes a la observación del espacio profundo y de la carcasa interna, que está diseñada para comportarse de forma muy similar a un cuerpo negro a unos 290K. La temperatura real de este cuerpo es determinada mediante cuatro resistencias de platino, cuyas medidas se reciben junto con el resto de los datos. De esta forma la radiancia correspondiente las cuentas digitales, x , proporcionadas por el canal i ($i=3,4,5$) sería:

$$I_{i,\text{lin}} \left(\text{mW/m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \text{cm}^{-1} \right) = m_i x + c_i \quad (4.3)$$

donde,

$$m_i = \frac{I_{T,i} - I_{\text{esp},i}}{x_{T,i} - x_{\text{esp},i}} \quad (4.4)$$

$$c_i = I_{\text{esp},i} - m_i \times x_{\text{esp},i} \quad (4.5)$$

y $x_{T,i}$ y $x_{esp,i}$ son las cuentas correspondientes a la observación de la carcasa y del espacio respectivamente para el canal i , $I_{esp,i}$ es una constante y corresponde con la radiancia del espacio profundo para ese canal y $I_{T,i}$ es la radiancia correspondiente a la temperatura de la carcasa suponiendo que se comporta como un cuerpo negro.

Sin embargo, la respuesta de los canales 4 y 5 no es lineal, por lo que la radiancia calculada por la ecuación 4.3 debe ser corregida para calcular la radiancia de forma más precisa:

$$I_i = A_i \times I_{i,lin} + B_i \times I_{i,lin}^2 + D_i \quad (4.6)$$

donde A_i , B_i y D_i son las constantes que dan cuenta de dicho comportamiento no lineal del canal i (Kidwell 1995).

Una vez obtenida la radiancia, el cálculo de la temperatura de brillo correspondiente se realiza utilizando la inversa de la función de Planck:

$$T_i (K) = \frac{c_2 v_i}{\ln \left(1 + \frac{c_1 v_i^3}{I_i} \right)} \quad (4.7)$$

siendo $c_1 = 1.191062 \times 10^{-5} \text{ mW/m}^2\text{-sr-cm}^{-4}$ y $c_2 = 1.4387863 \text{ cm-K}$, v_i es el número de onda efectivo de cada canal y se especifica para diferentes intervalos de temperatura (Kidwell 1995).

4.4.2. Navegación.

Como se ha mencionado, otra de las operaciones básicas que debe aplicarse a los datos sin tratar recibidos desde el satélite es la navegación, la cual asigna a cada punto de la imagen sus coordenadas geográficas.

Existen múltiples procedimientos que permiten llevar a cabo la navegación y que implican una mayor o menor intervención del usuario en el proceso. Se han desarrollado métodos cuasiautomáticos (Brunel et al. 2000, Parada et al. 2000, Pergila et al. 2000), basados en modelos orbitales y puntos de control definidos por el usuario (Illera et al. 1996, Marçal 1999). En nuestro caso, el sistema de procesamiento TeraScan realiza una primera aproximación a la navegación de la imagen a partir del tiempo del satélite, enviado junto al resto de los datos, de un modelo orbital y de los elementos orbitales que va almacenando cada vez que son actualizados por el usuario. Esta navegación, automática produce resultados imprecisos debido a los distintos errores que no se tienen en cuenta en la simplificación de la modelización del problema o en los datos. Estos errores pueden ser debidos a diversos factores, por ejemplo la falta de exactitud en la hora proporcionada por el satélite, en los elementos orbitales, en la hora del

sistema de recepción, o distorsiones provocadas por el comportamiento de la plataforma, ya sean variaciones de velocidad o de altitud, aleteos, cabeceos o giros laterales (Chuvieco 1990). Por ello, el software permite al usuario variar esos parámetros en el modelo para ajustarlo a las condiciones reales en las que se tomó la imagen. Este proceso es relativamente sencillo y no consume demasiado tiempo.

Capítulo 5

Herramienta diseñada para el análisis de datos de satélites.

5.1. ENTORNO INTEGRADO DE ANÁLISIS Y SIMULACIÓN (EAS v1.0β).

Para la realización del presente trabajo se ha desarrollado un entorno gráfico de análisis y simulación de imágenes multispectrales. Permite la visualización de las distintas bandas de las imágenes, sus correspondientes histogramas multidimensionales y realizar simulaciones teóricas de las radiancias que llegan al satélite para múltiples situaciones, con el fin de facilitar la interpretación física de los datos recibidos.

La descripción de la programación de dicho entorno no es el objetivo del presente capítulo, ni del trabajo. Por ello, aparte de algunas consideraciones y aspectos técnicos básicos, solamente se describirán aquellos datos relevantes que permitan entender el desarrollo posterior de las simulaciones y los análisis llevados a cabo, prestando especial atención a los parámetros de entrada para los cálculos teóricos. Además, el código del programa no será presentado en la presente memoria.

El entorno de análisis y simulación ha sido programado en lenguaje C, sobre una plataforma Linux y utilizando las librerías GTK/GDK (Main 1997). GTK (GIMP Toolkit) fue desarrollada como una herramienta para crear el programa GIMP (General Image Manipulation Program), uno de los entornos de tratamiento de imágenes más extendidos en los últimos tiempos, principalmente entre los usuarios del sistema operativo Linux. A su vez, GTK se basa en las librerías de GDK (GIMP Drawing Kit) que encapsula las funciones proporcionadas por Xlib, permitiendo un acceso eficiente al entorno gráfico X.

Si bien GTK se creó para dar soporte a GIMP, en la actualidad es una de las librerías para la programación de entornos gráficos más utilizadas, siendo la base gráfica de múltiples proyectos de software. Baste considerar algunos ejemplos de programas desarrollados sobre estas librerías, como el caso de Netscape para Linux o, incluso el famoso entorno de trabajo Gnome. Además, su uso se ha extendido a otros sistemas operativos como Windows 9x, NT y 2000, y, como es lógico, a aquellos cuyos sistemas de ventanas se basan en el estándar X,

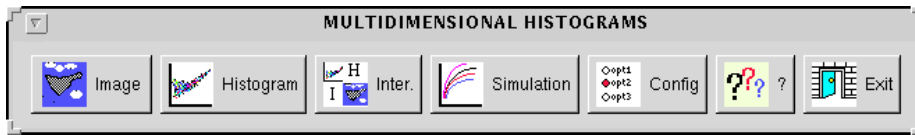


Figura 5.1. Ventana principal del entorno de simulación y análisis.

esto es, la mayoría de los sistemas UNIX. Esta portabilidad es la que nos inclinó hacia el uso de estas librerías

A continuación se describirán las distintas partes que componen el entorno EAS, comenzando por el visor de imágenes para continuar con la sección encargada del cálculo y representación de histogramas multidimensionales y terminando con el entorno gráfico de simulación. En cada apartado, se mostrarán las ventanas del programa correspondientes, con el fin de ilustrar y simplificar la descripción de las distintas posibilidades. La barra principal del programa de muestra en la Figura 5.1. Los títulos de ventanas y botones aparecen en idioma inglés siguiendo la tendencia general de la comunidad científica, con el fin de evitar confusiones al definir los diferentes términos.

5.2. VISOR DE IMÁGENES.

Este elemento permite la visualización de los distintos canales espectrales presentes en una imagen cualquiera, siempre que se encuentre en el formato ldf (“LCT Data Format”), que corresponde a un formato sencillo propio para facilitar el almacenamiento de las imágenes multiespectrales, el cual será descrito a continuación.

La Figura 5.2 muestra una imagen del canal 4 del AVHRR, correspondiente al día 26/07/96. La paleta de grises indica las temperaturas de brillo de los píxeles, en Kelvin. La imagen multiespectral contiene los canales 3, 4 y 5, como indican los botones situados en la parte superior, siendo posible visualizarlos sin más que seleccionarlos con el ratón. Los nombres de los ficheros de imagen se introducen directamente o utilizando una ventana de selección de fichero, mostrada en la Figura 5.3.

5.2.1. Formato de ficheros de datos ldf.

La cabecera del fichero contiene un número mágico, que indica el tipo de fichero y sirve para identificarlo por parte de los programas que hagan uso de este formato y el número de variables o conjuntos de datos que contiene. Estas variables no tienen que ser imágenes, pueden ser cabeceras de ficheros, histogramas o datos, en general, con cualquier dimensionalidad, de forma que en un futuro se puedan almacenar los datos necesarios. La cabecera es de la forma:

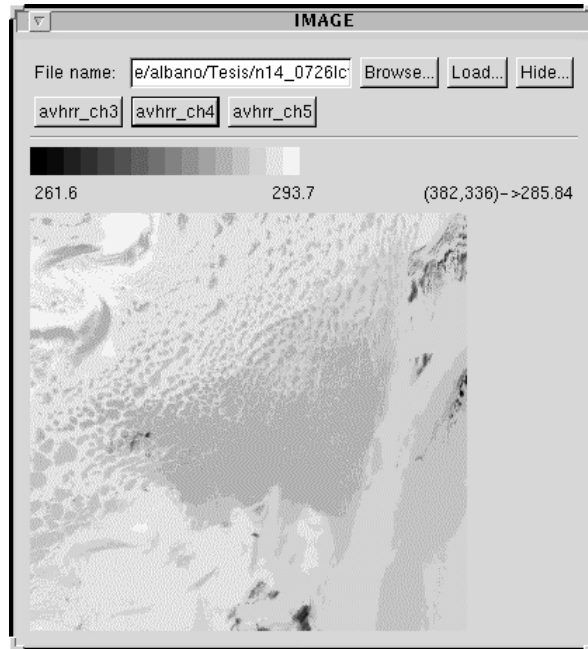


Figura 5.2. Imagen del canal 4 del AVHRR, 26/07/96, mostrada en el visor de imágenes.

long	short
Número mágico	Número de variables

donde se ha seguido la notación del lenguaje C para los tipos de datos. Dentro de los conjuntos de datos se ha definido un tipo especial destinado a hipercubos de datos multidimensionales, que en dos dimensiones correspondería a imágenes o matrices. La estructura de la cabecera correspondiente a este tipo de variables es de la forma:

long	short	long	long	...	long	double	double	Char[m]
ID	Nºdim.	Dim 1	Dim 2	...	Dim N	Origen	Escala	Nombre

donde ID es el identificador del tipo de variable, que en este caso toma el valor 0, NºDim indica el número de dimensiones de esta variable. A continuación se encuentran las longitudes o número de datos en cada una de las dimensiones. Cada uno de los datos se guardará en dos bytes con el fin de ahorrar espacio, por lo que para representar valores reales se realiza una calibración lineal, siendo Origen la ordenada en el origen de la recta correspondiente y Escala la pendiente de la misma. Le sigue una cadena de texto que indica el nombre de la variable y por último los datos, que forman un vector de longitud Dim1×Dim2×...×DimN, donde cada elemento utiliza dos octetos.

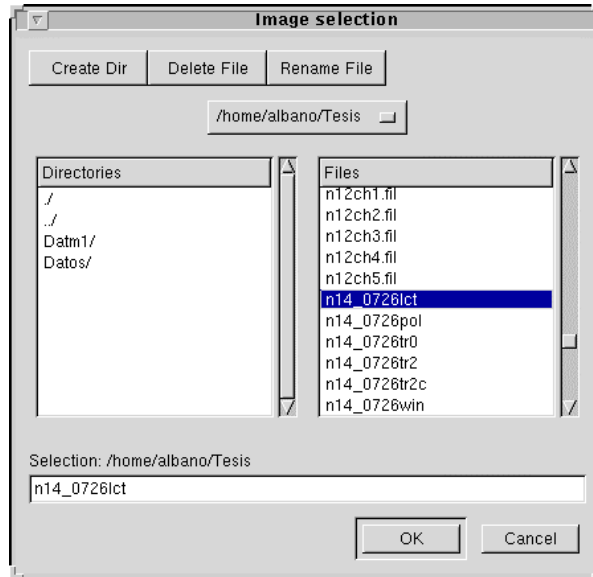


Figura 5.3. Ventana de selección de fichero.

5.3. HISTOGRAMAS MULTIDIMENSIONALES.

Este componente del programa se encarga del cálculo de histogramas multidimensionales y su representación en pantalla. Esta representación es bidimensional, por lo tanto es una proyección sobre un plano del histograma general, permitiéndose rotar los ejes del mismo para observar la proyección deseada. Se elige el menor número de ángulos necesario para rotar el histograma, como se detalla a continuación. La dimensionalidad máxima permitida es 5, pues el aumentarla lleva implícito una complicación aún mayor en la interpretación de los ángulos. Sin embargo, el fichero de datos a partir del que se realiza el histograma podría contener un número de variables superior, eligiendo el usuario las variables que serán tenidas en cuenta al construir el histograma.

La Figura 5.4 muestra el histograma correspondiente a la imagen mostrada en la Figura 5.2, donde se han seleccionado los canales 3, 4, y 5. Los tres ángulos necesarios en este caso para conseguir todas las proyecciones posibles se encuentran a cero, por lo que la proyección es sobre el plano formado por los canales 3 y 4. Esto se puede observar en los indicadores del borde superior derecho de la ventana, los cuales indican que el eje x es directamente la primera variable seleccionada, el canal 3, y siendo nulos, como es lógico, los coeficientes que multiplican a las otras dos variables. La combinación lineal correspondiente al eje y sólo tiene en cuenta la contribución del canal 4, siendo las otras dos componentes nulas. Como puede observarse el origen de los ejes se encuentra en la esquina superior izquierda, correspondiendo, en este caso, los valores a las temperaturas de brillo en Kelvin.

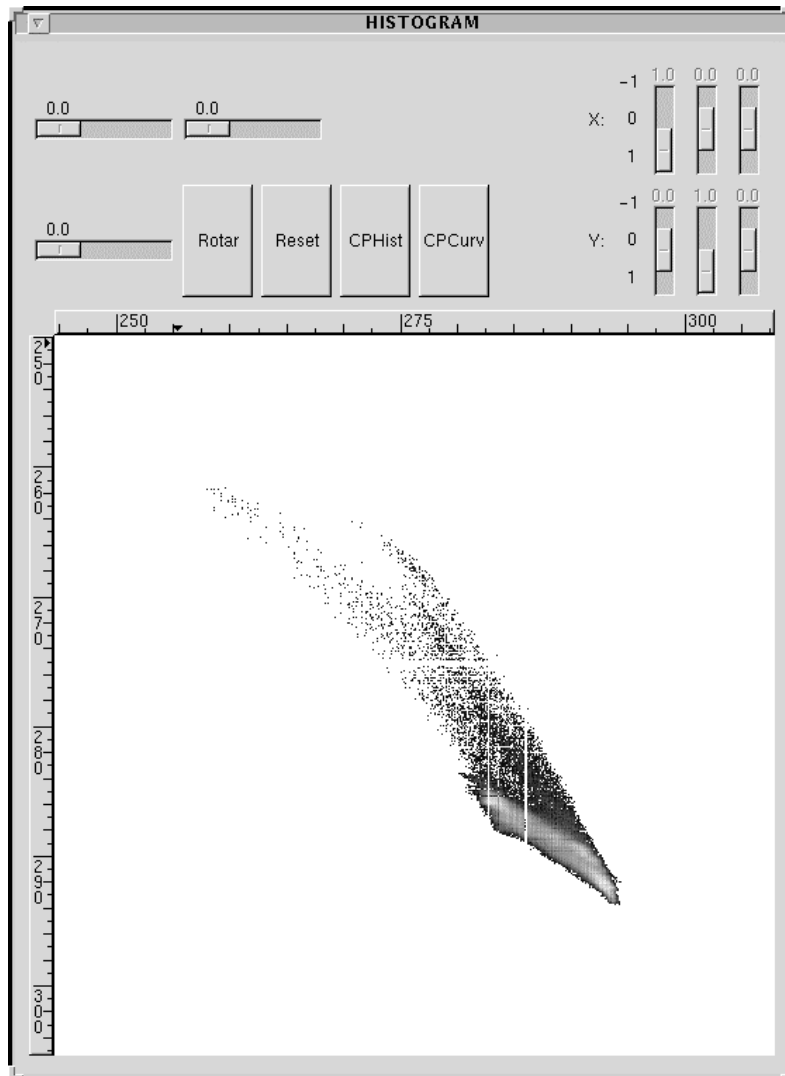


Figura 5.4. Histograma tridimensional. Proyección sobre el plano formado por los canales 3 y 4.

La Figura 5.5 corresponde a los mismos datos representados anteriormente, pero rotados según los ángulos representados en la imagen. En este caso la proyección se realiza sobre el plano formado por los canales 4 y 5, como indican las barras que representan la combinación lineal de ambos ejes ($x=ch4$, $y=-ch5$, donde $ch'i$ representa al canal i). Debido a la contribución negativa del canal 5, el eje y se encuentra invertido respecto a la figura anterior.

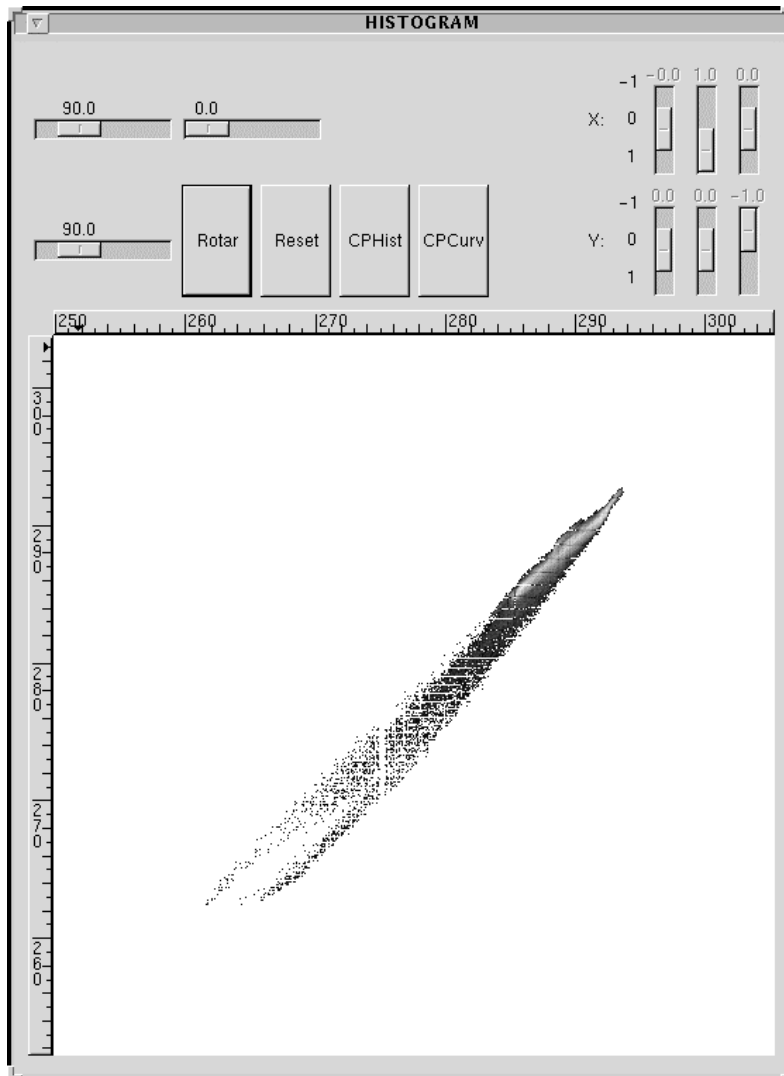


Figura 5.5. Histograma tridimensional. Proyección sobre el plano formado por los canales 4 y 5.

Con el fin de facilitar la interpretación de los histogramas multidimensionales y encontrar las direcciones de mayor varianza se proporciona una función que rota el histograma de forma que los ejes del plano de proyección correspondan a las dos primeras variables obtenidas tras una rotación basada en componentes principales, como se explicó en la sección 2.4.2. La Figura 5.6 representa la transformación a componentes principales para la imagen de la Figura 5.2. En este caso $x=0.7 \times ch3+0.5 \times ch4+0.5 \times ch5$ e $y=-0.7 \times ch3+0.4 \times ch4+0.6 \times ch5$.

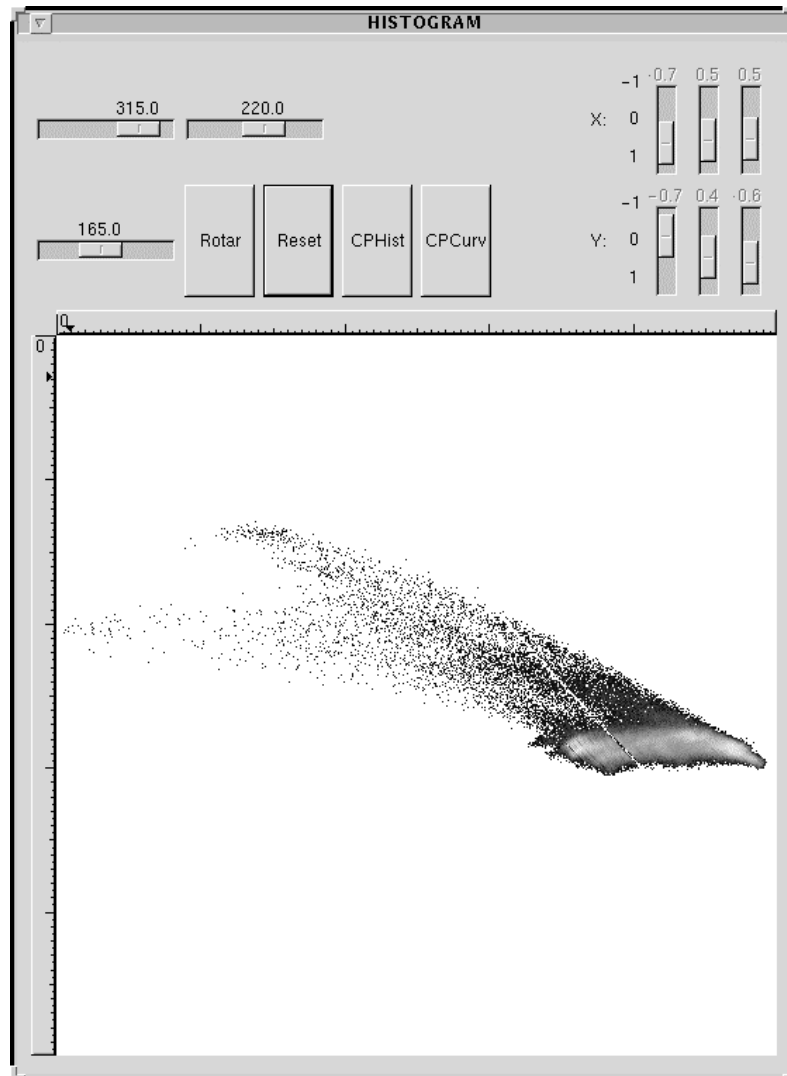


Figura 5.6. Histograma tridimensional. Proyección sobre el plano formado por las componentes principales correspondientes a los autovalores mayores.

5.3.1. Rotación y proyección.

Como hemos mencionado, para representar el histograma multidimensional en dos dimensiones debemos proyectarlo sobre un plano, y para poder observarlo desde los distintos puntos de vista se ha de rotar. Esto es, deseamos obtener un vector en dos dimensiones (x,y) para cada punto del espacio multidimensional $\mathbf{z}=(z_1, z_2, z_3, z_4, z_5)$, en nuestro caso la dimensión máxima con la que trataremos será 5, por lo que:

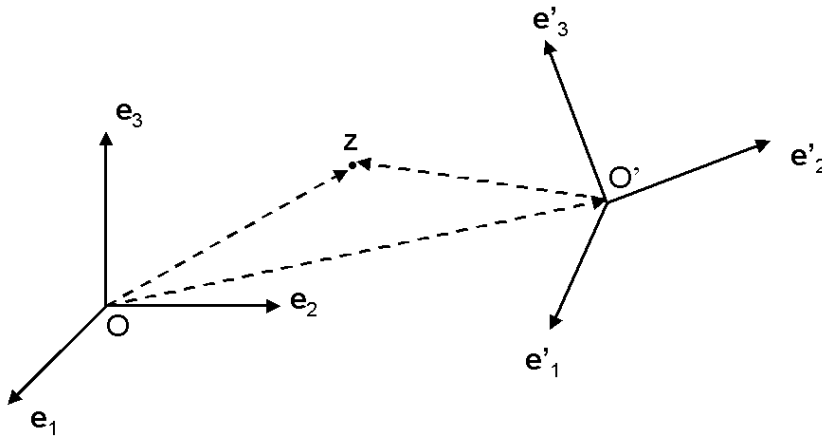


Figura 5.7. Cambio de sistema de referencia.

$$x = a_1 z_1 + a_2 z_2 + a_3 z_3 + a_4 z_4 + a_5 z_5 \quad (5.1)$$

$$y = b_1 z_1 + b_2 z_2 + b_3 z_3 + b_4 z_4 + b_5 z_5 \quad (5.2)$$

donde los a_i y los b_i son los coeficientes que debemos determinar para cada rotación.

Lo primero que debemos conocer es el número mínimo de ángulos necesarios para llevar a acabo la rotación. Sin pérdida de generalidad y por comodidad en la notación, haremos el razonamiento para un espacio tridimensional. Veamos cómo se realiza el cambio de coordenadas en este caso. Supongamos dos sistemas de referencia ortonormados $S(O, \mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3)$ y $S'(O', \mathbf{e}'_1, \mathbf{e}'_2, \mathbf{e}'_3)$ como los mostrados en la Figura 5.7, si el vector OO' lo podemos poner en función de la base del sistema S como:

$$OO' = \alpha_1 \mathbf{e}_1 + \alpha_2 \mathbf{e}_2 + \alpha_3 \mathbf{e}_3 \quad (5.3)$$

la relación entre las coordenadas (z_1, z_2, z_3) y (z'_1, z'_2, z'_3) de un punto z respecto a los sistemas de referencia S y S' respectivamente será de la forma:

$$\begin{Bmatrix} z_1 \\ z_2 \\ z_3 \end{Bmatrix} = \begin{pmatrix} p_{11} & p_{12} & p_{13} \\ p_{21} & p_{22} & p_{23} \\ p_{31} & p_{32} & p_{33} \end{pmatrix} \begin{Bmatrix} z'_1 \\ z'_2 \\ z'_3 \end{Bmatrix} + \begin{Bmatrix} \alpha_1 \\ \alpha_2 \\ \alpha_3 \end{Bmatrix} \quad (5.4)$$

y en el caso que nos interesa, donde coinciden los orígenes de ambos sistemas de referencia ($O=O'$), podemos poner:

$$\{z_i\} = \mathbf{P}\{z'_i\} \quad (5.5)$$

Si ambos sistemas de referencia son ortonormados, la matriz de paso \mathbf{P} es ortogonal. En efecto, para un producto escalar de dos vectores \mathbf{v} y \mathbf{w} expresado en ambas bases:

$$\mathbf{v} \cdot \mathbf{w} = \mathbf{v}^t \mathbf{G}_S \mathbf{w} = \mathbf{v}'^t \mathbf{G}_{S'} \mathbf{w}' \quad (5.6)$$

y para cualquier base ortonormada la matriz \mathbf{G} que caracteriza al producto escalar es la matriz identidad \mathbf{I} , por lo que:

$$\mathbf{G}_{S'} = \mathbf{P}^{-1} \mathbf{G}_S \mathbf{P} \Rightarrow \mathbf{I} = \mathbf{P}^{-1} \mathbf{I} \mathbf{P} \Rightarrow \mathbf{P}^{-1} \mathbf{P} = \mathbf{I} \quad (5.7)$$

lo que implica que la matriz de cambio \mathbf{P} es ortogonal. Siendo así, debe cumplirse:

$$\begin{pmatrix} p_{11} & p_{12} & p_{13} \\ p_{21} & p_{22} & p_{23} \\ p_{31} & p_{32} & p_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} p_{11} & p_{21} & p_{31} \\ p_{12} & p_{22} & p_{32} \\ p_{13} & p_{23} & p_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (5.8)$$

o, lo que es lo mismo:

$$\left. \begin{aligned} p_{11}^2 + p_{12}^2 + p_{13}^2 &= 1 \\ p_{11}p_{21} + p_{12}p_{22} + p_{13}p_{23} &= 0 \\ p_{11}p_{31} + p_{12}p_{32} + p_{13}p_{33} &= 0 \\ p_{21}^2 + p_{22}^2 + p_{23}^2 &= 1 \\ p_{21}p_{31} + p_{22}p_{32} + p_{23}p_{33} &= 0 \\ p_{31}^2 + p_{32}^2 + p_{33}^2 &= 1 \end{aligned} \right\} \quad (5.9)$$

Al existir seis ecuaciones de ligadura, disponemos de tres grados de libertad. En tres dimensiones suelen utilizarse los tres ángulos de Euler.

Para el caso n-dimensional, cada vector debe cumplir

$$p_{i1}^2 + p_{i2}^2 + \dots + p_{in}^2 = 1 \quad (5.10)$$

y, cada dos

$$p_{i1}p_{j1} + p_{i2}p_{j2} + \dots + p_{in}p_{jn} = 0 \quad (5.11)$$

Por lo tanto, al proyectar sobre dos dimensiones nos quedamos con dos vectores y tendremos solamente tres ecuaciones de ligadura, una para la norma de cada vector y otra para el producto escalar entre ambos. Siendo así, para 5 dimensiones el número de ángulos que necesitamos es de 7, debido a que tenemos 2 vectores con 5 coeficientes cada uno, como se mostró en las

ecuaciones 5.1 y 5.2, dando un total de 10 coeficientes, pero que están relacionados a través de 3 ecuaciones de ligadura.

Para calcular dichos coeficientes fijamos los 5 primeros, a_i , como un vector cualquiera en el espacio de 5 dimensiones, haciendo que esté normalizado y expresándolos en función de las coordenadas hiperesféricas:

$$\left. \begin{aligned} a_1 &= \cos \theta \\ a_2 &= \text{sen } \theta \cos \phi \\ a_3 &= \text{sen } \theta \text{sen } \phi \cos \xi \\ a_4 &= \text{sen } \theta \text{sen } \phi \text{sen } \xi \cos \eta \\ a_5 &= \text{sen } \theta \text{sen } \phi \text{sen } \xi \text{sen } \eta \end{aligned} \right\} \quad (5.12)$$

Los coeficientes restantes, b_i , se calculan utilizando el método de Gram-Schmidt de forma que el vector esté normalizado, pero que, además, sea ortogonal al primero, obteniendo:

$$\begin{aligned} b_1 &= \pm \sqrt{b_2^2 + b_3^2 + b_4^2 + b_5^2} \\ b_2 &= \text{sen } \phi \cos \xi \text{sen } \theta' - \text{sen } \phi \text{sen } \xi \cos \theta' \text{sen } \phi' - \\ &\quad \text{sen } \phi \text{sen } \xi \text{sen } \eta \cos \theta' \cos \phi' \text{sen } \xi' + \cos \phi \cos \theta' \cos \xi' \cos \theta \\ b_3 &= -\cos \phi \text{sen } \theta' + \text{sen } \phi \text{sen } \xi \text{sen } \eta \cos \theta' \text{sen } \phi' - \\ &\quad \text{sen } \phi \text{sen } \xi \cos \eta \cos \theta' \cos \phi' \text{sen } \xi' + \text{sen } \phi \cos \xi \cos \theta' \cos \phi' \cos \xi' \cos \theta \\ b_4 &= \text{sen } \phi \text{sen } \xi \text{sen } \eta \text{sen } \theta' + \cos \phi \cos \theta' \text{sen } \phi' + \\ &\quad \text{sen } \phi \cos \xi \cos \theta' \cos \phi' \text{sen } \xi' + \text{sen } \phi \text{sen } \xi \cos \eta \cos \theta' \cos \phi' \cos \xi' \cos \theta \\ b_5 &= -\text{sen } \phi \text{sen } \xi \cos \eta \text{sen } \theta' - \text{sen } \phi \cos \xi \cos \theta' \text{sen } \phi' + \\ &\quad \cos \phi \cos \theta' \cos \phi' \text{sen } \xi' + \text{sen } \phi \text{sen } \xi \text{sen } \eta \cos \theta' \cos \phi' \cos \xi' \cos \theta \end{aligned} \quad (5.13)$$

Por lo tanto, hemos definido los 10 coeficientes en función de los 7 ángulos θ , ϕ , θ' , ξ , ϕ' , η y ξ' . Las expresiones que hemos obtenido tienen la ventaja de servir para un número menor de dimensiones, sin más que igualar a cero los últimos ángulos no utilizados. Por ejemplo, para el caso más simple, de 2 dimensiones, todos los ángulos serán nulos excepto θ , pues tenemos 4 coeficientes a fijar y 3 ligadura, obteniéndose:

$$x = \cos \theta z_1 + \text{sen } \theta z_2 \quad (5.14)$$

$$y = -\text{sen } \theta z_1 + \cos \theta z_2 \quad (5.15)$$

que representa un giro sobre el plano.

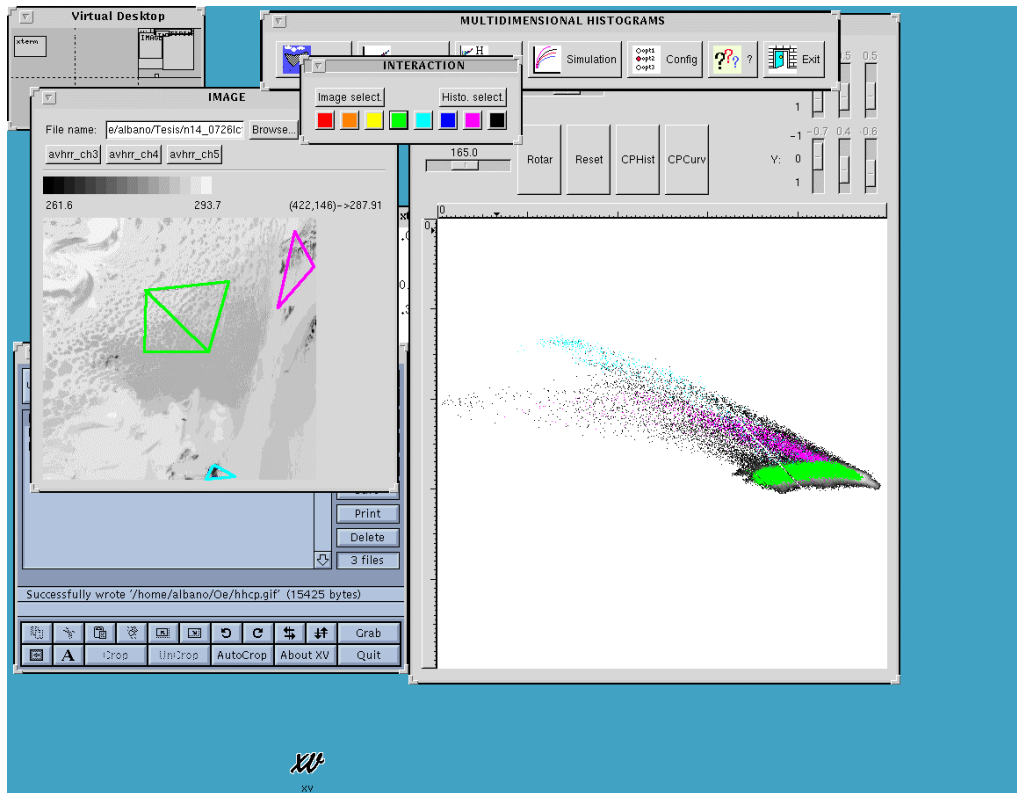


Figura 5.8. Identificación sobre el histograma multidimensional de los puntos seleccionados en la imagen.

5.3.2. Interacción con el visor de imágenes.

Una de las características más útiles del entorno de análisis es la posibilidad de interacción entre el visor de imágenes y la ventana que presenta los histogramas multidimensionales, es decir, es posible saber a que puntos en el histograma corresponde una determinada región de la imagen o viceversa.

La figura 5.8 muestra algunas regiones seleccionadas sobre la imagen y los puntos correspondientes en la proyección del histograma. Las regiones limitadas por líneas de color azul celeste y magenta corresponden a dos tipos de nubes altas y la encerrada por líneas verdes a nubes bajas, en concreto a estratocúmulos marinos.

La Figura 5.9 muestra la situación inversa, esto es, se han seleccionado varias regiones sobre la proyección del histograma y el programa calcula los píxeles de la imagen que pertenecen a cada una de esas regiones. Los píxeles verdes y rojos corresponden a dos tipos de nubes altas de espesor óptico elevado.

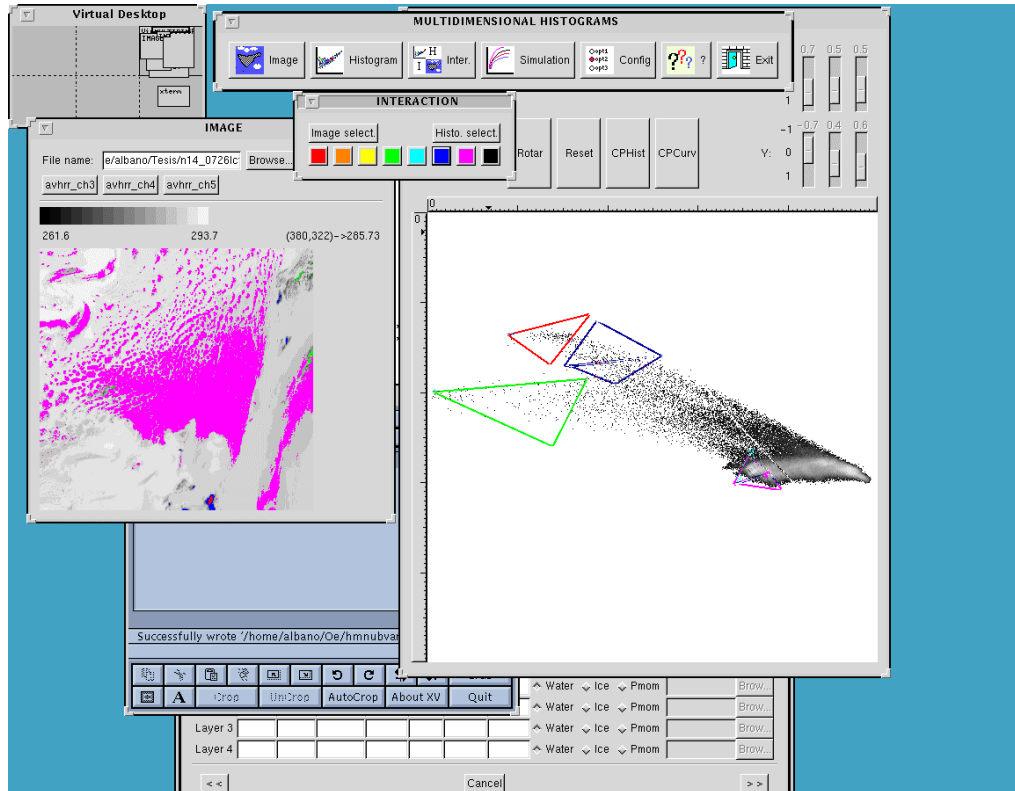


Figura 5.9. Identificación sobre la imagen de los puntos seleccionados en el histograma multidimensional.

Los azules representan nubes altas con espesor óptico menor y los rosados nubes bajas con gran espesor óptico.

Como podemos observar, esta opción del programa permite hacerse una idea bastante clara del comportamiento espectral de las distintas cubiertas, no solamente en el caso de las nubes, y su distribución en los histogramas.

5.4. CÁLCULO TEÓRICO DE LAS RADIANCIAS RECIBIDAS POR EL SATÉLITE.

Con el objetivo de poder explicar las radiancias recibidas por el satélite en las distintas bandas espectrales se ha creado una aplicación gráfica que permite especificar los parámetros de entrada al modelo de transferencia radiativa y el formato de los resultados arrojados por éste. Como modelo numérico se ha utilizado el SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer).

El SBDART (Ricchiazzi et al. 1996, Ricchiazzi et al. 1998) es un código, escrito en lenguaje FORTRAN, que ha sido diseñado para el análisis de una

amplia variedad de problemas de transferencia radiativa en el campo de la Teledetección y en los estudios del balance radiativo global. El programa se basa en una colección de modelos físicos de probada fiabilidad, que han sido desarrollados en las últimas décadas por la comunidad científica. La integración numérica de la ecuación de transferencia radiativa se realiza mediante el código DISORT, comentado en el capítulo 3. Esta es la razón principal por la que se ha elegido, pues los trabajos previos desarrollados en el seno del Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección en los que se había obtenido resultados altamente satisfactorios (González et al. 2000, Pérez et al. 2000) se basaban en el mismo. Además, el SBDART utiliza el modelo del LOWTRAN7 para la absorción, que igualmente ha sido empleado en trabajos previos y es uno de los códigos más utilizados internacionalmente. Sin embargo, se han realizado algunos cambios en el código para introducir algunas características nuevas, como es el caso de la resolución numérica de la dispersión simple de las gotas de las nubes.

A través de una serie de ventanas es posible especificar los valores de entrada al SBDART y la forma en la que se mostrarán o almacenarán los resultados de las simulaciones. Se obviarán en la siguiente relación aquellas ventanas que no estén relacionadas directamente con el modelo o con la visualización de los datos, como son aquellas de confirmación o de selección de opciones generales. Como hemos mencionado la intención no es describir la aplicación sino las facilidades que ofrece para la simulación, que principalmente están soportadas por el código SBDART, con algunos cambios.

5.4.1. Formato de salida.

El resultado de la simulación numérica de las radiancias recibidas por el satélite se puede mostrar en pantalla, como puntos o curvas, dependiendo del número de resultados, sobre el histograma multidimensional, o almacenado en el fichero especificado por el usuario. Asimismo se permite ambos tipos de salida simultáneamente. La Figura 5.10 muestra la ventana de selección de destino en la que se ha seleccionado esta última opción, proporcionando el nombre del fichero y eligiendo el color naranja para representar los datos sobre la proyección del histograma.

En el caso de optar por alguna de las opciones que implican la representación gráfica de los resultados, el número de bandas espectrales queda especificado, siendo igual al número de canales seleccionados para la realización del histograma, y las características de las mismas deben adecuarse a dicha selección. Si el destino es un fichero la especificación del número de bandas y sus características espectrales no están restringidas por las características del histograma.

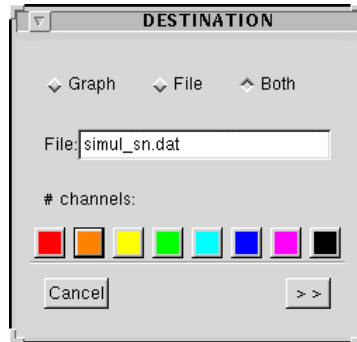


Figura 5.10. Ventana de selección del destino de los resultados de la simulación

La Figura 5.11 muestra, sobre la proyección del histograma multidimensional correspondiente a la imagen de la Figura 5.2, una curva que representa el resultado de la simulación teniendo en cuenta una capa de nube, sobre el mar, con gotas de $8\mu\text{m}$ de radio efectivo, e inmersa en una atmósfera que sigue el perfil estándar de una atmósfera tropical. La forma de especificar todas estas características será explicada en los siguientes apartados.

5.4.2. Respuesta espectral.

Cada banda para la que se calcula la radiancia teórica debe ser caracterizada desde el punto de vista espectral, lo que puede realizarse de dos maneras: o especificando las longitudes de onda mínima y máxima, con lo que el programa interpretará que la función filtro del canal es ideal entre esos límites, o se puede especificar el nombre del fichero que contiene la respuesta espectral de esa banda. Este fichero debe estar en código ASCII y tener el siguiente formato:

<longitud de onda mínima>

<longitud de onda máxima>

<Incremento en longitud de onda entre dos valores de la función del filtro>

<N: número de valores>

<valor de respuesta del filtro 1>

<valor de respuesta del filtro 2>

...

<valor de respuesta del filtro N>

donde <AA> simboliza un número real o entero que representa a la variable AA. Los datos que correspondan a los filtros de los sensores que deseemos utilizar deben encontrarse con este formato en ficheros independientes.

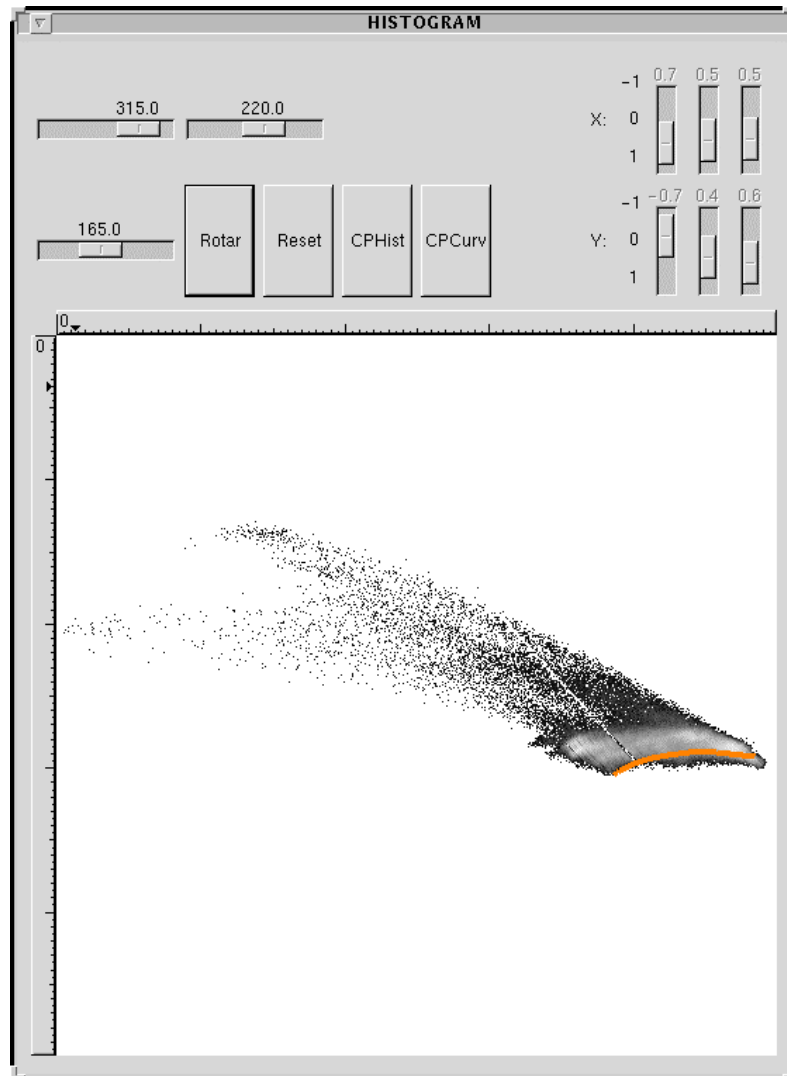


Figura 5.11. Curva correspondiente al resultado de una simulación numérica sobre el histograma.

Los cálculos dentro del intervalo especificado de longitudes de onda se realizan usando un incremento de $0.005\mu\text{m}$ o la décima parte de dicho intervalo, tomándose aquel valor menor de los dos, con el fin de proporcionar resultados suficientemente precisos cuando se tiene en cuenta la absorción molecular .

Como muestra la Figura 5.12, podemos especificar además la magnitud física en la que serán devueltos o representados los resultados. Aparte de radiancia, que es la magnitud que miden los sensores a bordo de los satélites, puede calcularse el albedo, para aquellos canales que observan la radiación solar

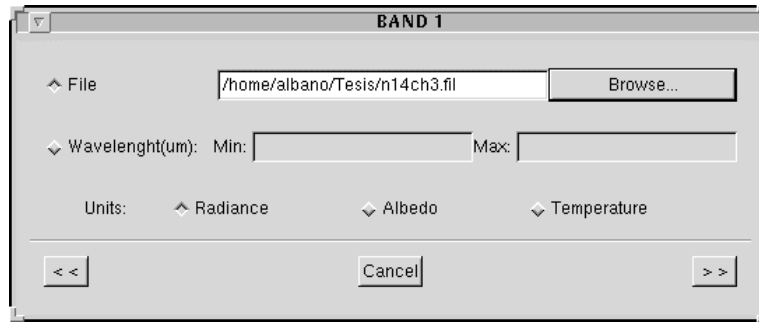


Figura 5.12. Ventana de selección las características espectrales de la banda 1.

reflejada por el sistema tierra-atmósfera, o la temperatura, para aquellos otros que tienen en cuenta la energía emitida por los objetos observados. En el caso del albedo se utiliza el flujo solar integrado en la banda que proporciona el SBDART. Para la temperatura de brillo, se utiliza la inversa de la función de Planck utilizando un número de onda efectivo, que depende de la temperatura, calculado utilizando el método sugerido por Sospedra et al. (1998).

5.4.3. Geometría del problema.

La especificación de la posición del Sol y el satélite respecto al punto observado sigue el mismo criterio especificado en el capítulo 3 para el desarrollo de la ecuación de transferencia radiativa. De esta forma debemos especificar el ángulo cenital solar, respecto a la normal del plano observado, el ángulo cenital del satélite y el ángulo acimutal entre ambos, todos en grados, en la ventana que se muestra en la Figura 5.13. Para realizar simulaciones en las que no se desee tener en cuenta la contribución de la radiación solar a las radiancias calculadas, caso que corresponde con las imágenes tomadas durante la noche, basta asignar un ángulo mayor de 90° al ángulo cenital solar, con lo que situaríamos el sol bajo el horizonte.

Asimismo, puede especificarse, opcionalmente, el día juliano para el que se realizará la simulación. El hecho de tener en cuenta el día del año es debido a la variación en la distancia Tierra-Sol, que puede ser introducida en el SBDART a través del denominado factor de distancia solar, *solfac*, y que está relacionado con el día juliano de la siguiente forma:

$$\text{solfac} = \left[1 - e \times \cos\left(\frac{2\pi(d - p)}{365}\right) \right]^{-2} \quad (5.1)$$

donde *e* es la excentricidad orbital (*e*=0.01673), *d* es el día juliano y *p* el día de perihelio (*p*=2).

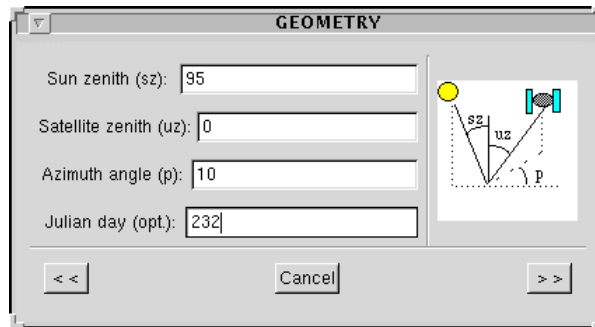


Figura 5.13. Ventana de selección de la geometría del sensor y el Sol.

5.4.4. Propiedades de la superficie.

El comportamiento radiativo de las superficies observadas por el satélite depende de la longitud de onda, por lo que las características de las mismas deben ser especificadas para cada una de las bandas espectrales utilizadas en la simulación. Lo más sencillo es suponer que la superficie sigue un comportamiento lambertiano, siendo caracterizada por su albedo. Si bien es posible introducir cualquier albedo por parte del usuario, lógicamente entre 0 y 1, se permite elegir entre varias superficies típicas en la ventana mostrada en la Figura 5.14: mar, agua clara, lago (Kondratyev 1969), nieve (Wiscombe et al. 1980), arena (Statter et al. 1978) y vegetación (Reeves et al. 1975), o una combinación de cuatro de ellas.

Hemos incluido la opción de introducir en la simulación superficies que no correspondan a un modelo lambertiano y de las que conozcamos su BRDF. Para ello, debe indicarse el nombre de un fichero que contenga los coeficientes del desarrollo de Legendre de dicha función y que debe tener el siguiente formato:

```
<Número de coeficientes (N)>
<Coeficiente 1>
<Coeficiente 2>
...
<Coeficiente N>
```

Para tener en cuenta la emisión térmica de la superficie es necesario conocer, además de los parámetros indicados anteriormente, la temperatura a la que se encuentra la misma. En principio, la temperatura será la misma para todas las bandas, sin bien el usuario puede cambiarlas para tener en cuenta alguna otra característica no considerada en el modelo.

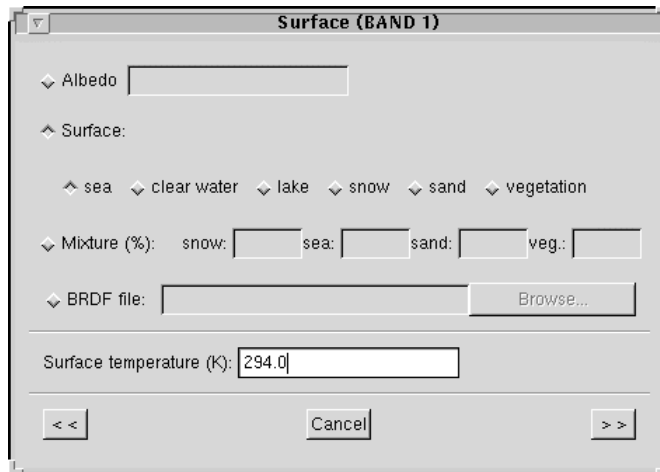


Figura 5.14. Ventana de especificación de las propiedades de la superficie para la banda espectral 1.

5.4.5. Modelo atmosférico.

Existen tres opciones a la hora de fijar el modelo atmosférico que será utilizado para el cálculo de la ecuación de transferencia radiativa. En primer lugar se puede elegir una de las atmósferas estándar (McClatchey et al. 1972) que han sido ampliamente utilizadas por la comunidad científica y que proporcionan perfiles verticales de presión, temperatura y densidad de vapor de agua y ozono. La segunda opción es especificar dichos valores en un fichero con el siguiente formato:

```
<Número de capas (N)>
<Altura c.1> <Presión c.1> <Temp. c.1> <Den. vap. agua c.1> <Den. O3 c.1>
<Altura c.2> <Presión c.2> <Temp. c.2> <Den. vap. agua c.2> <Den. O3 c.2>
...
<Altura c.N><Presión c.N><Temp. c.N><Den.vap. agua c.N><Den. O3 c.N>
```

donde la altura se expresa en kilómetros, la presión en milibares, la temperatura en Kelvin y ambas densidades en gramos por metro cúbico.

Por último, se pueden especificar los mismos valores sobre la propia ventana, que se muestra en la Figura 5.15, lo cuál es útil cuando se definen atmósferas muy sencillas formadas sólo por unas pocas capas, en este caso hasta 6.

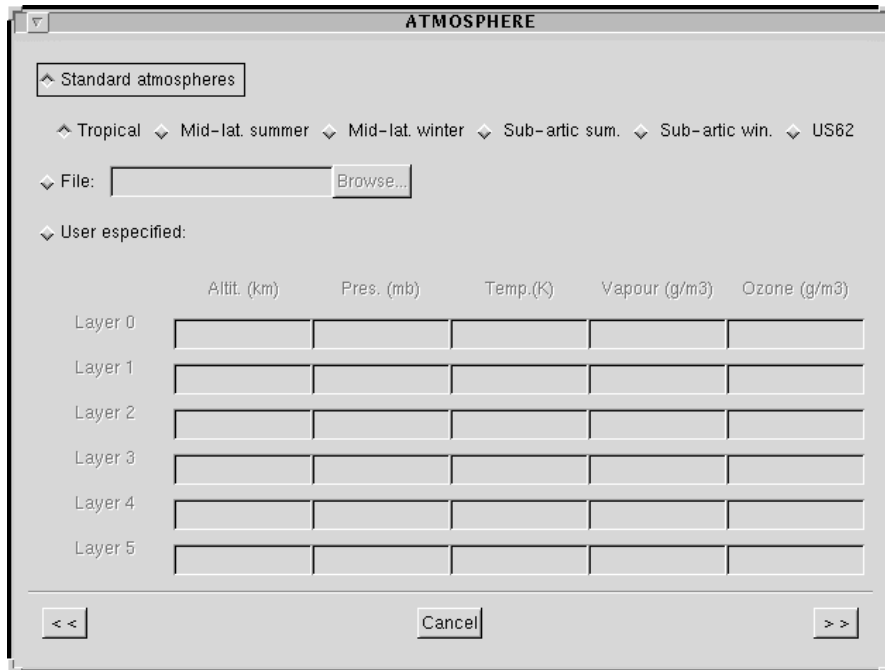


Figura 5.15. Ventana de especificación de las propiedades de las diferentes capas de la atmósfera.

Existe también la posibilidad de modificar la cantidad total de vapor de agua y ozono, pero utilizando la distribución vertical dada por uno de los perfiles, tanto estándar como introducido por el usuario. Para ello puede especificarse la cantidad total de vapor de agua integrada en g/cm^2 y la concentración integrada de ozono ($\text{atm}\cdot\text{cm}$, $1 \text{ atm}\cdot\text{cm} = 1000$ unidades Dobson), como se muestra en la Figura 5.16.

El resto de los componentes atmosféricos que afectan de manera significativa alguna región del espectro pueden ser especificados mediante su proporción de volumen de mezcla en partes por millón (ppm). Para dejar alguno de estos parámetros en su valor estándar (Ricchiazzi et al. 1998) se asigna un valor negativo a la casilla correspondiente.

Los modelos de absorción de bandas, para los gases atmosféricos, utilizados por el SBDART han sido obtenidos a partir de los modelos del LOWTRAN 7 (Ricchiazzi et al. 1998).

Por último es posible especificar un parámetro denominado factor de sensibilidad de la dispersión Rayleigh, que modifica la magnitud de la dispersión producida por los gases atmosféricos, siendo útil para realizar estudios comparativos del efecto de la misma.

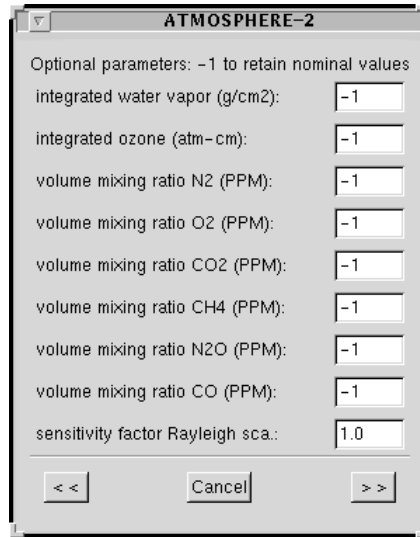


Figura 5.16. Ventana de especificación de las concentraciones de otros gases absorbentes.

5.4.6. Capas nubosas.

El programa permite introducir hasta 5 capas nubosas, lo que puede utilizarse para representar tipos de nubes diferentes que coexisten, por ejemplo, una capa de cirros sobre estratocúmulos marinos, o para modelizar una sola capa formada a su vez por varias regiones con propiedades diferentes, por ejemplo se podría suponer una distribución vertical específica de los tamaños de las gotas.

Para cada una de las nubes es necesario proporcionar una serie de parámetros de entrada. La base y el tope de la capa nubosa en kilómetros, que va a definir la temperatura de la misma según el perfil atmosférico seleccionado. Su espesor óptico a $0.55\mu\text{m}$, que tiene en cuenta la densidad de partículas. El radio efectivo de la distribución de tamaños de las gotas (μm) y su varianza efectiva, ambos definidos en el capítulo 3. La humedad relativa dentro de la capa, entre 0 y 1, pero si se introduce un valor negativo o se deja en blanco se utilizará la densidad de vapor de agua correspondiente al mismo nivel en el perfil vertical de la atmósfera. La fracción del pixel cubierta por la capa nubosa, en tanto por uno y si la nube está compuesta por gotas de agua o cristales de hielo. Estos parámetros se introducen usando la ventana mostrada en la Figura 5.17.

Todo el código del SBDART relacionado con las nubes ha sido sustituido por los métodos explicados en el capítulo 3, esto es, el código MIEV0 para el cálculo de los parámetros característicos de la dispersión Mie, suponiendo partículas esféricas, tanto de agua como de hielo, cuya distribución de tamaños sigue una función gamma.

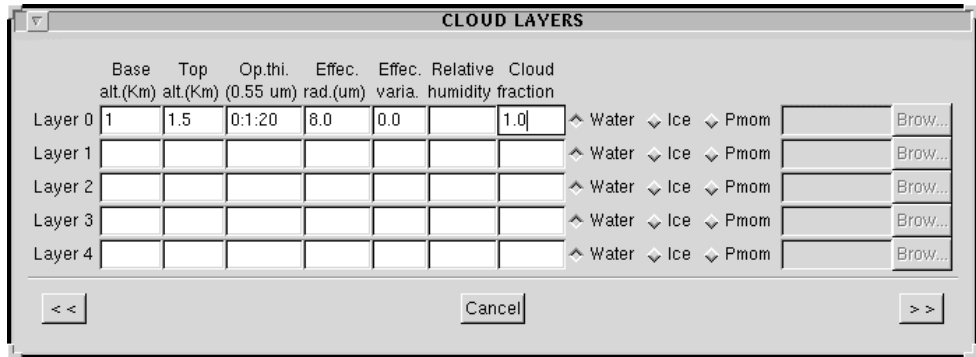


Figura 5.17. Ventana de especificación de las capas nubosas.

Además, para poder incluir partículas de cualquier tipo, se permite la especificación directa de los parámetros de la dispersión simple para cada longitud de onda, esto es, la eficiencia de extinción, el albedo de dispersión simple y los coeficientes del desarrollo de Legendre de la función de fase. El fichero correspondiente debe tener el siguiente formato:

<Nº de longitudes de onda (L)>

<Nº de coeficientes para cada longitud de onda (M)>

<longitud de onda 1>

<Eficiencia de extinción>

<Albedo de dispersión simple>

<Coeficiente 1>

...

<Coeficiente M>

<longitud de onda 2>

<Eficiencia de extinción>

<Albedo de dispersión simple>

<Coeficiente 1>

...

<Coeficiente M>

...

...

<longitud de onda L>
<Eficiencia de extinción>
<Albedo de dispersión simple>
<Coeficiente 1 >
...
<Coeficiente M>

Los valores para aquellas longitudes de onda que no estén representadas en el fichero serán interpoladas utilizando los datos correspondientes. Lógicamente debe contener los valores para $0.55\mu\text{m}$ pues el espesor óptico se define a esta longitud de onda.

Esta forma de introducir los resultados de la dispersión simple permite simular la dispersión múltiple de cualquier tipo de partículas, sean de nubes o no. Por ejemplo, se podrían utilizar códigos que resuelvan la dispersión Mie para cristales hexagonales de hielo, como se mencionó en el capítulo 3.

En la Figura 5.17 se puede observar que en la casilla correspondiente al espesor óptico se ha introducido 0:1:20, que significa que este parámetro se hará variar desde 0 hasta 20 con incrementos igual a 1. Esta sintaxis para introducir parámetros variables se explicará en el apartado 5.4.8.

5.4.7. Aerosoles.

De forma similar al caso de las nubes, se pueden especificar hasta 5 capas de aerosoles estratosféricos, usando la ventana que se muestra en la Figura 5.18. Se permite utilizar las características radiativas de 4 tipos de aerosoles, los de fondo, los volcánicos, tanto recientes como antiguos, y los meteóricos. Para indicar la cantidad de los mismos se utiliza el espesor óptico a $0.55\mu\text{m}$. Por otro lado, se supone que, como su nombre indica, se encuentran en las capas altas de la atmósfera, si bien es posible, de forma opcional, especificar otra altura a la que se deseen colocar.

En cuanto a los aerosoles de la capa límite, se permiten tres opciones diferentes y se utiliza la ventana mostrada en la Figura 5.19. Elegir alguno de los modelos incluidos en el SBDART, esto es, aerosoles rurales, urbanos, oceánicos o troposféricos, especificando la humedad relativa y la visibilidad meteorológica horizontal a $0.55\mu\text{m}$. Optar por la asignación de las propiedades radiativas de los aerosoles mediante dos ficheros. Uno que tenga en cuenta el comportamiento espectral con el siguiente formato:

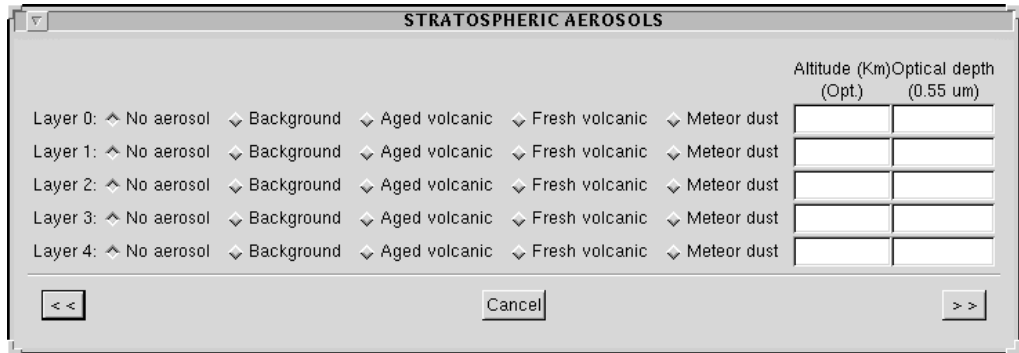


Figura 5.18. Ventana de especificación de aerosoles estratosféricos.

<Nº de longitudes de onda ($2 \leq L \leq 47$)>
<long. onda 1> <espesor óptico> <albedo de disp. simple> <factor asimet.>
<long. onda 2> <espesor óptico> <albedo de disp. simple> <factor asimet.>
...
<long. onda L> <espesor óptico> <albedo de disp. simple> <factor asimet.>

y el otro la distribución vertical, de la forma:

<Número de niveles de aerosoles ($1 \leq N \leq 50$)>
<Altura nivel 1 (Km.)> <Densidad de aerosoles en el nivel 1>
<Altura nivel 2 (Km.)> <Densidad de aerosoles en el nivel 2>
...
<Altura nivel N (Km.)> <Densidad de aerosoles en el nivel N>

donde las unidades de las densidades son arbitrarias pues el perfil total se escala según el espesor óptico total especificado en el otro fichero. Los valores entre dos de las alturas indicadas en el fichero son interpolados usando una función logarítmica.

Por último, se puede utilizar una ley potencial para la dependencia espectral (Ricchiazzi et al. 1998), especificando sólo un valor para el albedo de dispersión simple y el factor de asimetría, además del espesor óptico para $0.55\mu\text{m}$.

Los modelos de aerosoles incluidos en el código del SBDART han sido extraídos tanto del código 5s (Tanre 1990) como del LOWTRAN 7 (Knizys et al. 1988)

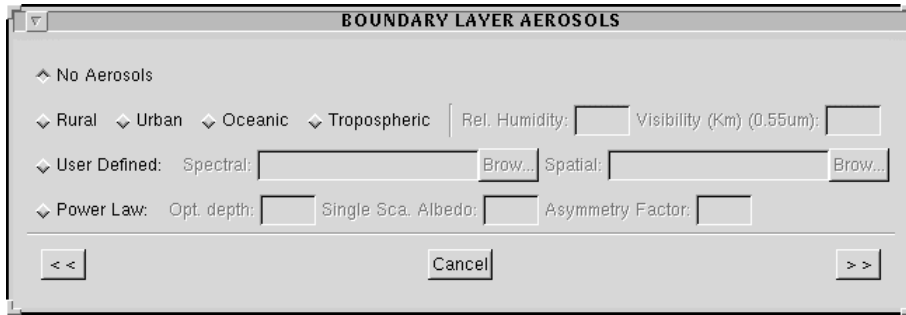


Figura 5.19. Ventana de especificación de aerosoles de la capa límite.

5.4.8. Intervalo de variación de los parámetros.

Con el fin de representar curvas sobre los histogramas multidimensionales o, simplemente almacenar los resultados de una simulación cuando uno de los parámetros de la misma varía, se puede especificar un intervalo de variación y el incremento de la misma, véase por ejemplo la Figura 5.17. La forma de especificarlo es introduciendo en la casilla correspondiente esos tres valores de la siguiente forma:

<valor inicial> : <incremento> : <valor final>

Lógicamente, para crear una curva sólo se puede especificar una variación en un parámetro simultáneamente. Los parámetros que son susceptibles de variar están especificados en la Tabla 5.1 agrupados por ventanas:

Tabla 5.1. Parámetros que pueden variarse en las distintas ventanas.

Ventana	Parámetros
Geometría	Ángulo cenital solar, ángulo cenital del satélite y ángulo de fase entre ambos.
Superficie	Albedo y temperatura.
Atmósfera I	Todos los valores especificados directamente en la ventana: altura, presión, temperatura, densidad de vapor de agua u ozono de alguna de las capas.
Atmósfera II	Todos los valores: las concentraciones de los gases, las cantidades integradas de vapor de agua y ozono o el factor de la dispersión Rayleigh.
Nubes	En una de las capas, cualquiera de las dos alturas, base o tope de la nube, el espesor óptico, el radio o su varianza efectiva, la humedad relativa o la fracción cubierta por la nube.
Aerosoles estratosféricos	La altura o el espesor óptico para alguna de las capas.
Aerosoles de la capa límite	Para alguno de los tipos estándar se puede variar la humedad relativa o la visibilidad. Para los que siguen la ley potencial el espesor óptico, el albedo de dispersión simple o el factor de asimetría

Capítulo 6

Propiedades radiativas de las nubes en los canales infrarrojos.

Las radiancias recibidas por los sensores a bordo de los satélites dependen de la superficie observada y del estado de la atmósfera. En el caso de la observación de las nubes las radiancias están en función de los parámetros macrofísicos y microfísicos de las nubes, de la superficie bajo ellas y de las condiciones de la atmósfera. Por esta razón, y con el fin de mejorar el conocimiento sobre el efecto de todos estos factores, facilitar la interpretación de los histogramas y estudiar las posibilidades de clasificación de las nubes utilizando el radiómetro AVHRR, se ha utilizado la herramienta desarrollada con este propósito, el entorno de análisis y simulación explicado en el capítulo anterior. Por medio de esta herramienta se han realizado simulaciones teóricas teniendo en cuenta distintos tipos de nubes y diferentes condiciones atmosféricas.

Como se expuso en la introducción, la mayor parte de los algoritmos de clasificación de nubes se basan en imágenes tomadas durante el día, lo que facilita en gran medida dicha tarea debido al comportamiento específico de los diferentes tipos de nubes en lo que se refiere a la reflexión de la radiación solar. En este estudio se utilizarán imágenes nocturnas del sensor AVHRR, lo que implica el uso de los canales de infrarrojo medio y térmico, al no recibirse señal en canales 1 y 2, situados en el visible e infrarrojo cercano durante la noche. Además, en estas condiciones, el canal 3 solamente dará cuenta de la radiación emitida por los objetos observados, no existiendo la componente procedente de la reflexión de la radiación solar.

6.1. TEMPERATURAS DE BRILLO EN LOS CANALES INFRARROJOS DEL AVHRR.

Debido a su situación espectral, las radiancias que reciben los canales 3, 4 y 5 del AVHRR difieren bastante entre sí, siendo las radiancias medidas en el canal 3 varios órdenes de magnitud menores que las de los otros dos canales. Por esto, los resultados de las simulaciones se expresarán en función de las temperaturas de brillo correspondientes, lo que facilita su interpretación.

Al tratarse de histogramas tridimensionales, ya que sólo utilizamos tres canales, los resultados se presentarán como las tres proyecciones sobre los tres planos coordenados. De esta forma, podemos comprobar las relaciones entre las temperaturas obtenidas por estos canales.

Comenzaremos por exponer el efecto de los valores de los distintos parámetros de la capa nubosa en las temperaturas de brillo, para continuar con la influencia de otros factores como las condiciones atmosféricas, el suelo bajo la nube o la geometría de observación. Para el tamaño de las partículas de la nube supondremos una distribución gaussiana infinitamente estrecha, pues nos interesan los comportamientos radiativos globales al variar este parámetro y no las oscilaciones locales explicadas en el Capítulo 3. Además, la carga computacional se reduce considerablemente al calcular las radiancias para una menor cantidad de radios diferentes.

6.1.1. Influencia de los parámetros de la cobertura nubosa.

Muchos autores sugieren la división de los diferentes tipos de nubes según su espesor y altura/temperatura (Rosow et al. 1991, Ockert-Bell et al. 1992, Baum et al. 1997a), y, excepcionalmente, en función del radio de las partículas y su cobertura, pues son realmente los parámetros importantes de cara al estudio de su influencia en el cambio climático global. Por esta razón, para simular los diferentes comportamientos hemos definido tres grandes grupos de nubes: Las nubes bajas, con temperaturas relativamente altas y radios pequeños. Las nubes medias, situadas a una altura intermedia, lo que implica temperaturas más bajas y radios mayores, pero siguen estando compuestas en su mayor parte de agua. Por último, las nubes altas formadas por partículas de hielo debido a la baja temperatura a la que se encuentran.

Las simulaciones realizadas en este apartado no tienen en cuenta el efecto de la atmósfera, caso que será abordado más adelante, por lo que se ha supuesto que no existe ningún gas absorbente en la atmósfera que rodea la nube. De la misma forma, se ha supuesto bajo la nube una superficie fija, que corresponde con el modelo de agua de mar, la cual se comporta de forma parecida al cuerpo negro debido a su alta emisividad.

6.1.1.1. Espesor óptico.

Como explicamos en el capítulo 3, el espesor óptico de la nube da cuenta del ancho geométrico de la capa y la concentración total de partículas, siendo especificado para $0.55\mu\text{m}$. De esta forma, cuando el espesor óptico es nulo no existiría nube y cuando éste toma valores altos puede ocurrir que la nube tenga un espesor grande, que la densidad de partículas sea elevada o que se den ambas situaciones a la vez.

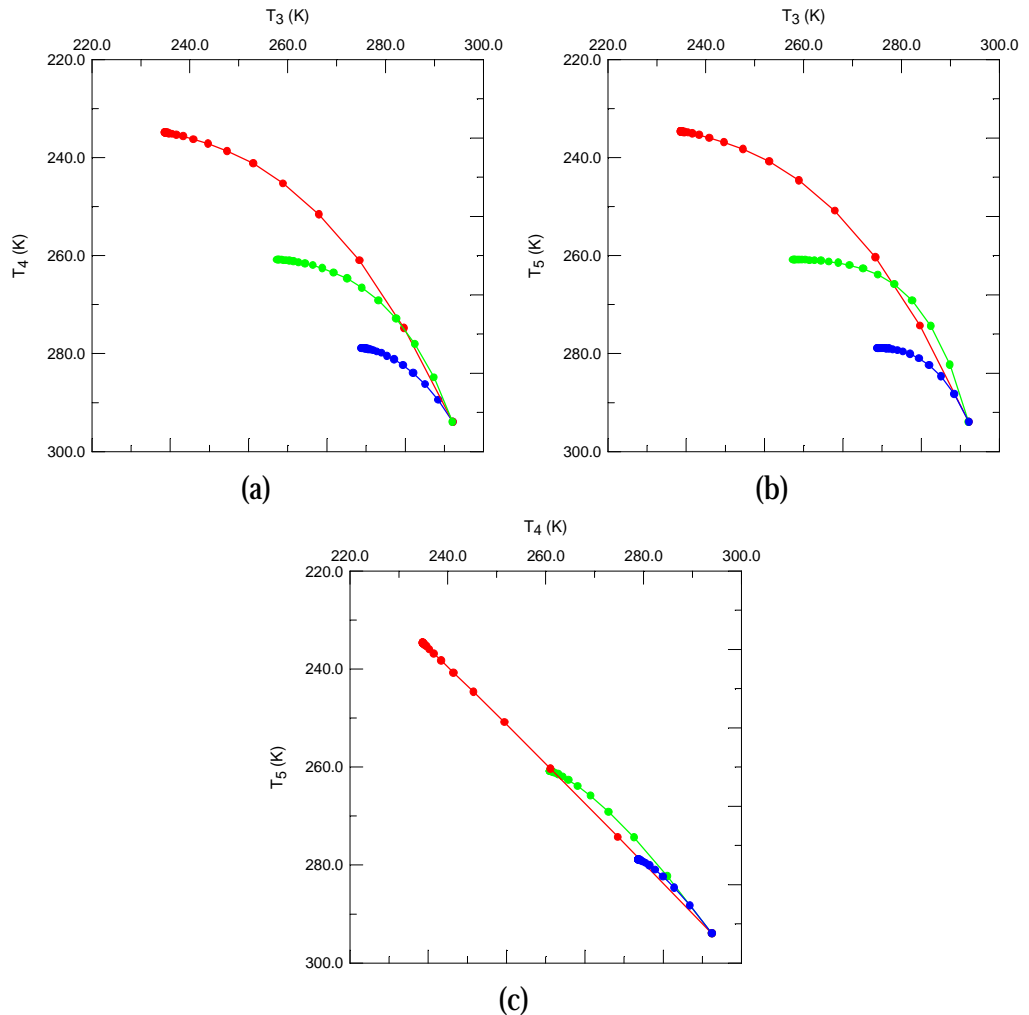


Figura 6.1. Variación del espesor óptico (desde 0 hasta 20 a intervalos regulares e iguales a 1) para nubes bajas (azul), medias (verde) y altas (rojo). Cada punto corresponde a un espesor óptico.

La Figura 6.1 muestra las proyecciones, sobre los tres planos formados por los canales 3, 4 y 5 del AVHRR, de las temperaturas obtenidas para tres tipos de nubes diferentes. La curva azul corresponde a diferentes espesores ópticos para una nube baja con temperatura $T_n=279.0\text{K}$ y un radio efectivo de las gotas de agua $r_{\text{eff}}=8.0\mu\text{m}$. La verde corresponde a una nube media ($T_n=261.0\text{K}$, $r_{\text{eff}}=8.0\mu\text{m}$) y la roja a una nube alta ($T_n=235.0\text{K}$, $r_{\text{eff}}=80.0\mu\text{m}$), esta última compuesta por partículas de hielo que, como hemos especificado en el Capítulo 3, se supondrán esféricas. El espesor óptico se ha variado desde 0 hasta 20 a intervalos regulares e iguales a 1, y se ha supuesto una temperatura de suelo $T_s=294.0\text{K}$.

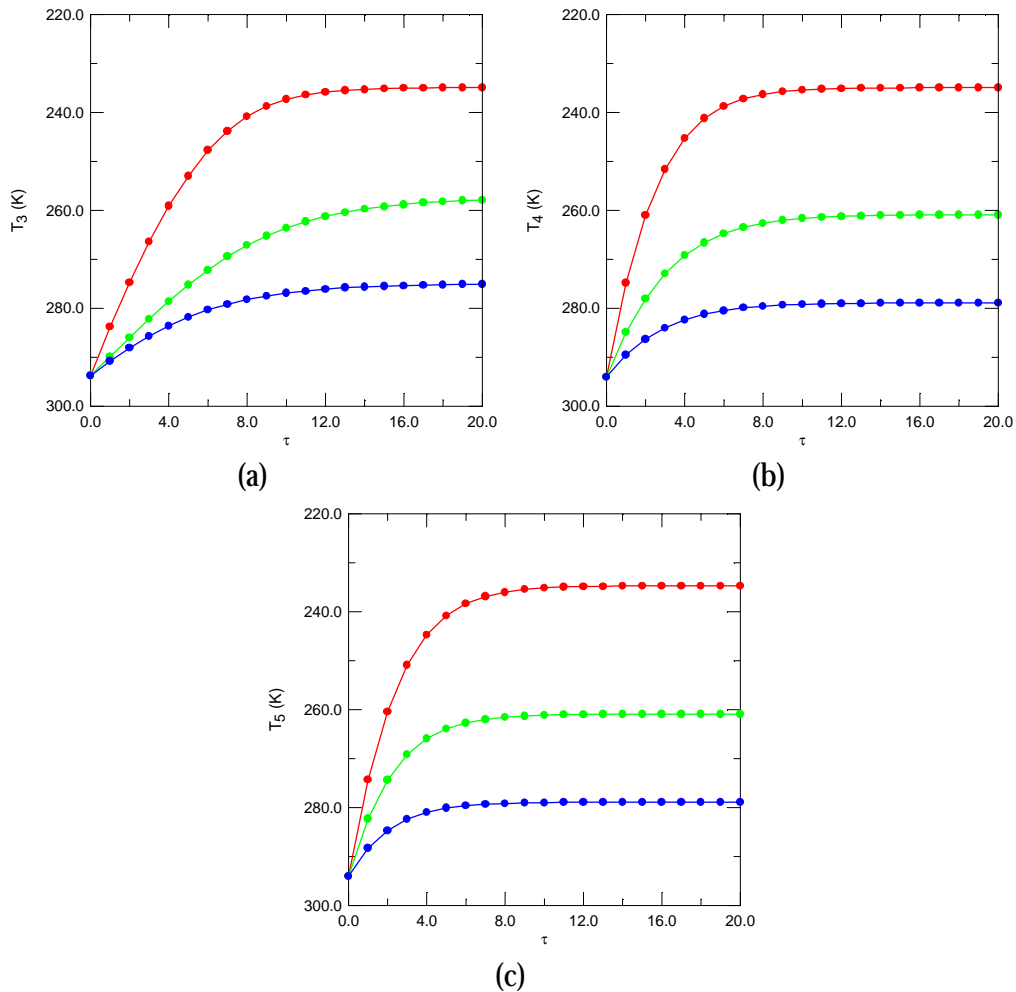


Figura 6.2. Temperaturas de brillo en función del espesor óptico τ para nubes bajas (azul), medias (verde) y altas (rojo).

Podemos observar que el comportamiento no es lineal al aumentar el espesor óptico, variaciones iguales de espesor óptico produce variaciones mayores en las temperaturas cuando éste es bajo, llegándose a un comportamiento asintótico para valores mayores. Esto se observa con más claridad en la Figura 6.2, donde es evidente que la evolución es más rápida para los canales 4 y 5. De ambas figuras puede extraerse que el comportamiento es similar, aunque no igual, en los canales del infrarrojo térmico, siendo apreciablemente diferente para el canal 3. Esto es notorio sobre todo para valores intermedios de espesor óptico donde las curvas de temperaturas se alejan en mayor medida de la diagonal que representa valores idénticos en los dos canales de las figuras 6.1.a y 6.1.b. En la Figura 6.1.c las curvas no se alejan mucho de dicha diagonal.

Cuando no existe nube, lo que corresponde a un espesor óptico nulo, la temperatura de brillo observada en los tres canales corresponde a la temperatura de la superficie. En el otro extremo, cuando el espesor óptico es lo suficientemente elevado, las temperaturas tienden a la temperatura de la capa nubosa, acercándose más en el caso de los canales 4 y 5. El comportamiento del canal 3 se estudiará con más detalle en los siguientes apartados al tener en cuenta los demás parámetros de la nube.

6.1.1.2. Radio efectivo.

El tamaño de las partículas que componen la nube es otro de los parámetros que determinan las temperaturas de brillo observadas por el satélite. Este efecto es mayor para el canal 3, como se mostró en el tercer capítulo.

La Figura 6.3 muestra los resultados para una nube baja con diferentes radios. Cada curva corresponde a la misma nube, con el mismo radio y temperatura, y el espesor óptico variable. Vemos que, de nuevo, el comportamiento del canal 3 difiere más de los otros que estos entre sí. Las temperaturas de brillo de los canales 4 y 5 tienden a la temperatura de la nube ($T_n=286.0K$) cuando el espesor óptico aumenta, excepto para radios muy bajos, para los que la temperatura alcanzada es un poco inferior. Por otro lado, el canal 3 nunca llega a representar la temperatura de la capa nubosa (para los radios representados), existiendo para radios pequeños una diferencia considerable entre la temperatura real y la de brillo. Para espesores suficientemente altos la transmisividad de la nube es nula pero no su reflectividad, por lo que su emisividad es menor que la unidad, siendo la radiación emitida menor a la que emitiría un cuerpo negro a la misma temperatura.

Podemos observar que la dependencia con el radio se ve reflejada, sobre todo, en las temperaturas medidas por el canal 3. Sin embargo, aunque en menor medida, los otros dos canales se ven también afectados ante una variación en el tamaño de las partículas, por lo que no podemos aislar este comportamiento como sucede en los estudios de datos diurnos, como se comentó en la sección 3.2.3. Este acoplamiento dificulta la interpretación de las radiancias medidas por el sensor y la identificación de los efectos de los distintos parámetros a partir de los canales espectrales.

En la Figura 6.3, no se aprecian las oscilaciones de las propiedades radiativas de las nubes al variar el radio efectivo, como se comentó en el Capítulo 3, a pesar de estar trabajando con varianzas efectivas infinitamente pequeñas, pues los radios están bastante separados entre sí.

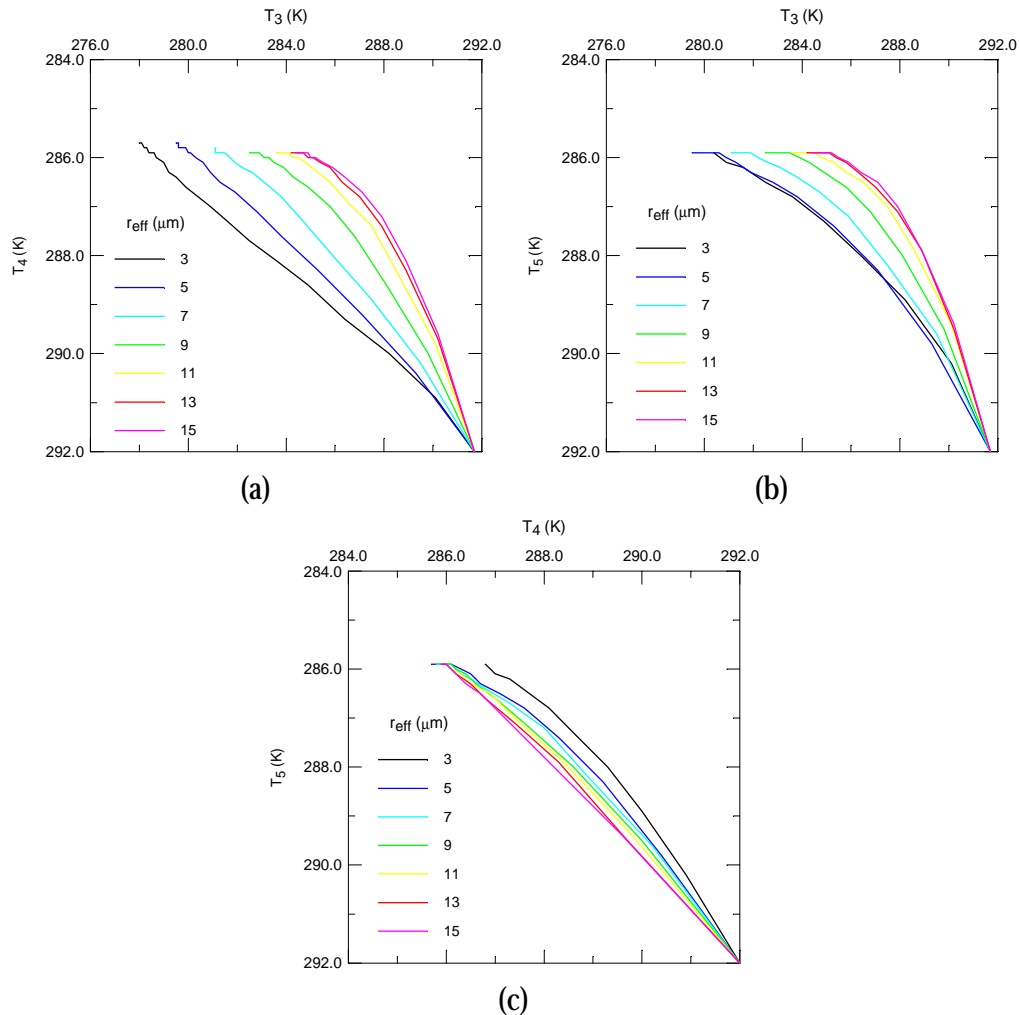


Figura 6.3. Temperaturas de brillo en función del radio efectivo r_{eff} para una nube baja ($T_s=292.0\text{K}$, $T_n=286.0\text{K}$). Para cada curva r_{eff} es fijo y varía τ .

En la Figura 6.4 se muestran resultados similares para una nube media, algo esperado, pues se trata de una nube compuesta igualmente de gotas de agua, y lo único que la diferencia es la temperatura y los radios de las partículas. Podemos comprobar que los radios también siguen un comportamiento similar al espesor óptico, es decir, a partir de un valor lo suficientemente grande, pequeñas variaciones del mismo no afectan a las temperaturas de brillo medidas por el radiómetro. Esto podría intuirse del comportamiento de las propiedades radiativas de la dispersión Mie frente al radio, mostrado en las figuras 3.7 a 3.10, en las que se muestra el comportamiento asintótico de dichas propiedades.

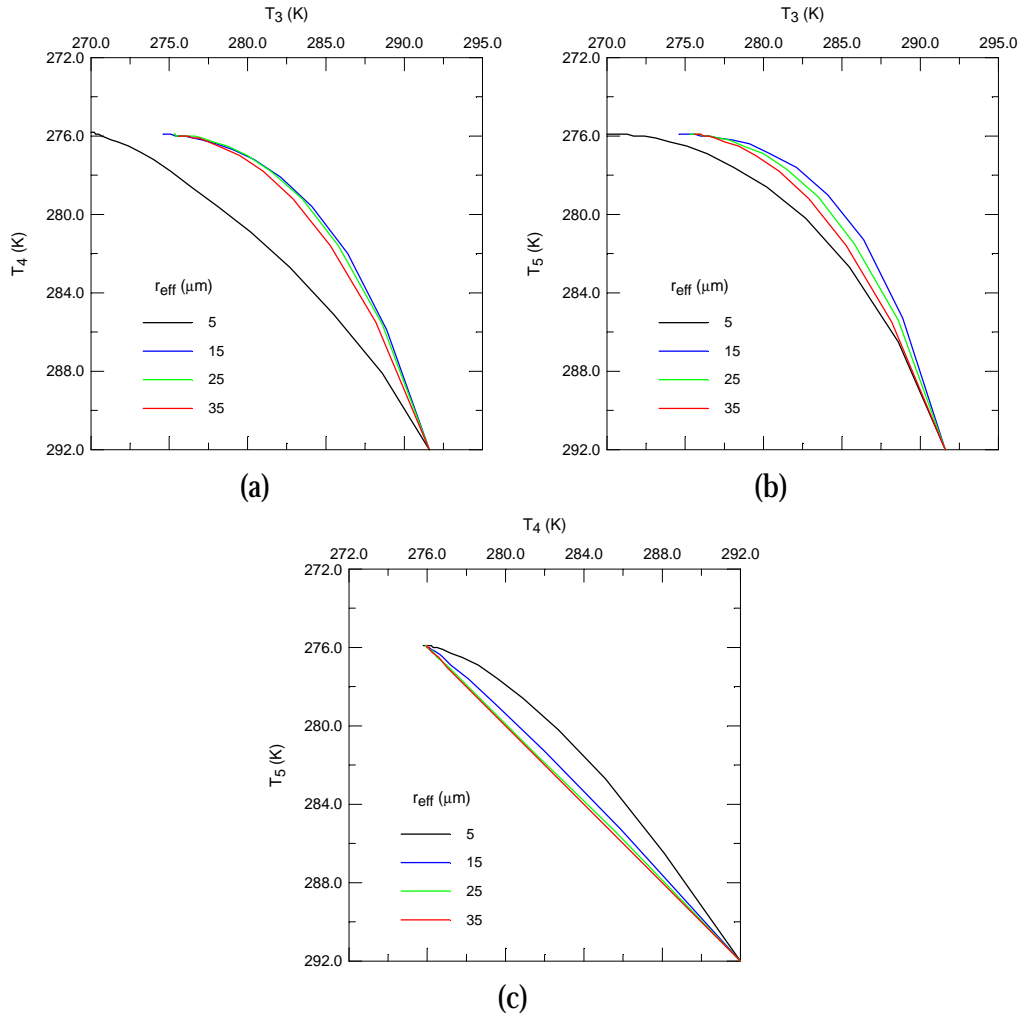


Figura 6.4. Temperaturas de brillo en función del radio efectivo r_{eff} para una nube media ($T_s=292.0\text{K}$, $T_n=276.0\text{K}$). Para cada curva r_{eff} es fijo y varía τ .

Inspeccionando los resultados mostrados en el capítulo 3 para la dispersión simple, observamos que, si bien las propiedades radiativas de las partículas de hielo son diferentes de aquellas constituidas por agua, debido los distintos índices de refracción complejos, el comportamiento general de las curvas debe ser similar. Esto puede comprobarse en la Figura 6.5, que muestra las temperaturas de brillo obtenidas para nubes altas con diferentes radios. Para radios lo suficientemente grandes los canales 4 y 5 tienen comportamientos prácticamente iguales.

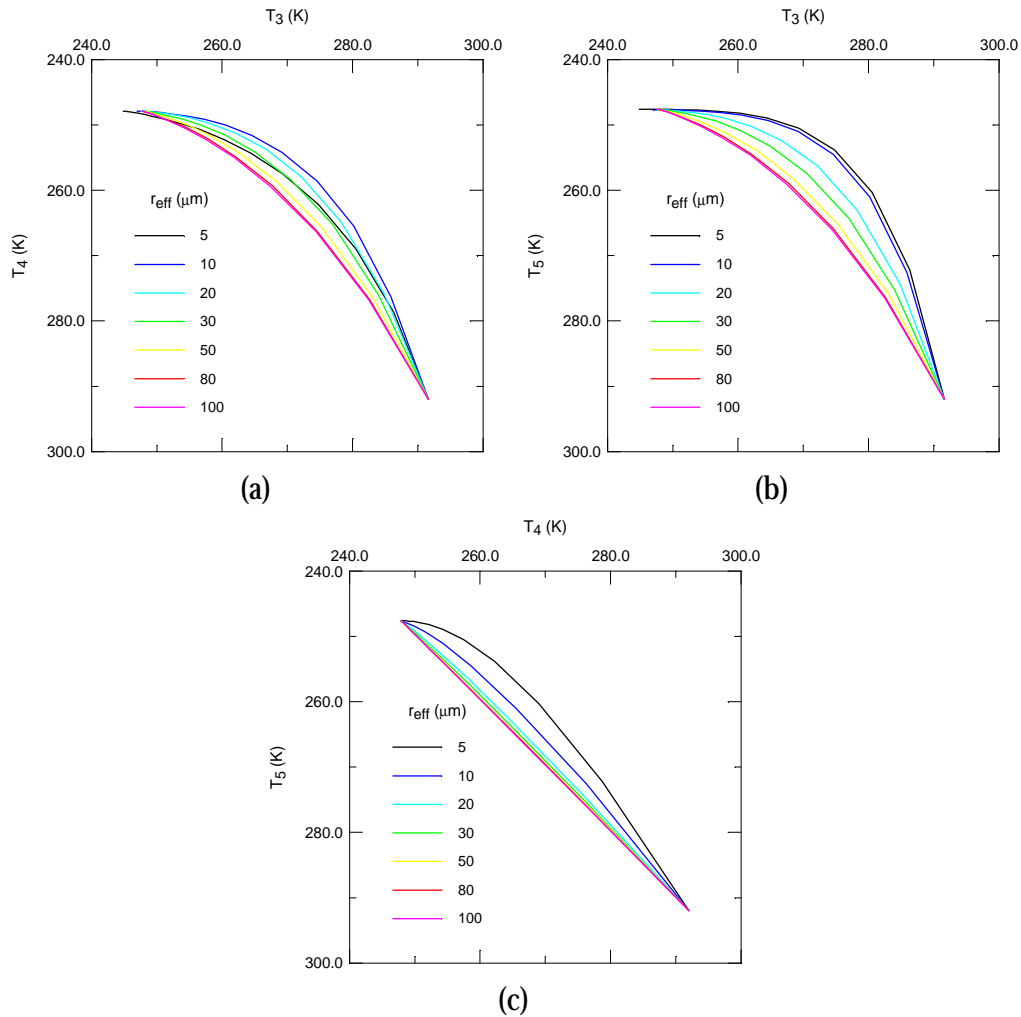


Figura 6.5. Temperaturas de brillo en función del radio efectivo r_{eff} para una nube alta ($T_s=292.0\text{K}$, $T_n=248.0\text{K}$). Para cada curva r_{eff} es fijo y varía τ .

6.1.1.3. Temperatura de la nube.

A diferencia del comportamiento de las curvas de temperaturas de brillo con el tamaño de las partículas, que cambian de forma apreciablemente al variar el radio, un cambio en la temperatura de la nube produce un desplazamiento en el valor mínimo de dichas curvas, aproximándose, para espesores ópticos lo suficientemente grandes, a la temperatura de la nube (teniendo en cuenta la peculiaridad del canal 3, ya discutida). La Figura 6.6 muestra este comportamiento para el caso de una nube formada por gotas de agua cuyo radio efectivo es $r_{\text{eff}}=8.0\mu\text{m}$.

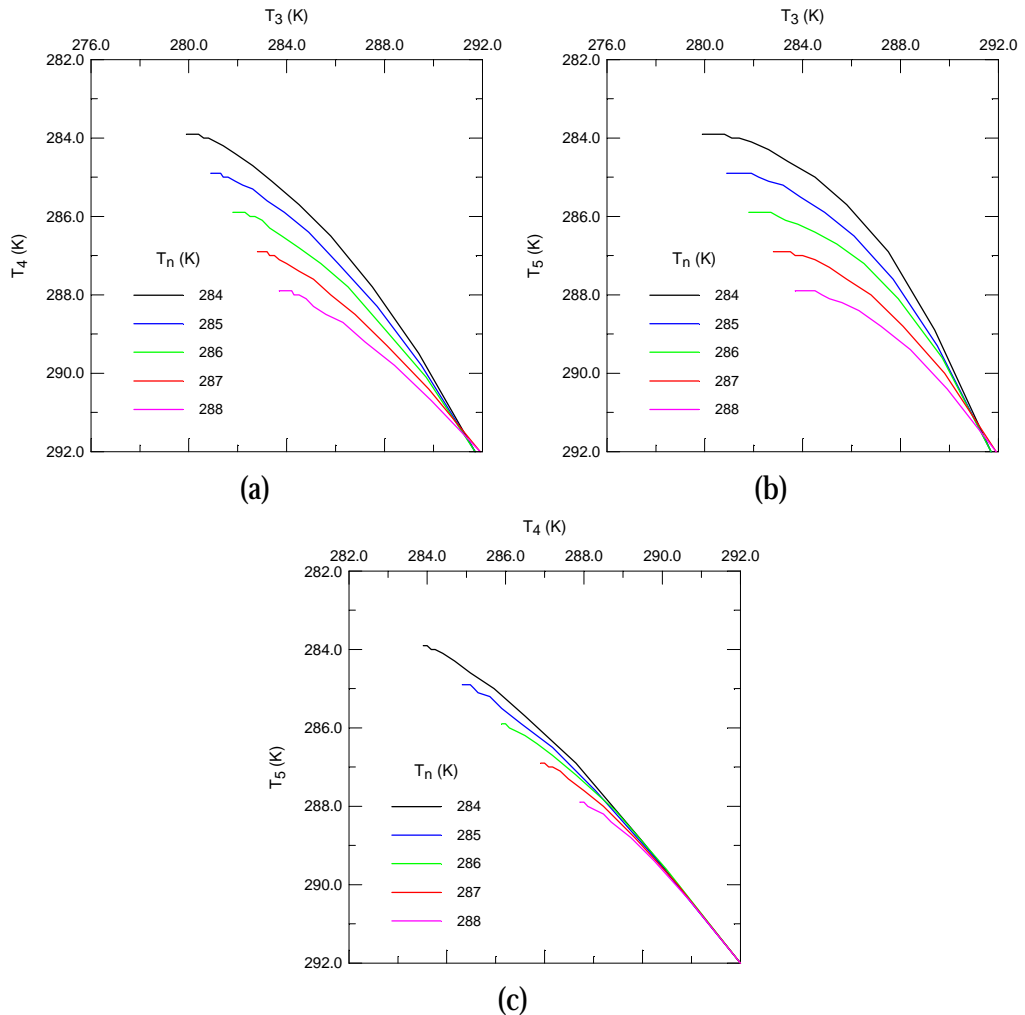


Figura 6.6. Temperaturas de brillo en función de la temperatura de la nube T_n para una nube baja ($T_s=292.0\text{K}$, $r_{\text{eff}}=8.0\mu\text{m}$). Para cada curva T_n es fijo y varía τ .

De nuevo, el comportamiento para las nubes de hielo, que se muestra en la Figura 6.7, es prácticamente igual que para las de agua. En este caso, al ser el radio de las partículas mucho mayor, $r_{\text{eff}}=80.0\mu\text{m}$, los canales 4 y 5 son bastante parecidos.

La temperatura de la nube es uno de los parámetros más útiles en la clasificación de los diferentes tipos, pues está directamente relacionada con la altura a la que se encuentra. Sin embargo, como podemos observar en las figuras comentadas, solamente las temperaturas de brillo de los canales 4 y 5 en el caso de nubes con un espesor lo suficientemente grande dan una idea de la temperatura de la capa.

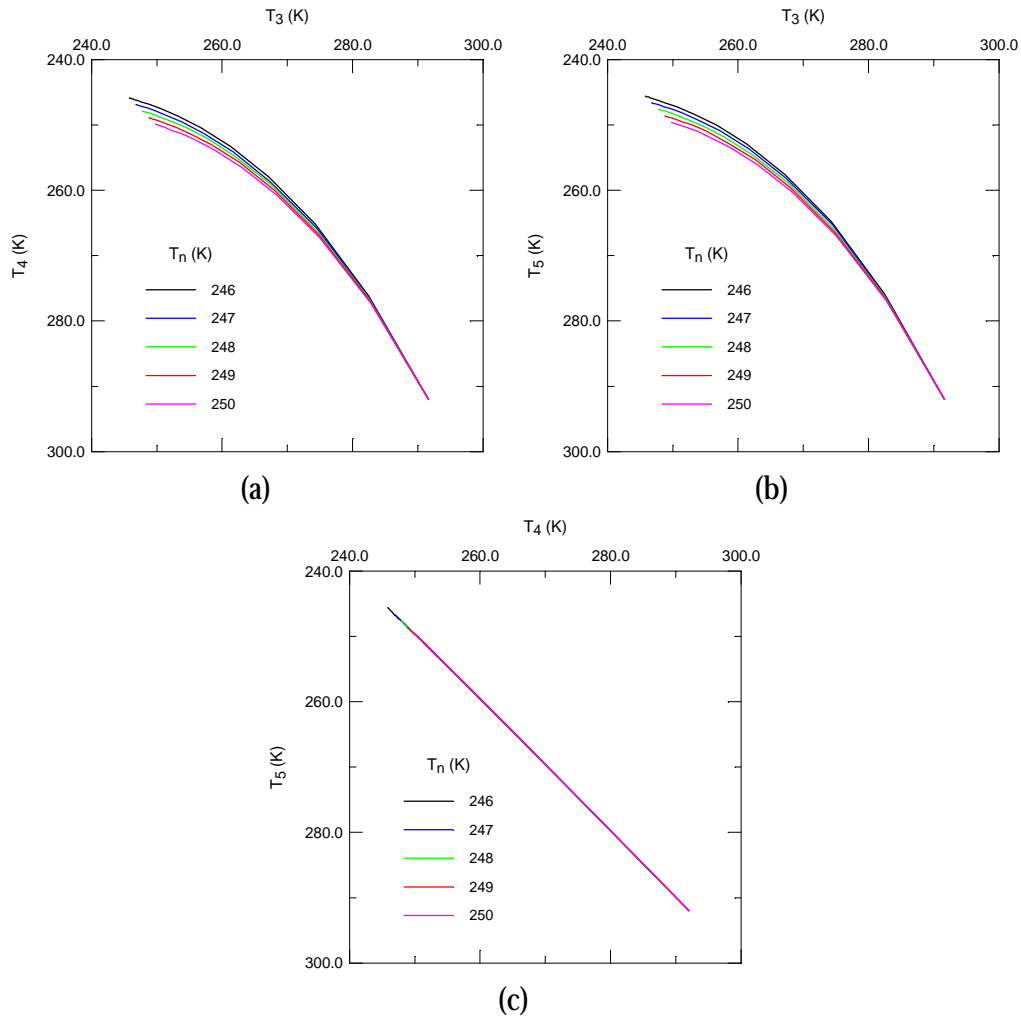


Figura 6.7. Temperaturas de brillo en función de la temperatura de la nube T_n para una nube alta ($T_s=292.0\text{K}$, $r_{\text{eff}}=80.0\mu\text{m}$). Para cada curva T_n es fijo y varía τ .

6.1.1.4. Fracción del píxel cubierta por la nube.

En todos los resultados presentados hasta el momento se ha asumido a la hora de realizar las simulaciones que toda la superficie incluida dentro de un píxel se encontraba cubierta por la capa nubosa. Sin embargo es bastante habitual, sobre todo en el caso de sensores con resolución espacial baja o media, como es el caso de los NOAA y otros satélites meteorológicos, que para algunos píxeles la capa nubosa no cubra toda el área cuya radiancia mide el sensor en un instante determinado. Por ello vamos a considerar el efecto que tiene el porcentaje del píxel cubierto.

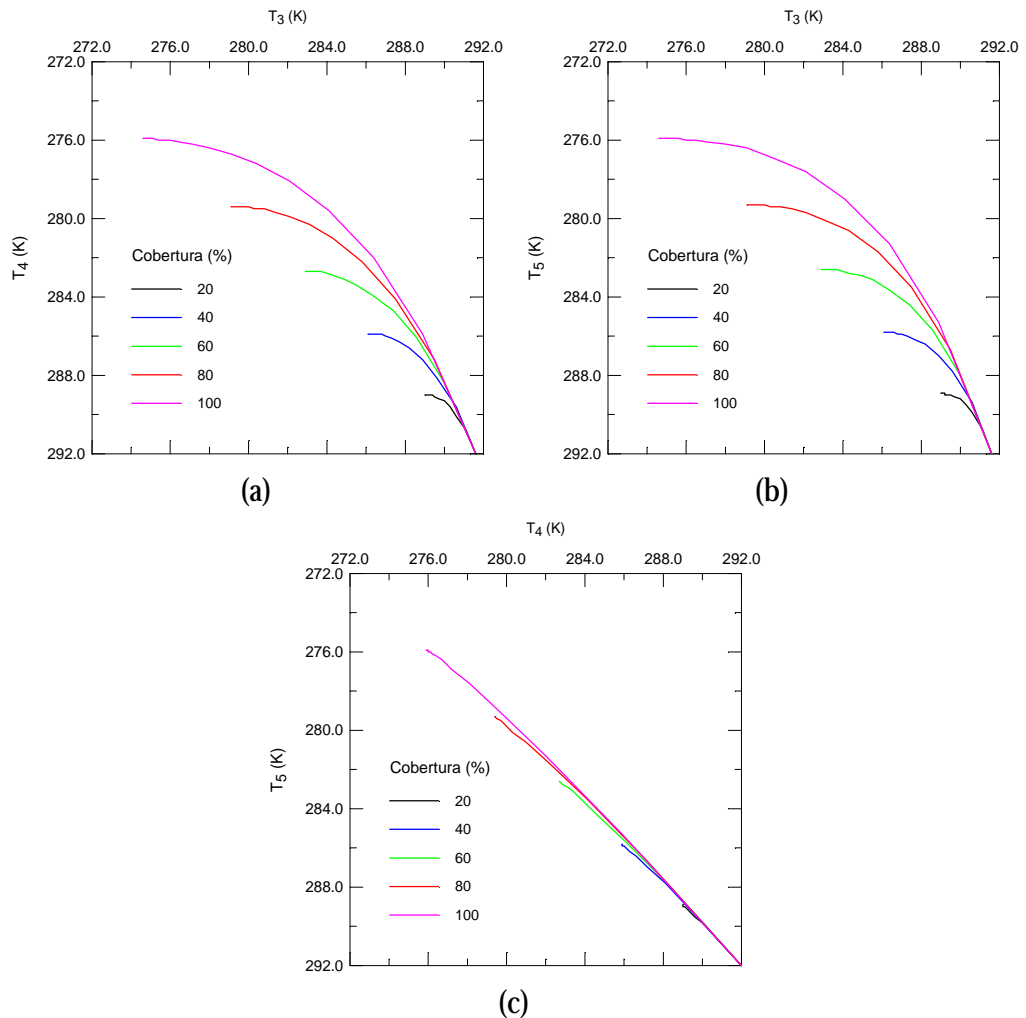


Figura 6.8. Temperaturas de brillo en función del porcentaje de píxel cubierto por la nube ($T_s=292.0\text{K}$, $T_n=276.0\text{K}$, $r_{\text{eff}}=15.0\mu\text{m}$). Para cada curva la fracción de píxel cubierta es fija y varía τ .

Podemos observar en la Figura 6.8 que el punto correspondiente a la superficie, del que parten todas las curvas, se mantiene inalterado, como cabría esperar pues representa a un píxel totalmente despejado. Sin embargo, el otro extremo de las curvas, el que corresponde a un espesor óptico lo suficientemente alto, sí se ve afectado por el porcentaje de píxel que está cubierto. Cuando la nube no ocupa todo el ángulo de visión del sensor la radiancia observada por éste es la suma de la emitida por la nube y la que, procedente del suelo, la atraviesa más la emitida por la superficie no cubierta. Debido a la mayor temperatura de la

superficie, un menor porcentaje de pixel cubierto se reflejará en un aumento de las temperaturas de brillo medidas.

Este comportamiento hace que la curva que corresponde a una nube con unos parámetros determinados, es decir, un radio efectivo y una temperatura fijos, tienda a convertirse en una región mayor que corresponde con el área bajo la curva, aproximadamente limitada por la recta que une el punto de superficie con el punto extremo en el caso de espesor óptico elevado y cobertura total.

6.1.2. Influencia de la atmósfera.

Como se ha comentado en el Capítulo 3, si bien los canales espectrales del NOAA-AVHRR han sido situados en ventanas espectrales, donde la absorción de los componentes atmosféricos es menor, éstos afectan ligeramente a las radiancias que llegan al sensor en esas bandas. Se ha visto que los componentes que tienen algún efecto en las longitudes de onda consideradas son el vapor de agua y el dióxido de carbono. Sin embargo, en estudios previos (González et al. 2000) se ha comprobado que la influencia del dióxido de carbono en las temperaturas de brillo de los canales 3, 4 y 5 es despreciable, siendo incluso menor que la resolución radiométrica del sensor. Siendo así, el componente más importante es el vapor de agua, que afecta en mayor medida al canal 5 y en menor medida al canal 3, ver las figuras 4.1, 4.2 y 4.3.

En la Figura 6.9 se puede observar el efecto que tiene sobre las temperaturas de brillo el suponer una atmósfera estándar, representativa de latitudes medias durante el verano, en lugar de considerar que no existe ningún gas absorbente sobre o bajo de la nube. Vemos que las temperaturas observadas para los píxeles descubiertos no corresponden con las del suelo, en el caso de suponer la atmósfera estándar, pues el vapor de agua absorbe una porción de la radiación emitida por la superficie, que es reemitida a la temperatura a la que se encuentra el vapor, más baja que la de la superficie. Esto hace que se observen temperaturas menores. Algo parecido, pero en menor medida ocurre con los píxeles cubiertos.

Las curvas que representan la variación del espesor óptico de las capas nubosas no cambia de forma apreciable, pues las propiedades radiativas de la capa de nube no varían, pero se observa un desplazamiento de las mismas hacia temperaturas más bajas debidas al efecto del vapor de agua. Si midiésemos la temperatura de brillo en los canales 4 y 5, para una nube ópticamente densa, ahora no obtendríamos una temperatura tan cercana a la de la nube.

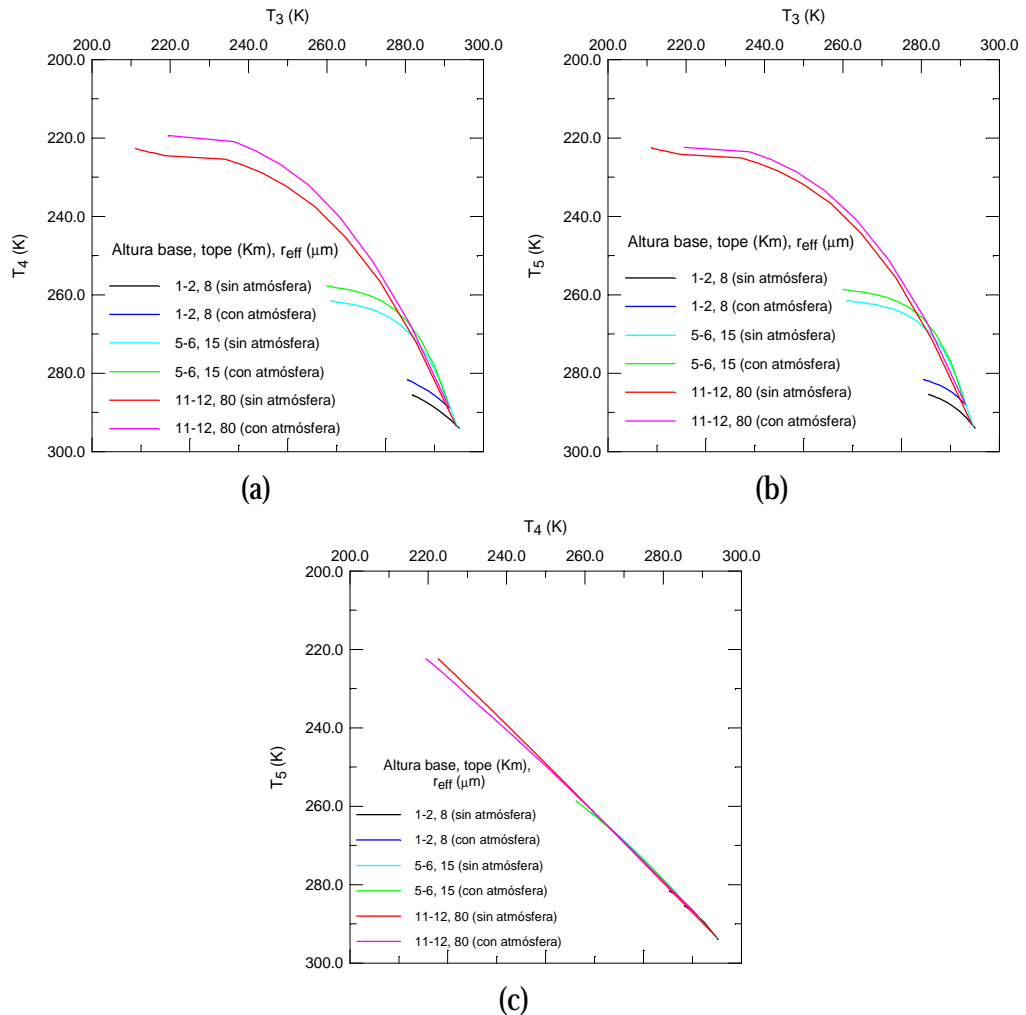


Figura 6.9. Temperaturas de brillo para diferentes tipos de nubes suponiendo que no existe atmósfera o una atmósfera estándar para latitudes medias durante el verano. Cada curva corresponde a la variación de τ .

Sin embargo, en muchas ocasiones la cantidad de vapor de agua sobre la nube es mucho más pequeña que la incluida en la atmósfera estándar. Esto es debido a que el vapor que asciende en la atmósfera se condensa en la propia nube, quedando el aire sobre la misma más seco. La Figura 6.10 tiene en cuenta este hecho, suponiendo que bajo la nube existe una cierta cantidad de vapor de agua y comportándose la atmósfera sobre ella como una ventana transparente.

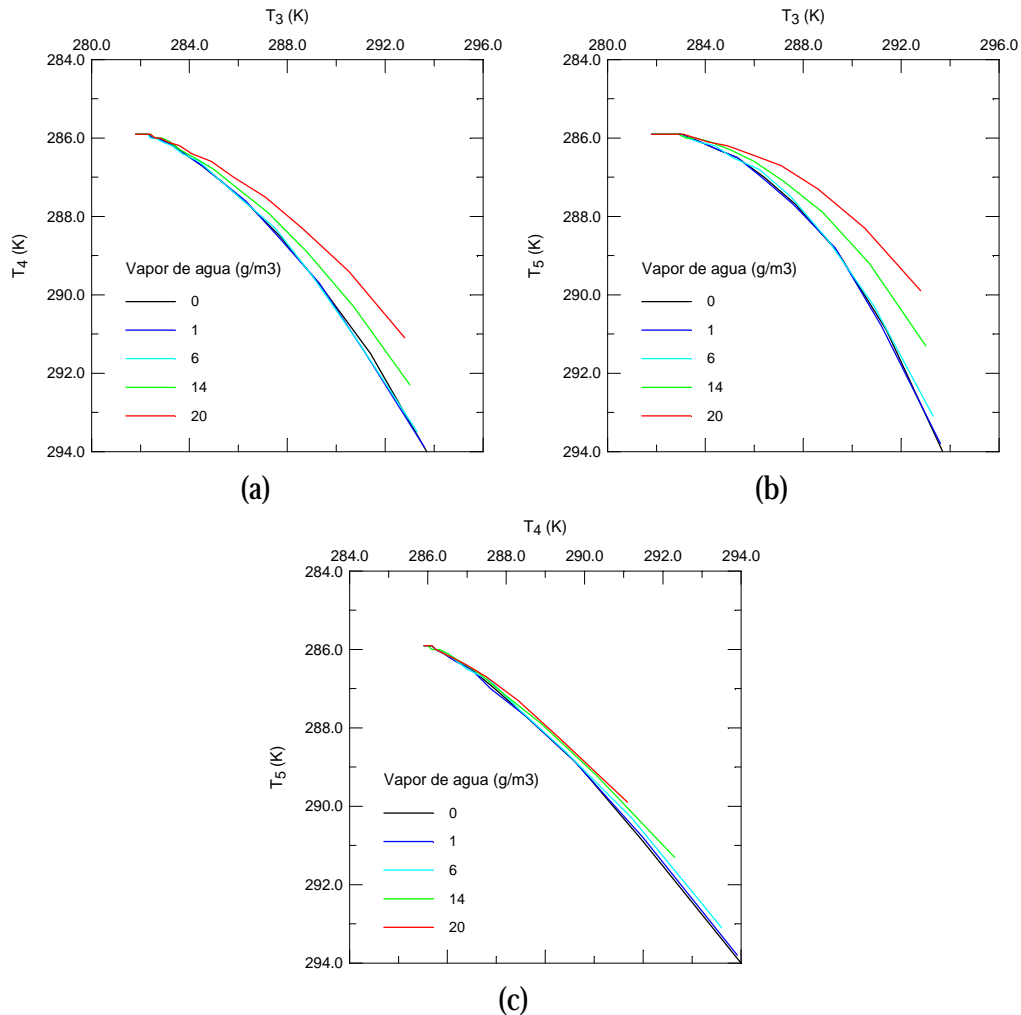


Figura 6.10. Temperaturas de brillo para diferentes densidades de vapor de agua bajo una nube ($T_s=294.0\text{K}$, $T_n=286.0\text{K}$, $r_{\text{eff}}=8.0\mu\text{m}$). Cada curva corresponde a la variación de τ .

En este caso, se observa que las temperaturas de brillo correspondientes a la nube densa coinciden entre sí, pues no afectaría la radiancia que llega desde abajo al tender la transmisividad a cero, dando como resultado un desplazamiento del punto correspondiente a los píxeles descubiertos. Como cabría esperar, vemos que las temperaturas para estos puntos obtenidas por el canal 5 se ven bastante afectadas, sin embargo, las del canal 3 apenas varían.

6.1.3. Influencia de la superficie.

Al no existir componente solar reflejada para imágenes nocturnas, lo que nos interesa es la temperatura de la superficie y las emisividades en cada una de las bandas de infrarrojo medio y térmico del AVHRR. La variación de estos parámetros producirá un desplazamiento de los píxeles de cielo despejado, de forma muy similar a lo que ocurre en la Figura 6.10 para el vapor de agua, pues también varía la radiancia que llega a la base de la nube.

6.1.4. Influencia de la geometría del sensor.

En general, las radiancias recibidas por el sensor dependen de la geometría del sensor y del Sol, esto es, el ángulo cenital del sensor, el ángulo cenital solar y el ángulo azimutal entre ellos. Estos factores son importantes principalmente cuando trabajamos con radiación solar reflejada, que depende en gran medida de la geometría del problema. En nuestro caso, si nos limitamos a imágenes en las que no está presente la radiación solar, el único parámetro que afecta es el ángulo cenital del satélite.

En la Figura 6.11 se muestra la variación de las temperaturas de brillo en los canales 3, 4 y 5 del AVHRR al cambiar el ángulo cenital del satélite cuando se observa una nube baja ($T_s=294.0\text{K}$, $T_n=286.0\text{K}$, $r_{\text{eff}}=8.0\mu\text{m}$). Podemos comprobar que el efecto se puede despreciar para ángulos pequeños, es decir, cercanos al cenit, siendo solamente apreciables para ángulos mayores de 50 o 60 grados. Sin embargo, como se mencionó en el Capítulo 4, el ángulo total de visión del sensor AVHRR es de ± 55.4 grados desde la vertical, por lo que si no se utilizan aquellos píxeles que se encuentran justo en el borde de la imagen no tiene por que tenerse en cuenta la geometría exacta de observación. Esta característica facilita la interpretación de las radiancias recibidas por el satélite respecto al caso en el que se tiene radiación solar reflejada y deben tenerse en cuenta todas las posibles combinaciones de iluminación y observación

6.2. POSIBILIDAD DE CLASIFICACIÓN DE NUBES UTILIZANDO IMÁGENES NOCTURNAS.

Una vez estudiado el comportamiento de las temperaturas de brillo en los canales 3, 4 y 5 del AVHRR en función de los diferentes parámetros que caracterizan tanto la capa nubosa como la superficie bajo ella y la atmósfera en la que se encuentra, vamos a realizar algunas consideraciones sobre las posibilidades que ofrecen estos tres canales para la clasificación de dichas nubes. Este estudio se limitará a la aproximación de pixel independiente, por lo que no se tendrán en cuenta las radiancias de los píxeles vecinos.

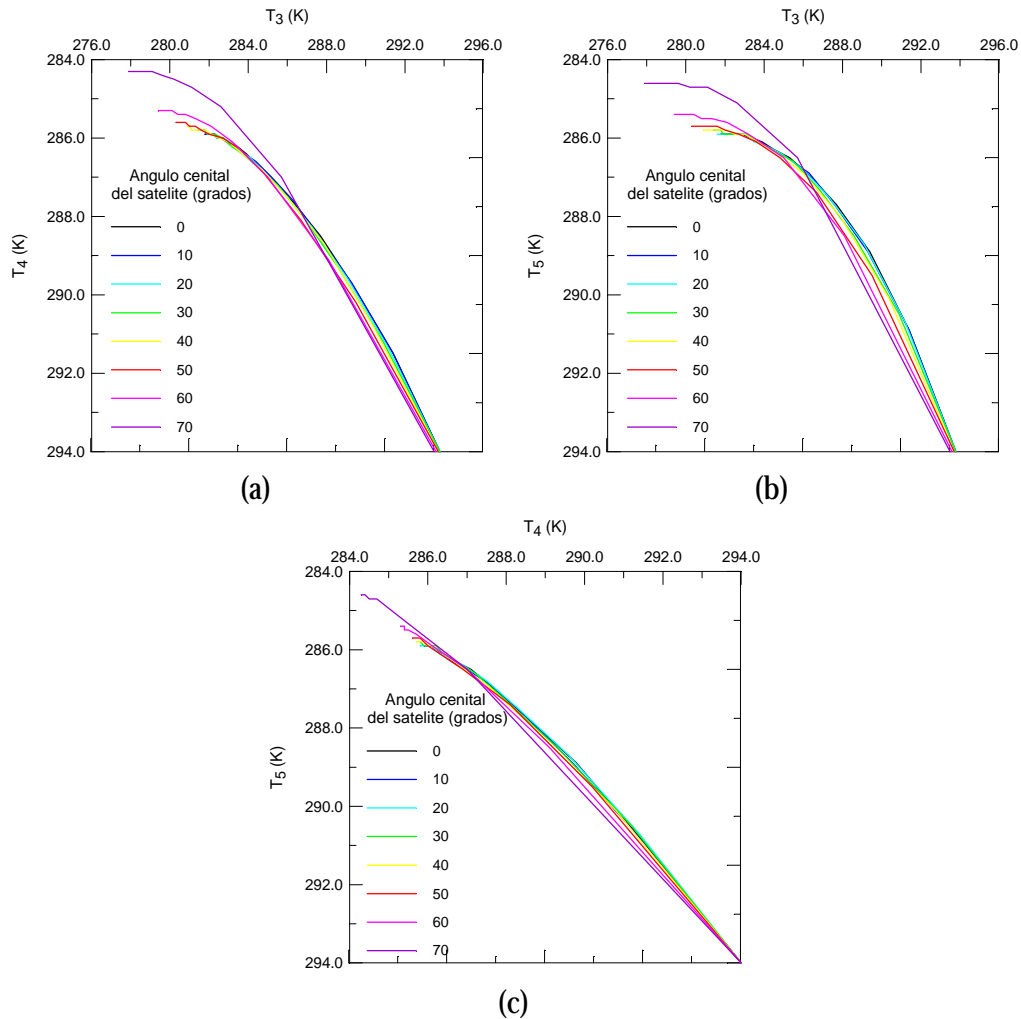


Figura 6.11. Temperaturas de brillo para distintos ángulos de observación del sensor, en el caso de una nube baja ($T_s=294.0\text{K}$, $T_n=286.0\text{K}$, $r_{\text{eff}}=8.0\mu\text{m}$). Cada curva corresponde a la variación de τ .

En el presente estudio seguiremos las recomendaciones del grupo de trabajo del radiómetro CERES a bordo del EOS-AM1 (Baum et al. 1997a), que divide las nubes según su altura en cuatro clases: bajas, medio-bajas, medio-altas y altas. La tabla 6.1 muestra los límites de cada una de las capas, dados en función de la presión, y las correspondientes alturas y temperaturas suponiendo una atmósfera estándar para latitudes medias durante el verano:

Tabla 6.1. Límites entre los distintos tipos de nubes sugeridos por Baum et al. (1997a) con las alturas y temperaturas aproximadas correspondientes a una atmósfera estándar para latitudes medias durante el verano.

Límite entre nubes:	Presión (hPa)	Altura (Km)	Temperatura (K)
Bajas/medio-bajas	700	~3	~279
Medio-bajas/medio-altas	500	~6	~261
Medio-altas/altas	300	~10	~235

El problema de la clasificación de las nubes según estos cuatro tipos se encuentra en la dificultad de definir sobre los histogramas tridimensionales las superficies de separación entre las mismas, o las curvas correspondientes en las proyecciones bidimensionales. Esto es debido a la propia especificación de los límites, que se basa solamente en la presión, o lo que es equivalente en la temperatura de las nubes. Como hemos visto, la temperatura de la capa nubosa no es suficiente para fijar las temperaturas recibidas en las distintas bandas espectrales, que dependen además del radio efectivo de las partículas que la componen, de su espesor óptico y del porcentaje del pixel cubierto por la nube. Todas estas variables ensanchan las clases, haciendo difícil decidir cuál es la frontera adecuada para su separación.

En la Figura 6.12 se muestra el comportamiento de las temperaturas de brillo al observar una nube, cuya temperatura se fija en el límite de separación entre nubes bajas y medio-bajas, para diferentes espesores ópticos, radios de las gotas de agua y coberturas. Podríamos, en principio, considerar las curvas resultantes de la variación del espesor óptico como los límites naturales entre las clases.

Sin embargo, si nos fijamos en el radio, para una cobertura total (lo que corresponde a las líneas continuas), vemos que no existe una única línea de separación entre las nubes bajas, en la parte inferior izquierda del histograma, y las medio-bajas, en la parte superior derecha, sino que existe toda una región que hace de frontera entre ambas. Este ensanchamiento se hace aún más notable si consideramos además la posibilidad de que los píxeles no estén totalmente cubiertos por la capa nubosa (líneas discontinuas), pues la región de separación se expande hacia la parte inferior de las curvas correspondientes a la cobertura total.

Esta dificultad en la definición precisa de límites se produce igualmente en la separación entre nubes medio-bajas y medio-altas, como se ve en la Figura 6.13. De nuevo, la variación de los distintos parámetros de la nube para una temperatura fija difumina dicho límite.

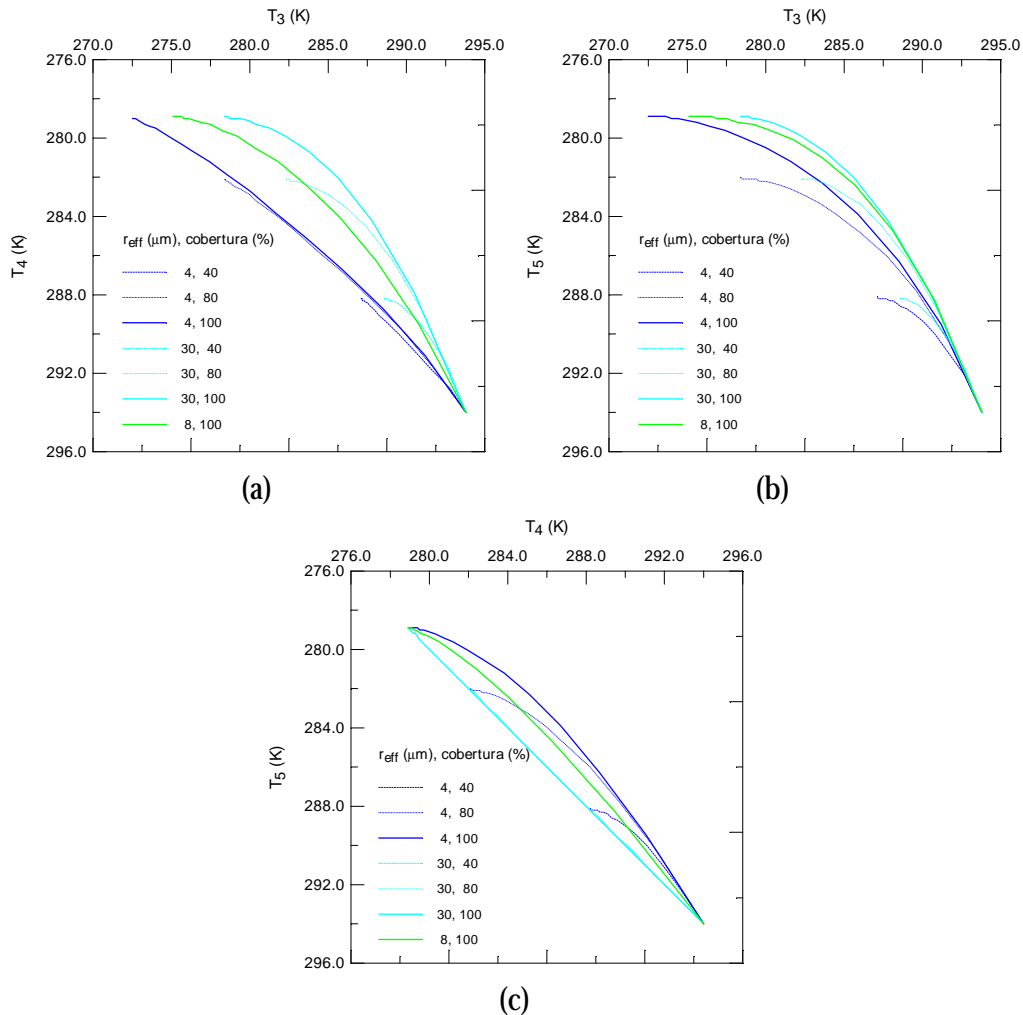


Figura 6.12. Temperaturas de brillo correspondientes a una nube que representa el límite entre las nubes bajas y medio-bajas, para distintos radios y fracciones del pixel cubiertas.

En el caso en el que las nubes estén formadas por partículas de hielo, ocurre un fenómeno similar al separar las nubes medio-altas y altas, como se muestra en la Figura 6.14. Se ilustra aún mejor si representamos todos los casos analizados hasta ahora en las figuras 6.12, 6.13 y 6.14 en la misma gráfica, Figura 6.15, con el fin de hacernos una idea de la forma que tienen las curvas que separan todas las clases de nubes según su altura o, lo que es lo mismo, su temperatura. Los colores corresponden a las mismas curvas que se han utilizado en las figuras anteriores, omitiéndose la leyenda por simplicidad.

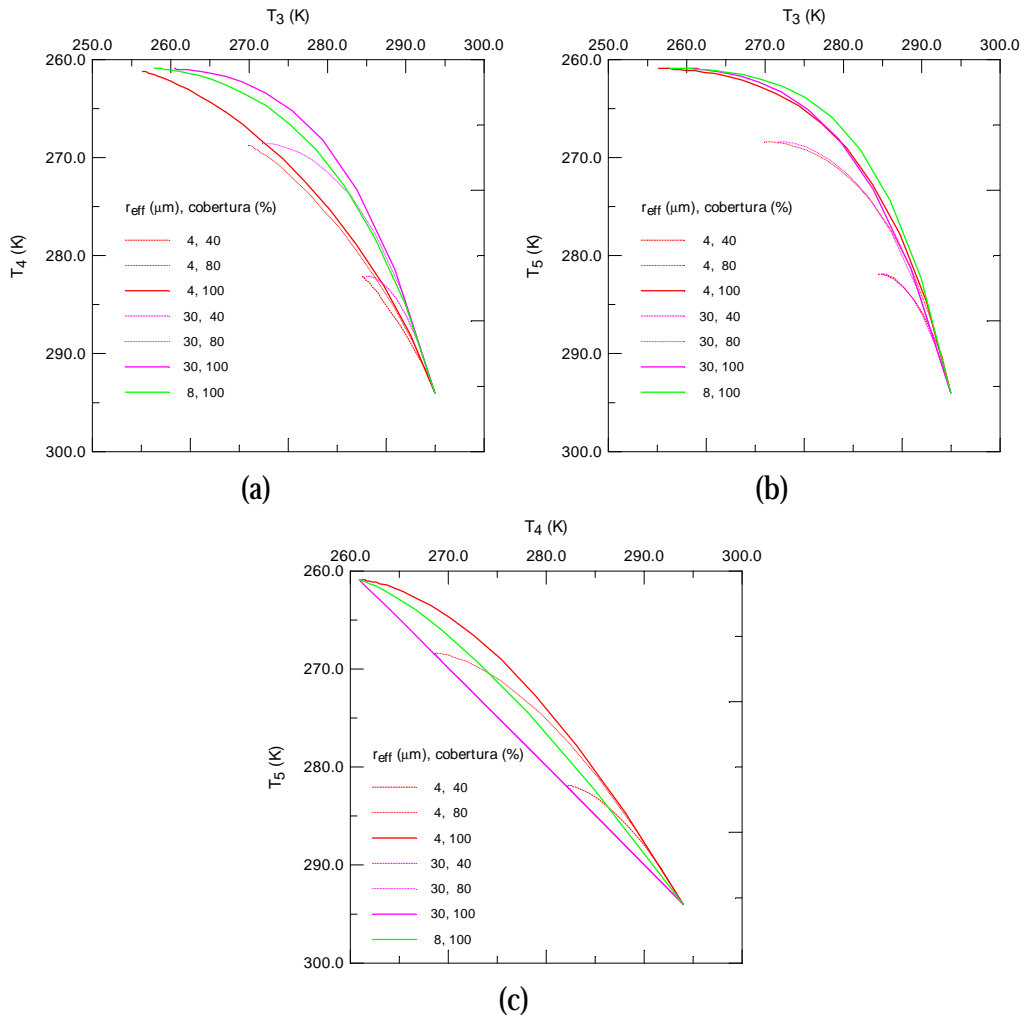


Figura 6.13. Temperaturas de brillo correspondientes a una nube que representa el límite entre las nubes medio-bajas y medio-altas, para distintos radios y fracciones del pixel cubiertas.

En la Figura 6.15 se puede observar la dificultad para definir los límites entre todos los tipos de nubes. Las zonas ensanchadas correspondientes a los diferentes límites se solapan entre sí, pudiéndose confundir, por ejemplo una nube medio-baja con una nube alta, obviamente para diferentes radios y espesores ópticos en ambas clases. Si bien esta afirmación es difícil de comprobar observando las gráficas, pues corresponden con las proyecciones del espacio tridimensional, si podemos afirmar que las superficies correspondientes en el espacio tridimensional tendrán formas complicadas.

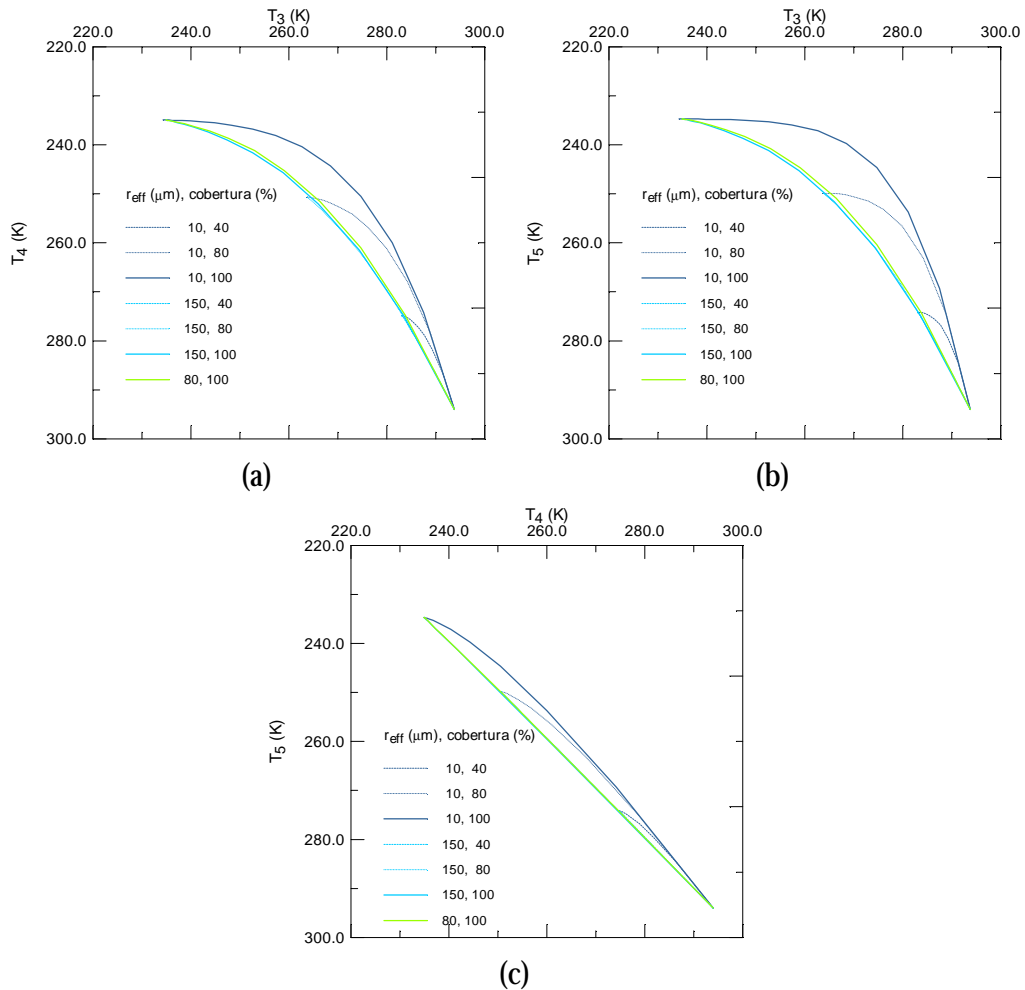


Figura 6.14. Temperaturas de brillo correspondientes a una nube que representa el límite entre las nubes medio-altas y altas, para distintos radios y fracciones del pixel cubiertas.

En los histogramas en los que interviene el canal 3 como eje horizontal, las diferentes clases se confunden para espesores ópticos bajos, pero no cuando corresponden a nubes lo suficientemente densas. Por el contrario, en el caso de la proyección sobre el plano formado por los canales 4 y 5 las diferentes regiones se solapan para espesores ópticos muy bajos y cuando la nube es ópticamente muy densa, pero no para valores intermedios de dicho espesor. Por lo tanto, si tenemos en cuenta que las curvas se encuentran en el espacio tridimensional, solamente se solaparán estas regiones en el caso de nubes poco densas o muy finas.

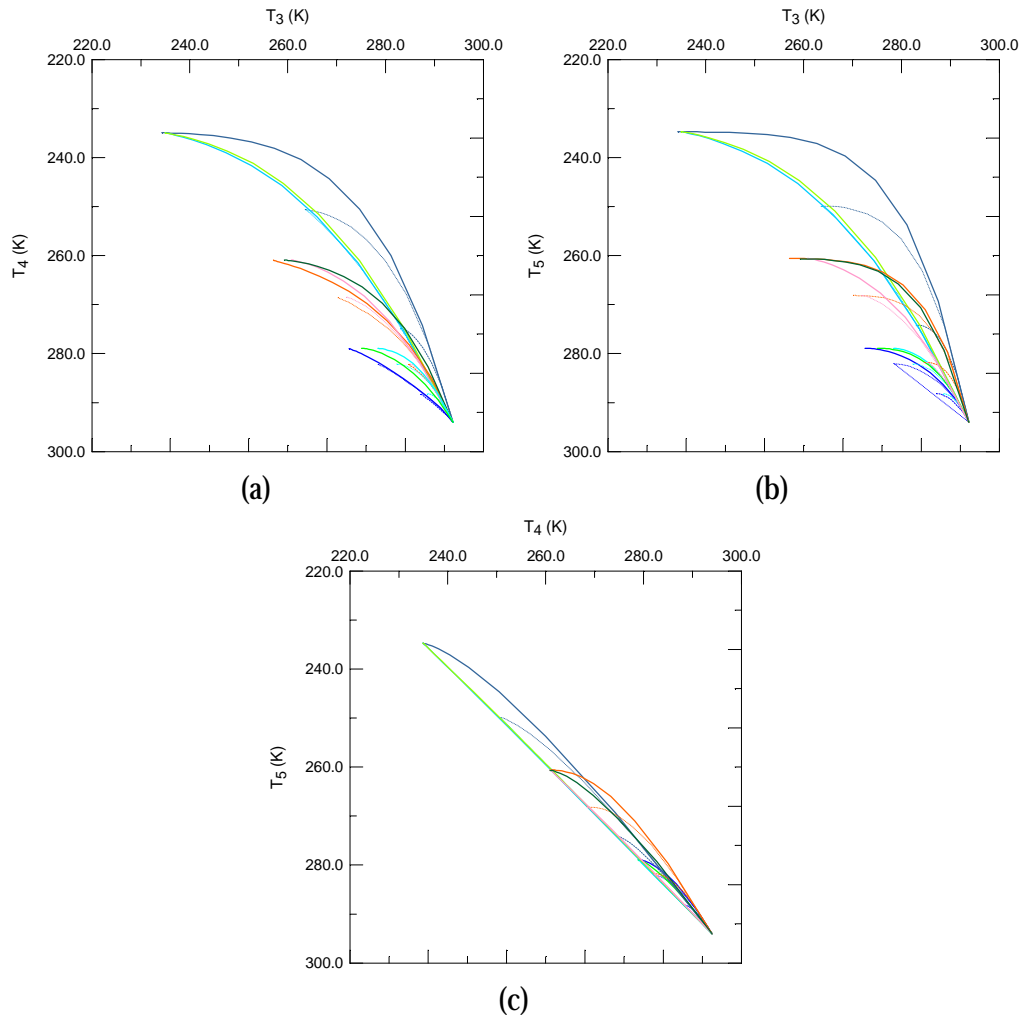


Figura 6.15. Temperaturas de brillo correspondientes a distintas nubes que representan los límites entre las nubes bajas, medio-bajas, medio-altas y altas para distintos radios y fracciones del pixel cubiertas.

Pese a las consideraciones realizadas, siempre es posible elegir como frontera de las clases alguna curva con parámetros típicos, resultando unos límites claramente delimitados, aproximadamente como los mostrados en la Figura 6.1. Existen sin embargo otras consideraciones que dificultan la clasificación. Una de las más importantes es la coexistencia de dos tipos de nubes superpuestas. Este caso se da con bastante frecuencia en las imágenes de satélite. El hecho de clasificar la nube más alta en el tipo correcto, o detectar la existencia de ambas nubes, dependerá de los parámetros de las mismas.

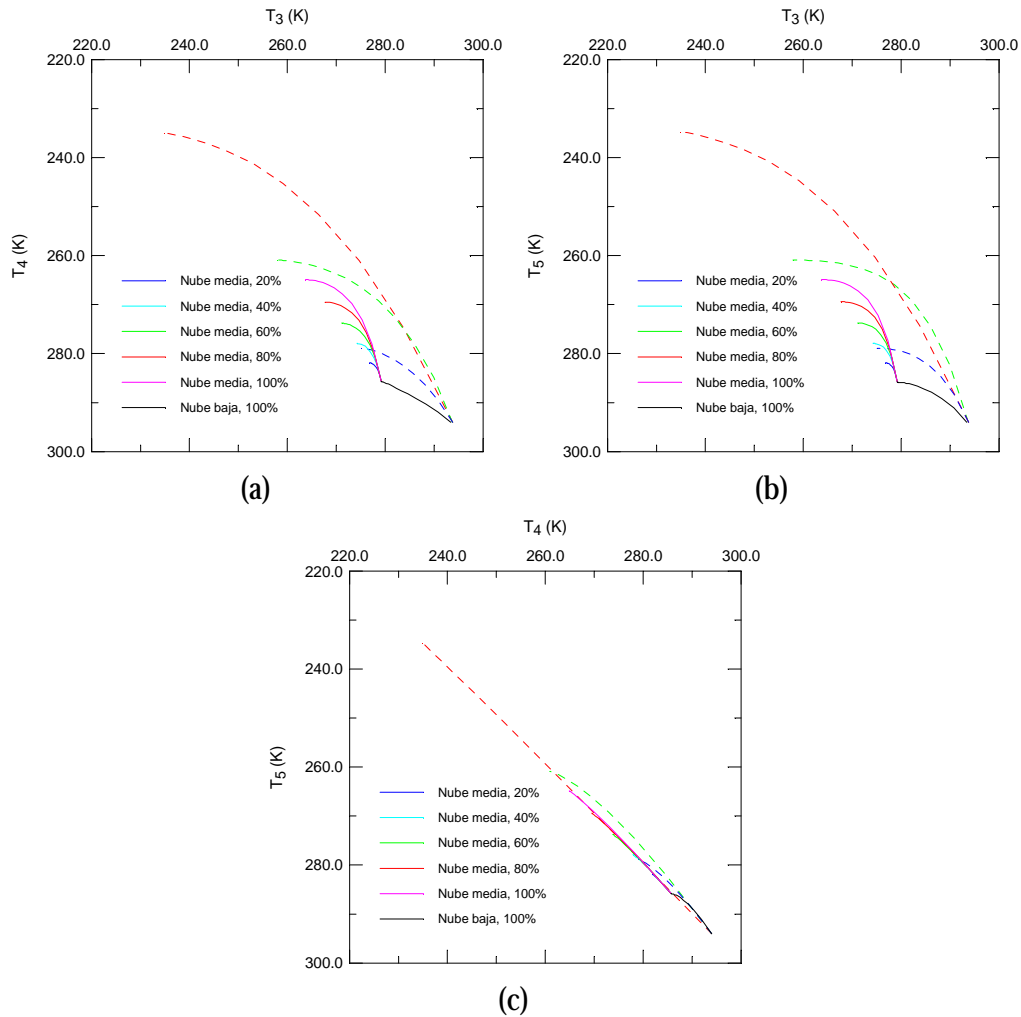


Figura 6.16. Temperaturas de brillo correspondientes a una nube media ($T_n=265.0\text{K}$, $r_{\text{eff}}=15.0\mu\text{m}$) sobre una nube baja ópticamente densa ($T_n=286.0\text{K}$, $r_{\text{eff}}=5.0\mu\text{m}$, $\tau=20.0$) con diferentes porcentajes de pixel cubierto por la misma. Las líneas discontinuas representan las fronteras de las diferentes clases.

En la Figura 6.16 se puede observar el comportamiento con el espesor óptico de una nube media con diferentes ocupaciones del pixel sobre una nube baja ópticamente densa. Como es lógico, el punto correspondiente a la superficie desaparece, partiendo todas las curvas desde el punto correspondiente a la nube baja. Vemos que si la cobertura del pixel por parte de la nube media es pequeña, predominará la radiancia correspondiente a la nube baja y parecerá una nube baja con mayor radio. Si la cobertura es mayor, se interpretará como una nube media de menor radio, menos en el caso extremo de cobertura total y gran espesor.

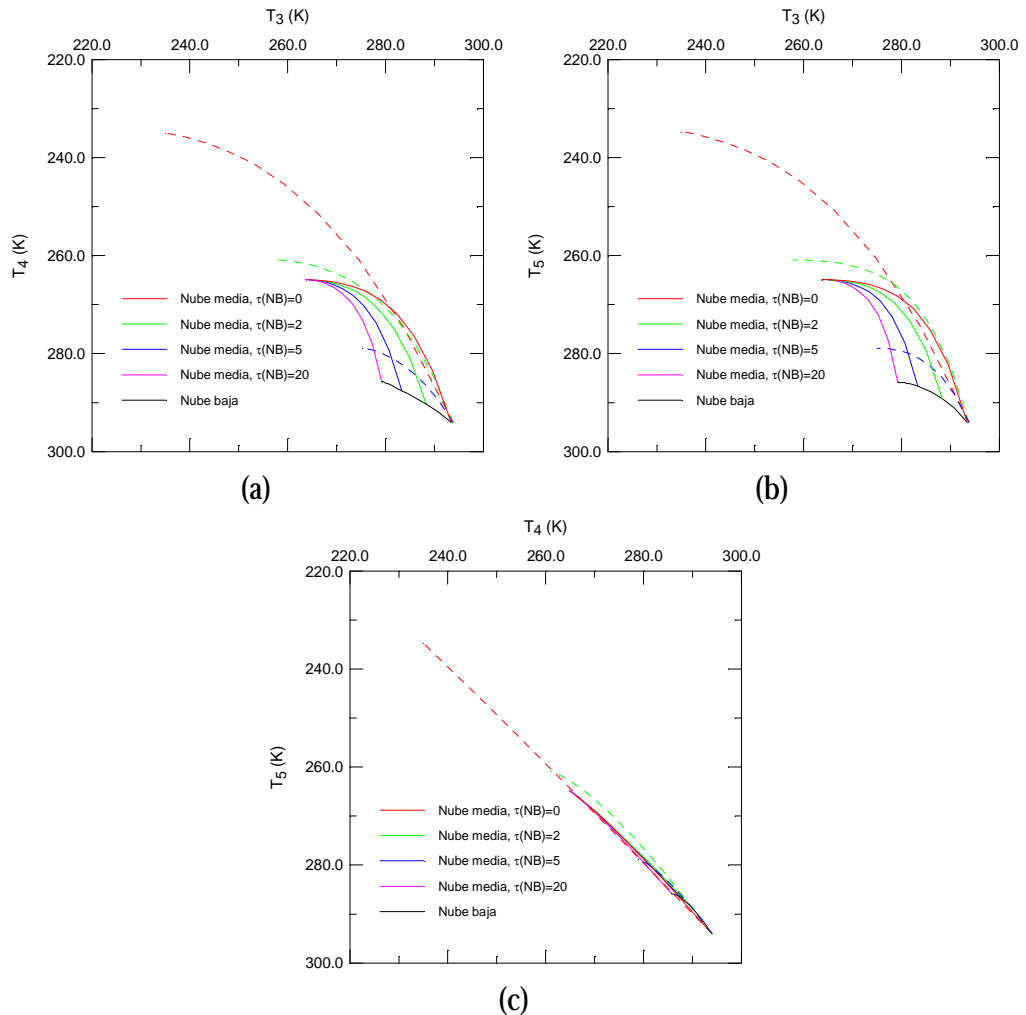


Figura 6.17. Temperaturas de brillo correspondientes a una nube media ($T_n=265.0\text{K}$, $r_{\text{eff}}=15.0\mu\text{m}$) sobre una nube baja ($T_n=286.0\text{K}$, $r_{\text{eff}}=5.0\mu\text{m}$) con diferentes espesores ópticos. Las líneas discontinuas representan las fronteras de las diferentes clases.

En la Figura 6.17 se muestran los resultados obtenidos para las simulaciones de una nube media sobre nubes bajas con diferentes espesores ópticos. A medida que aumenta el espesor óptico de la nube baja y para nubes medias ópticamente poco densas se observaría una nube baja pero con un radio efectivo de sus partículas mayor. A medida que el espesor de la nube media aumenta deja de verse la nube bajo ella, clasificándose el pixel como una nube media, aunque de menor radio. El caso extremo se da para un espesor óptico

elevado, para el que no importa lo que se encuentre bajo la capa nubosa situada a mayor altura.

A partir de lo visto hasta el momento, podemos comprobar que la definición de las fronteras de decisión no es una tarea fácil. Por una parte debido a la incertidumbre en la definición de una única superficie de separación, pues para un mismo tipo de nube existen diversas superficies correspondientes a distintos valores de los parámetros de la misma. Por otro lado, la forma de estas superficies es demasiado complicada para ser considerada utilizando clasificadores sencillos, por lo que habría que utilizar clasificadores que proporcionaran fronteras de decisión que no sean planas o realizar una transformación previa del vector de características que simplifique su tarea. Esta última opción es la considerada en el presente trabajo.

Capítulo 7

Clasificación de nubes a partir de imágenes nocturnas.

En el Capítulo anterior se ha realizado un repaso de las propiedades radiativas de las nubes y su dependencia con los distintos parámetros macro y microfísicos, analizando la posibilidad de clasificación de las mismas utilizando los tres canales de infrarrojo medio y térmico del sensor AVHRR a bordo de los satélites NOAA. Para llevar a cabo dicha clasificación se propone la transformación de los datos radiométricos utilizando una transformación no lineal basada en dichas propiedades radiativas.

7.1. TRANSFORMACIÓN NO LINEAL.

Como se ha mencionado en el Capítulo 2, los esfuerzos en la tarea de clasificación de los píxeles de una imagen en diferentes tipos pueden orientarse según dos enfoques diferentes. Por una parte a la obtención de un vector de características discriminantes que faciliten la distinción entre las clases y hagan posible el empleo de un método de asignación a las mismas relativamente sencillo. Por otro lado, partiendo de una serie de características determinadas, al desarrollo de un método de asignación más o menos complejo que permita definir las hipersuperficies de separación entre las clases de manera satisfactoria. En el presente trabajo hemos optado por la primera alternativa, realizando una transformación no lineal de los datos radiométricos proporcionados por los canales 3, 4 y 5 del AVHRR, atendiendo a las propiedades radiativas de las nubes estudiadas en el capítulo anterior.

Una primera tentativa para la obtención de una transformación, en la que los nuevos elementos del vector de características tuviesen significado físico preciso, sería la inversión del modelo de transferencia radiativa empleado en las simulaciones teóricas presentadas en esta memoria. De esta forma podríamos obtener el radio efectivo de las partículas que componen la nube y su temperatura y espesor óptico. Sin embargo, esta inversión no es posible realizarla de forma analítica, por lo que deberíamos recurrir a métodos numéricos que son bastante costosos desde el punto de vista computacional (González et al. 2000, Pérez et al. 2000). Ni siquiera el uso de modelos de transferencia radiativa

sencillos, como el propuesto por Houghton (1986) para una dimensión, permite su inversión analítica (Herrera et al. 1999).

Con el fin de superar los inconvenientes expuestos hemos ajustado los datos teóricos, obtenidos mediante el programa de simulación, a funciones hiperbólicas, parametrizándolas de la siguiente forma:

$$T_i = \frac{T_{si} + T_n a_i(r) \chi}{1 + b_i(r) \chi}, \quad i = 3, 4, 5 \quad (7.1)$$

donde T_i representa la temperatura de brillo del canal i , T_{si} la temperatura de brillo de la superficie bajo la nube y T_n la temperatura de la propia capa nubosa. De esta forma, cuando el parámetro χ tiende a 0, T_i tiende a la temperatura de brillo de la superficie. Por el contrario cuando χ se hace lo suficientemente grande, la temperatura de brillo del canal tiende a la temperatura de la nube multiplicada por el cociente $a_i(r)/b_i(r)$. Esto se puede expresar,

$$\begin{aligned} \text{Si } \chi \rightarrow 0, & \quad T_i \rightarrow T_{si} \\ \text{Si } \chi \rightarrow \infty, & \quad T_i \rightarrow \frac{a_i(r)}{b_i(r)} T_n \end{aligned} \quad (7.2)$$

donde, como indica la notación, las constantes a_i y b_i dependen de un parámetro r y marcan la rapidez con la que la curva llega a su valor asintótico al variar χ . Este comportamiento depende, en los resultados teóricos obtenidos, del radio efectivo de la distribución de tamaños de las partículas de la nube, de ahí el nombre dado al parámetro r . De esta manera, el parámetro χ se comporta de forma parecida que el espesor óptico de las nubes. Para los canales 4 y 5 las constantes a_i y b_i deberían ser iguales, pues para espesores ópticos elevados la temperatura de brillo se corresponde con la temperatura de la nube. Sin embargo, para el canal 3, a_i debería ser menor que b_i , por lo menos para radios bajos, pues en estos casos las temperaturas de brillo obtenidas para nubes ópticamente densas son inferiores a las temperaturas de las mismas.

La determinación de la expresión exacta de la ecuación 7.1 para los tres canales se ha realizado utilizando multitud de simulaciones tanto de nubes compuestas por partículas de agua como de hielo. Pero, además, hemos impuesto en el cálculo de las constantes que las curvas obtenidas para los valores extremos de los parámetros r , T_n y χ , engloben a los datos teóricos obtenidos para valores extremos de la temperatura de la nube, su espesor óptico y el radio efectivo de las partículas. De esta forma, nos aseguramos que a cualquier punto en el histograma tridimensional correspondiente a las temperaturas de brillo de los canales 3, 4 y 5 le corresponda un trío de valores (r , T_n , χ). Las constantes a_i y b_i se calculan de forma independiente para todos los canales y no se supone a priori que sean iguales para los canales 4 y 5.

Las ecuaciones obtenidas procediendo de este modo son las siguientes:

$$T_3 = \frac{T_{s3} + T_n \left(0.281 + \frac{1.236}{r} \right) \chi}{1 + \left(0.280 + \frac{1.320}{r} \right) \chi} \quad (7.3)$$

$$T_4 = \frac{T_{s4} + T_n \left(1.56 - \frac{5.04}{r} \right) \chi}{1 + \left(1.56 - \frac{5.04}{r} \right) \chi} \quad (7.4)$$

$$T_5 = \frac{T_{s5} + T_n \left(1.55 - \frac{4.20}{r} \right) \chi}{1 + \left(1.55 - \frac{4.20}{r} \right) \chi} \quad (7.5)$$

Se puede observar que, como se había previsto, las constantes a_i y b_i son muy parecidas para los canales 4 y 5, no ocurriendo lo mismo para el canal 3. Para esta banda solamente a_i tiende al valor de b_i cuando el parámetro r es suficientemente grande. Además, vemos que al aumentar χ los canales 4 y 5 tienden más rápido a su valor final, como se mostraba para el modelo radiativo en la Figura 6.2.

Las ecuaciones 7.3, 7.4 y 7.5 sí pueden ser invertidas analíticamente, obteniéndose para el parámetro r :

$$r = \frac{-b - \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a} \quad (7.6)$$

donde

$$a = 19.84T_3T_4 - 24.18T_{s3}(T_4 - T_5) + 4.34T_3T_{s4} - 19.812T_3T_5 - 0.0281T_4T_5 - 4.3555T_{s4}T_5 - 4.368T_3T_{s5} + 4.3836T_4T_{s5} \quad (7.7)$$

$$b = -152.34T_3T_4 + 143.64T_{s3}T_4 + 8.7T_3T_{s4} + 150.12T_3T_5 - 143.64T_{s3}T_5 + 2.2368T_4T_5 - 7.356T_{s4}T_5 - 6.48T_3T_{s5} + 5.1192T_4T_{s5} \quad (7.8)$$

$$c = 267.12T_3T_4 - 211.68T_{s3}T_4 - 55.44T_3T_{s4} - 278.208T_3T_5 + 211.68T_{s3}T_5 + 10.3824T_4T_5 + 51.912T_{s4}T_5 + 66.528T_3T_{s5} - 62.2944T_4T_{s5} \quad (7.9)$$

y, a partir del mismo podemos calcular T_n y χ :

$$T_n = \frac{\left(1.56 - \frac{5.04}{r}\right)T_4(T_5 - T_{s5}) - \left(1.55 - \frac{4.2}{r}\right)T_5(T_4 - T_{s4})}{\left(1.56 - \frac{5.04}{r}\right)(T_5 - T_{s5}) - \left(1.55 - \frac{4.2}{r}\right)(T_4 - T_{s4})} \quad (7.10)$$

$$\chi = \frac{\left(1.56 - \frac{5.04}{r}\right)(T_5 - T_{s5}) - \left(1.55 - \frac{4.2}{r}\right)(T_4 - T_{s4})}{\left(1.56 - \frac{5.04}{r}\right)\left(1.55 - \frac{4.2}{r}\right)(T_4 - T_5)} \quad (7.11)$$

Se puede comprobar como a pesar de la sencillez de las ecuaciones del modelo directo, la expresión de los parámetros en función de las temperaturas de brillo y de la superficie son mucho más complicadas, aunque fácilmente computables.

Si bien, debido a la forma en la que se han construido las ecuaciones hiperbólicas, los parámetros r , T_n y χ están de alguna manera relacionados con el radio efectivo de las partículas, la temperatura de la nube y el espesor óptico respectivamente, no se deben confundir con éstos. Para obtener los parámetros reales se debería invertir el modelo de transferencia radiativa, sin embargo, con la aproximación propuesta lo que buscamos son parámetros que tengan significado físico, pues uno, r , depende del radio de las partículas, otro, T_n , depende de la temperatura de la nube y χ tiene en cuenta el espesor óptico de la misma.

7.2. COMPORTAMIENTO DE LAS ECUACIONES PROPUESTAS.

Las ecuaciones hiperbólicas propuestas para ajustar las curvas teóricas correspondientes a los resultados de las simulaciones del comportamiento radiativo de las nubes pueden ser, como hemos visto, invertidas analíticamente. Sin embargo, debemos comprobar que realmente los parámetros de las mismas están relacionados con características físicas de la capa nubosa. Para ello compararemos el comportamiento de dichas ecuaciones con los resultados obtenidos mediante el programa de simulación y análisis descrito en el Capítulo 5.

La Figura 7.1 muestra las temperaturas de brillo obtenidas mediante el modelo de transferencia radiativa junto a las obtenidas mediante las ecuaciones 7.3, 7.4 y 7.5. Vemos que, si las curvas no coinciden, el comportamiento general es similar, esto es, parten del mismo punto para atmósfera clara, llegan aproximadamente a las mismas temperaturas para nubes ópticamente densas y poseen una curvatura similar en todas las proyecciones.

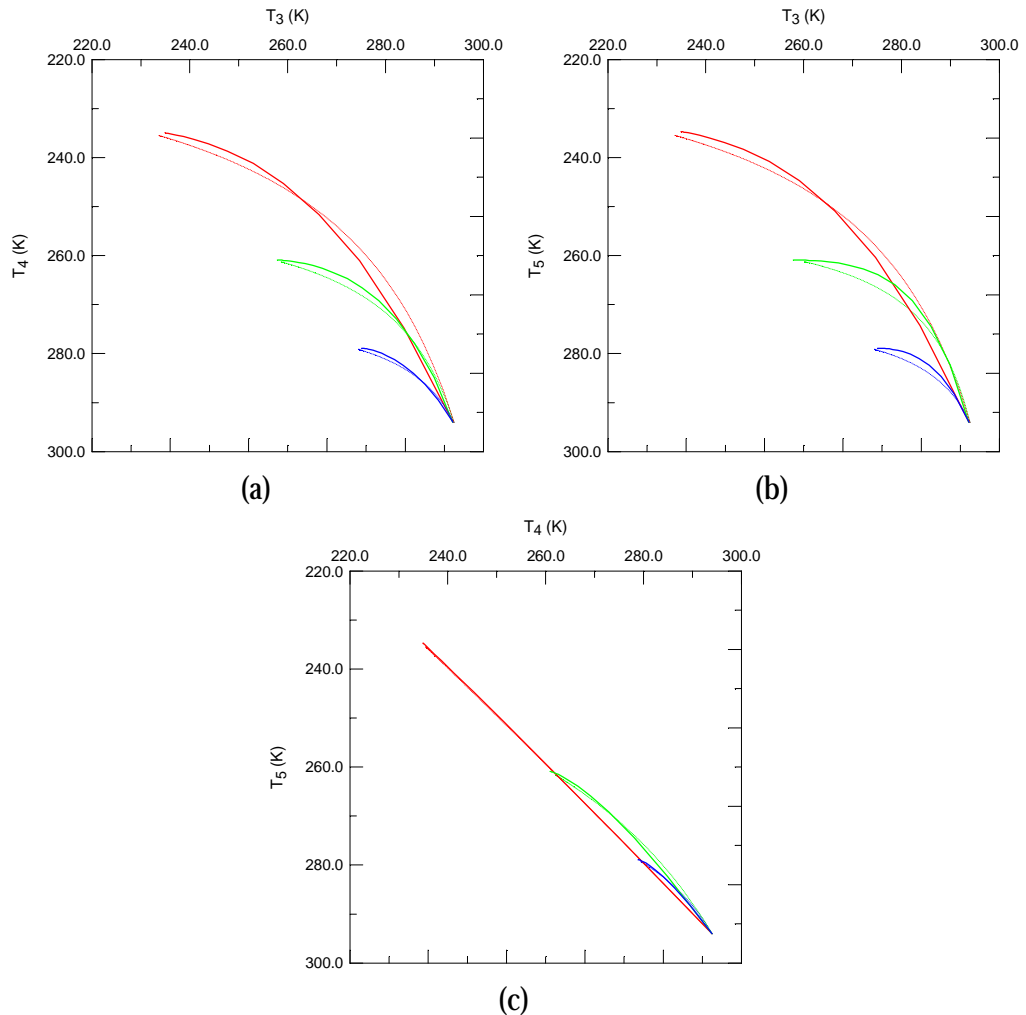


Figura 7.1. Comparación entre las temperaturas de brillo obtenidas mediante el modelo de transferencia radiativo expuesto en el capítulo 5 (líneas continuas) y mediante las ecuaciones hiperbólicas propuestas (curvas discontinuas), para tres tipos de nubes diferentes (que coinciden con las de la Figura 6.1)

Para comprobar el comportamiento general de las ecuaciones propuestas para un intervalo más amplio de condiciones de la capa nubosa hemos simulado imágenes utilizando el modelo de transferencia radiativa para diversos valores de los parámetros de las nubes. A partir de estas imágenes hemos utilizado la transformación no lineal para obtener los parámetros r , T_n y χ , y comprobar si tienen en cuenta el comportamiento general de los parámetros originales.

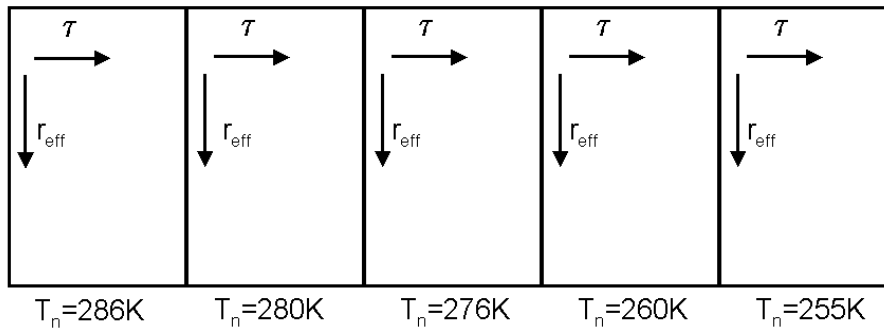


Figura 7.2. Variación de los parámetros de la nube para obtener la primera imagen simulada. Las temperaturas para cielo claro se suponen iguales a: $T_{s3}=294.4\text{K}$, $T_{s4}=293.7\text{K}$ y $T_{s5}=292.7\text{K}$. El radio efectivo r_{eff} varía de 4 a $80\ \mu\text{m}$ y el espesor óptico τ de 0 a 20.

La primera imagen simulada se encuentra dividida en cinco regiones correspondientes a diferentes temperaturas de la capa nubosa y se muestran en la Figura 7.2. Se supone que los píxeles están totalmente cubiertos por la nube, su espesor óptico crece hacia la derecha en cada región y el radio aumenta hacia abajo. Se han supuesto diferentes temperaturas de la superficie para los tres canales, $T_{s3} \neq T_{s4} \neq T_{s5}$. Estas temperaturas reflejan las temperaturas de brillo que se medirían por los diferentes canales del satélite para los píxeles sin cobertura nubosa, que, como se ha discutido en el capítulo anterior, pueden ser diferentes debido a la dependencia espectral de la emisividad de las superficies y, sobre todo, al contenido de vapor de agua en la atmósfera.

La Figura 7.3 muestra las temperaturas de brillo obtenidas para la imagen simulada propuesta en la Figura 7.2 en las tres bandas espectrales del AVHRR utilizadas en el estudio. La Figura 7.4 muestra los resultados tras aplicación de la transformación inversa a las temperaturas de brillo mostradas en la Figura 7.3. Se puede observar que, si bien el parámetro r crece hacia abajo, no lo hace de uniformemente, como es especificado el radio efectivo en la Figura 7.2. Además el valor alcanzado por el radio depende del trozo de imagen, es decir, de la temperatura de la nube, y crece en mayor medida para espesores ópticos medios. Este resultado no es sorprendente debido al complicado comportamiento de las propiedades radiativas de las nubes con el radio efectivo (González et al. 2000, Pérez et al. 2000) y la simplicidad de las ecuaciones propuestas para ajustar las temperaturas teóricas.

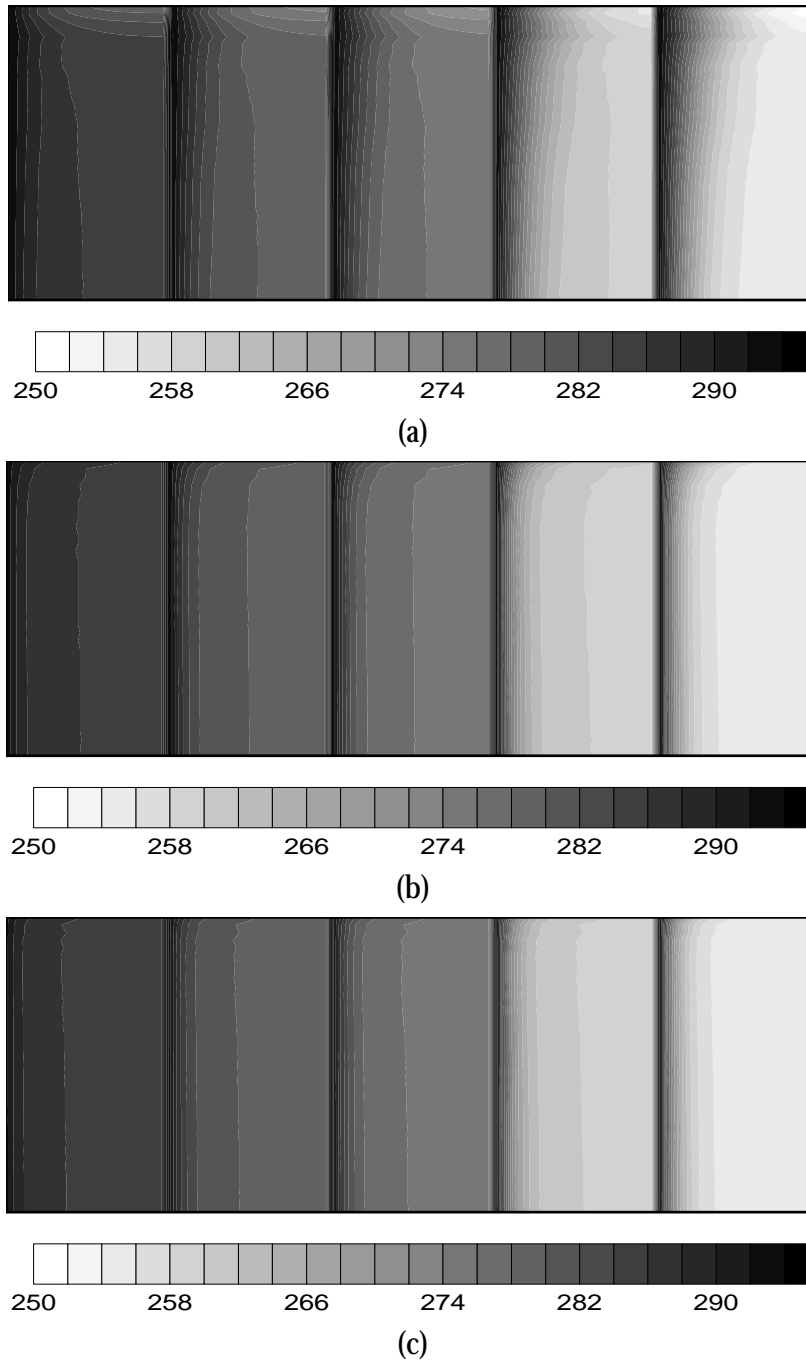


Figura 7.3. Temperaturas de brillo correspondientes a la imagen simulada cuyos parámetros se muestran en la Figura 7.2 para (a) canal 3, (b) canal 4 y (c) canal 5.

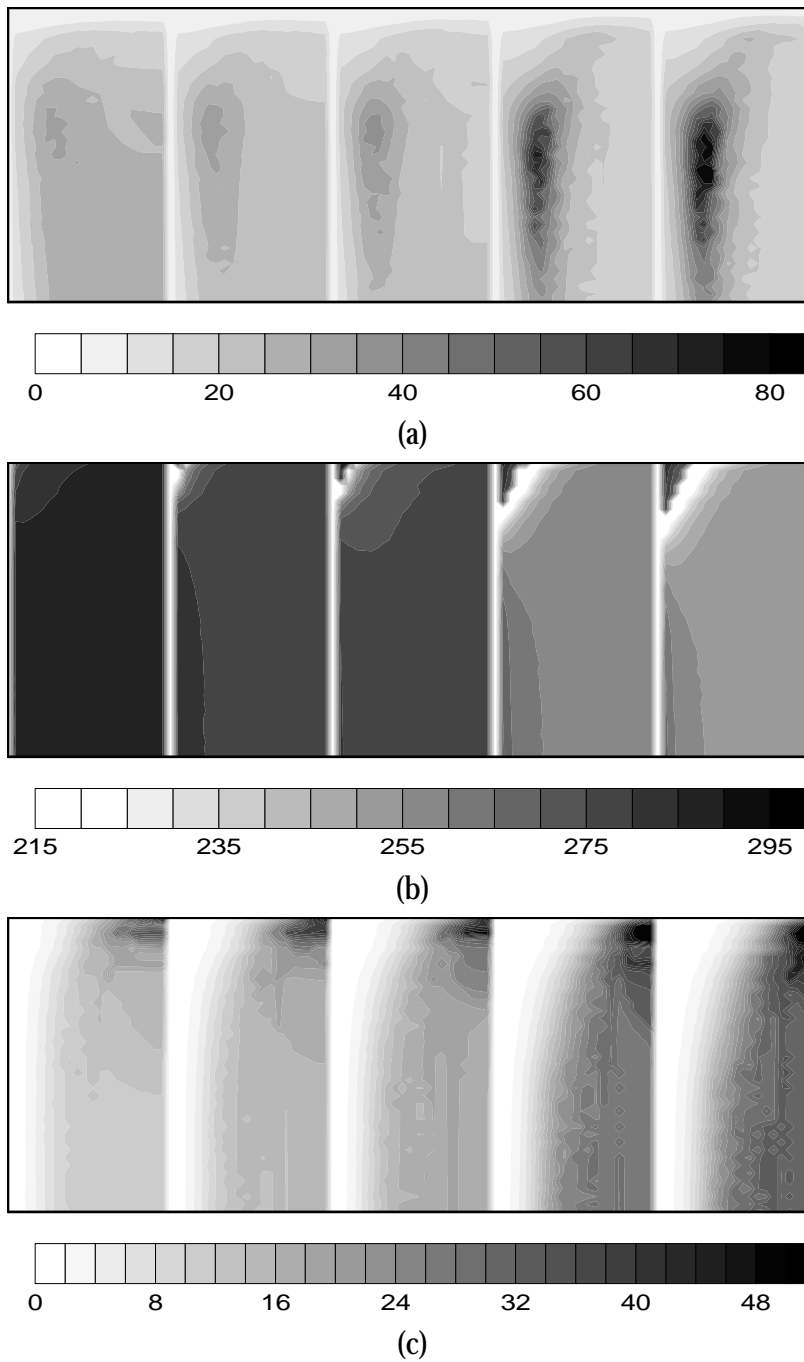


Figura 7.4. Resultado de aplicar la transformación inversa propuesta a la imagen simulada de la Figura 7.3. La figura (a) corresponde al parámetro r , (b) a T_n y (c) a χ .

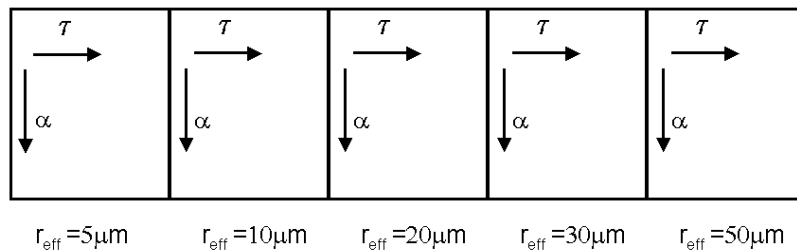


Figura 7.5. Variación de los parámetros de la nube para obtener la segunda imagen simulada. Las temperaturas para cielo claro se suponen iguales a: $T_{s3}=294.4\text{K}$, $T_{s4}=293.7\text{K}$ y $T_{s5}=292.7\text{K}$ y la de la nube $T_n=280\text{K}$. La fracción de pixel cubierto por la nube α varía de 0 a 1 y el espesor óptico τ de 0 a 20.

El siguiente parámetro, T_n , sigue bastante bien a la temperatura de la nube, como se ve en la Figura 7.4, obteniéndose la temperatura exacta de la capa nubosa en la mayor parte de la imagen. El comportamiento es peor para radios efectivos y espesores ópticos bajos, debido a la diferente pendiente de las curvas hiperbólicas propuestas y las obtenidas a través del modelo de transferencia radiativa cuando estos parámetros de la nube tienden a cero. De forma similar, el comportamiento del parámetro χ es bastante aceptable, creciendo hacia la derecha, si bien para radios bajos volvemos a tener un comportamiento diferente.

Una vez analizado el comportamiento de los parámetros r , T_n y χ respecto a la variación de las propiedades de la nube, vamos a comprobar los resultados de la transformación no lineal cuando se dan determinadas condiciones no previstas en los modelos utilizados para ajustar las curvas hiperbólicas. Una de estas condiciones corresponde al hecho de que el pixel observado no se encuentre totalmente cubierto por la capa nubosa. Los parámetros propuestos para la generación de la imagen simulada correspondiente se muestran en la Figura 7.5. En esta ocasión la imagen se divide también en cinco regiones, cada una con un radio efectivo diferente. Dentro de ellas, el espesor óptico aumenta hacia la derecha y la fracción de pixel cubierta hacia abajo. De esta forma los píxeles de la línea superior corresponden a condiciones de cielo despejado, independientemente del valor del espesor óptico, y los de la línea inferior a píxeles que representan una superficie totalmente cubierta por la capa nubosa. La Figura 7.6 muestra las temperaturas de brillo correspondientes para los canales 3, 4 y 5.

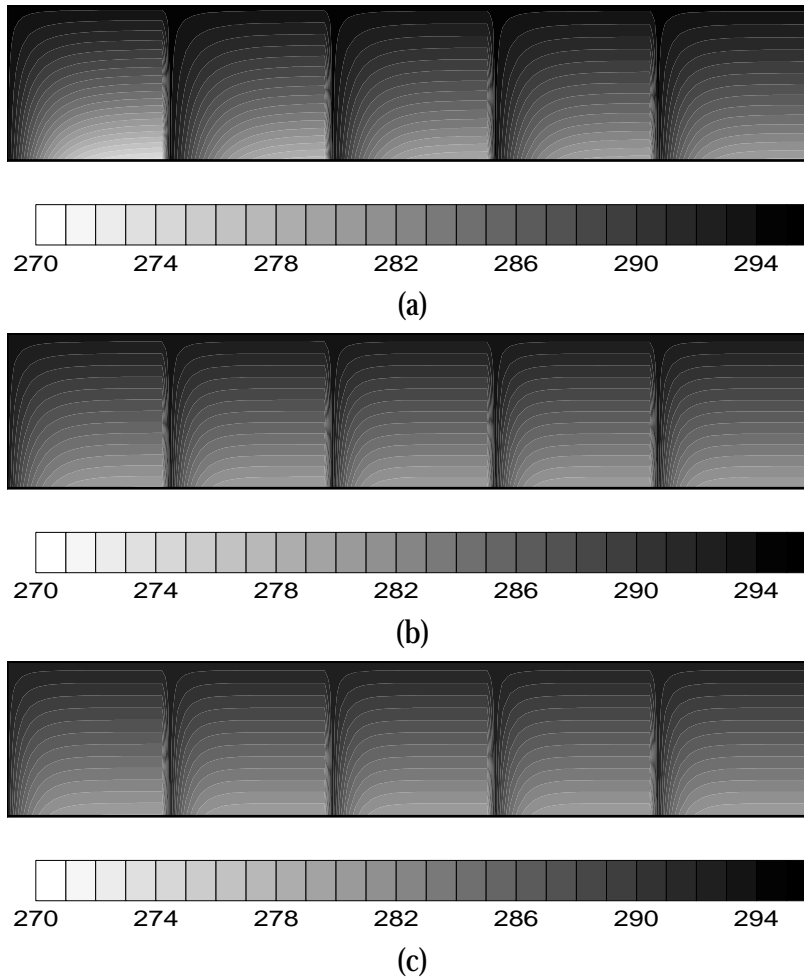


Figura 7.6. Temperaturas de brillo correspondientes a la imagen simulada cuyos parámetros se muestran en la Figura 7.5 para (a) canal 3, (b) canal 4 y (c) canal 5.

La Figura 7.7 muestra el resultado de aplicar la transformación no lineal a las temperaturas de brillo mostradas en la Figura 7.6. Se observa que para espesores ópticos o cobertura pequeños el modelo es insensible a las pequeñas variaciones en el espesor óptico. El parámetro r sigue la misma tendencia general que el radio efectivo, esto es, crece de una región a otra, hacia la derecha, pero solamente se aproxima al valor del radio efectivo para espesores ópticos medios y altos, y cuando el pixel está prácticamente cubierto por la nube. Esto último es de esperar pues en el modelo no se tiene en consideración la posibilidad de que parte del pixel esté libre de nubes.

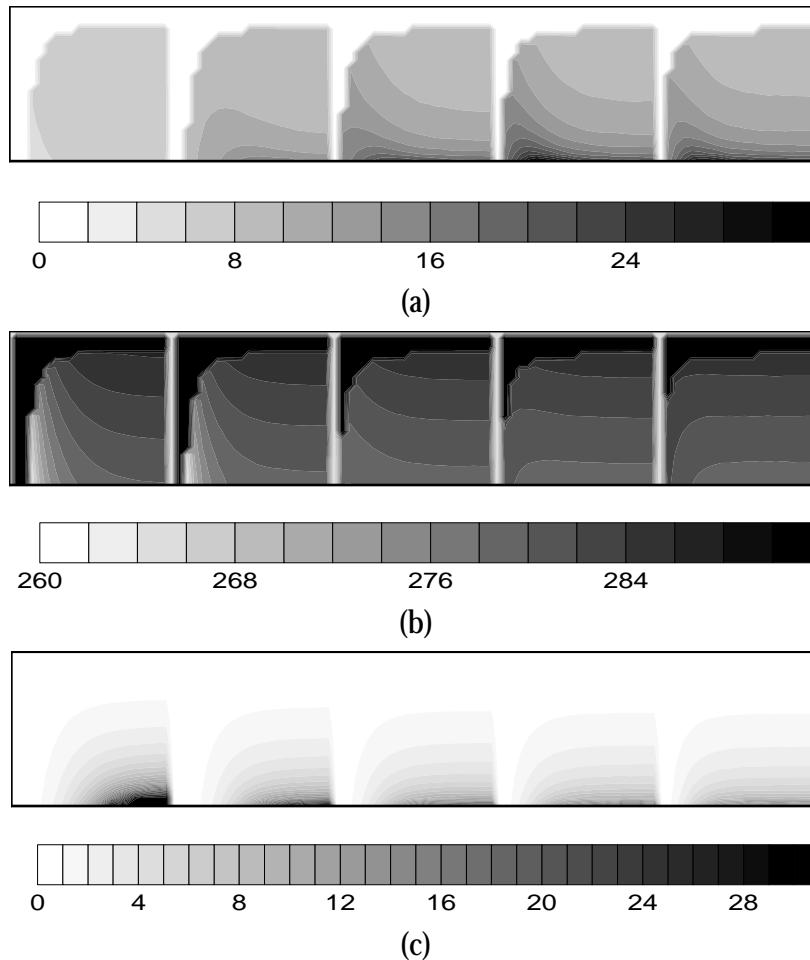


Figura 7.7. Resultado de aplicar la transformación inversa propuesta a la imagen simulada de la Figura 7.6. La figura (a) corresponde al parámetro r , (b) a T_n y (c) a χ .

El parámetro T_n está muy por encima del valor de la temperatura de la capa de nube para coberturas bajas. Esto es de esperar, pues el modelo supone que observa un pixel totalmente cubierto, y en realidad la radiancia que recibe, que es más alta que la correspondiente al pixel cubierto, es debida tanto a la capa nubosa como a la superficie bajo ella. T_n solamente tiende a la temperatura de la nube para fracción nubosa, α , cercana a la unidad. Por último, vemos que el parámetro χ crece diagonalmente hacia la esquina inferior derecha de cada región. Esto es debido a que la influencia de la nube en la radiancia total aumenta tanto debido a un espesor óptico más elevado como a una mayor cobertura.

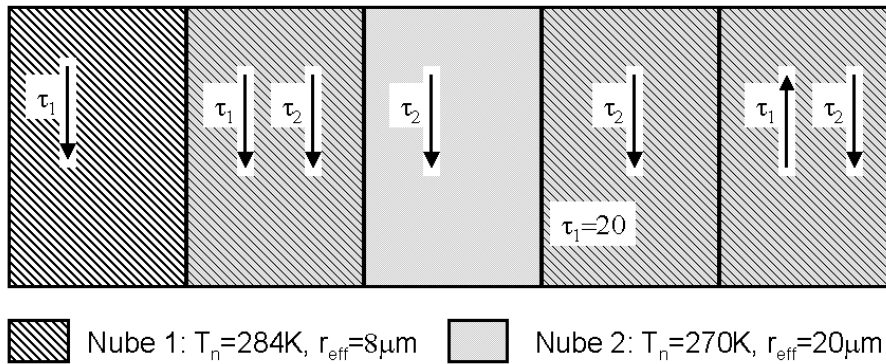


Figura 7.8. Variación de los parámetros de dos nubes superpuestas para obtener la tercera imagen simulada. Las temperaturas para cielo claro se suponen iguales a: $T_{s3}=294.4\text{K}$, $T_{s4}=293.7\text{K}$ y $T_{s5}=292.7\text{K}$. La fracción de pixel cubierto por la nube α es 1 para ambas capas nubosas y los respectivos espesores ópticos, τ_1 y τ_2 , varían de 0 a 20.

Otro de los posibles casos no contemplados por el modelo es la superposición de dos capas nubosas en el mismo pixel, por ejemplo una nube media sobre una baja como se explicó para las figuras 6.16 y 6.17. La Figura 7.8 muestra la selección de los parámetros utilizados para crear una imagen simulada que recoja esta situación. Las temperaturas de brillo correspondientes se representan en la Figura 7.9.

En este caso el problema es más complejo y, por lo tanto, analizaremos cada una de las cinco regiones de la Figura 7.10 por separado:

- La primera región, la de la izquierda, solamente contiene una nube baja. El parámetro r es bastante similar al radio efectivo de la nube baja, excepto para espesores ópticos muy bajos. T_n tiende a la temperatura de la capa nubosa para espesores lo suficientemente grandes. El parámetro χ crece hacia abajo, tal como lo hace el espesor óptico, χ tiende a 30 cuando τ tiende a 20.
- La siguiente región contiene ambas capas nubosas, cuyo espesor óptico aumenta simultáneamente hacia abajo, de forma que la línea superior representa píxeles totalmente despejados y las inferiores píxeles que contienen ambas capas nubosas con espesores ópticos grandes. Los valores de r son parecidos al radio efectivo de la nube media, que oculta en alguna medida a la otra. T_n tiende igualmente a la temperatura de la capa superior, sobre todo al aumentar el espesor óptico. Por último, el parámetro χ aumenta hacia abajo como cabría esperar, pero mucho más rápido que en el caso en el que se tiene una sola capa nubosa, como es el caso de la primera y tercera región.

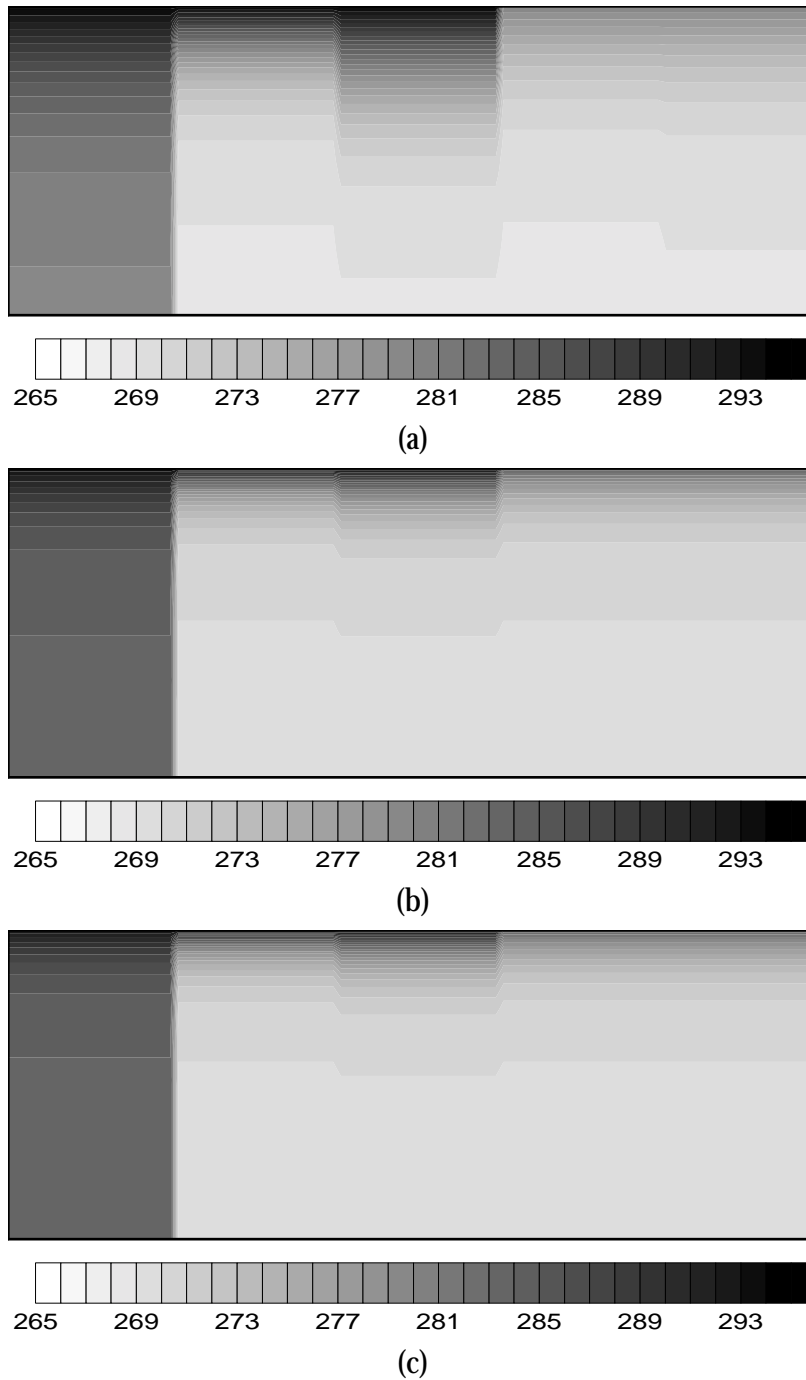


Figura 7.9. Temperaturas de brillo correspondientes a la imagen simulada cuyos parámetros se muestran en la Figura 7.8 para (a) canal 3, (b) canal 4 y (c) canal 5.

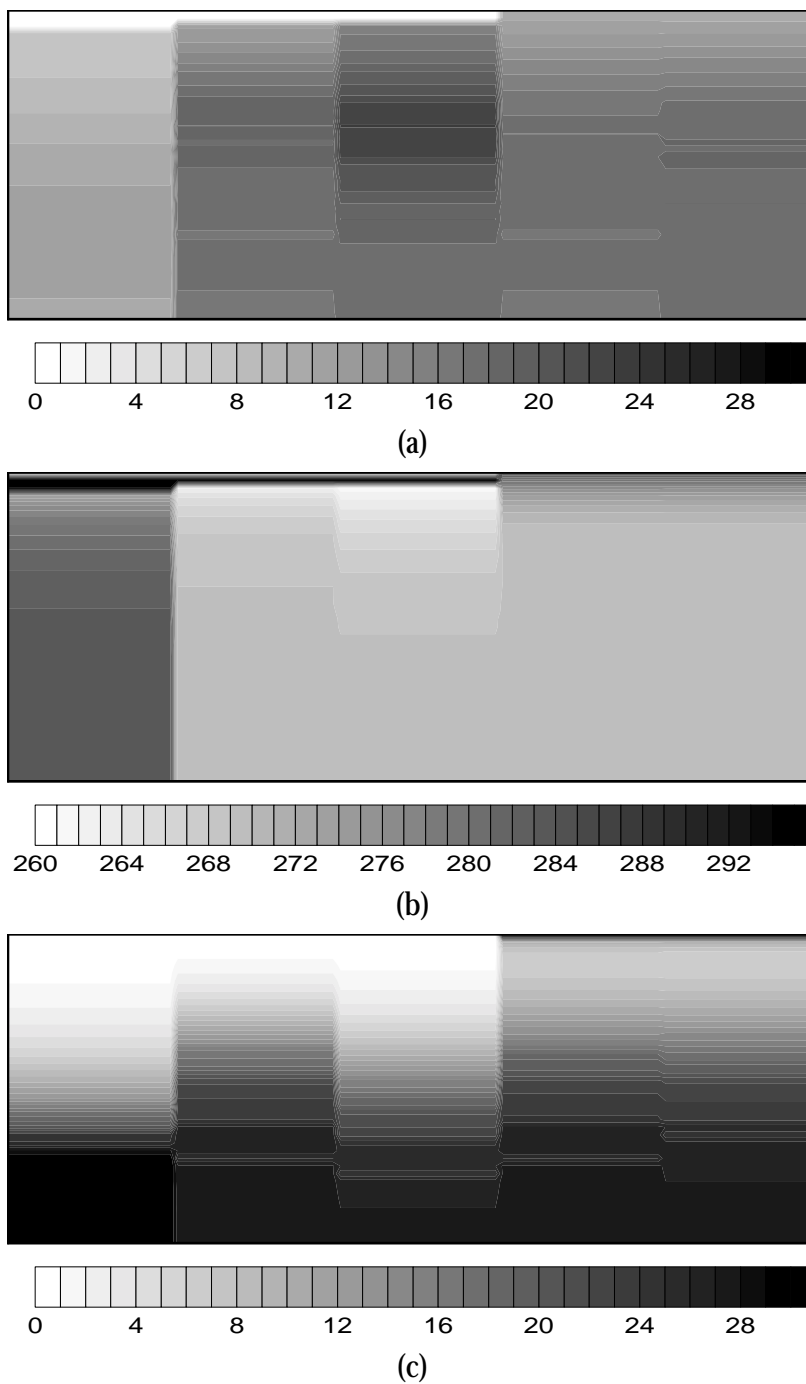


Figura 7.10. Resultado de aplicar la transformación inversa propuesta a la imagen simulada de la Figura 7.9. La figura (a) corresponde al parámetro r , (b) a T_n y (c) a χ .

- La región central representa píxeles cubiertos solamente por la nube media. Por lo tanto, es lógico que los parámetros r y T_n sean muy parecidos al radio efectivo de las partículas y la temperatura de dicha capa. De nuevo, el parámetro χ sigue el comportamiento del espesor óptico de la nube.
- La cuarta región representa una nube media cuyo espesor óptico crece hacia abajo sobre una nube baja ópticamente densa. El parámetro r es, en general, un poco más bajo que el radio efectivo de la nube media, debido a la influencia de la otra capa. Tanto T_n como χ toman los valores de la temperatura y el espesor de la nube baja cuando la nube superior es ópticamente delgada, tendiendo a los valores de la nube media al hacerse más gruesa. Esta tendencia es más rápida que cuando se encuentra la nube media sola como en la tercera región.
- La última región, la de la derecha, representa una nube media cuyo espesor óptico aumenta hacia abajo sobre una nube baja cuyo espesor aumenta en sentido contrario. De esta forma la línea superior corresponde a una nube baja ópticamente densa y la línea inferior considera solamente la capa más alta. Las líneas centrales corresponden a aquellos píxeles en los que ambos píxeles tienen espesores ópticos intermedios. Por ello, los parámetros toman valores cercanos a los de la nube baja cuando predomina la radiancia de la misma y viceversa.

Según los resultados expuestos podemos concluir que en el caso de superposición de dos capas nubosas, los parámetros obtenidos serán más cercanos a aquellos correspondientes a la capa predominante. Obviamente si la capa superior es ópticamente densa no influirá la nube inferior en las temperaturas de brillo medidas por el satélite.

Podemos observar en las ecuaciones 7.3, 7.4 y 7.5 que las temperaturas de ajuste dependen de la temperatura de la superficie bajo la nube en los tres canales, T_{si} ($i = 3, 4, 5$). Dichas temperaturas pueden calcularse a partir de las de los píxeles despejados más próximos al pixel tratado, que son seleccionados utilizando la información de la estructura espacial, y realizando la interpolación adecuada (Coakley et al. 1982, González et al. 2000). Sin embargo, en primera aproximación, pueden utilizarse las temperaturas del punto que representa los máximos valores en los tres canales. Para ver el efecto de la incertidumbre en el cálculo de dichas temperaturas generamos la imagen cuyos parámetros se muestran en las cinco regiones de la Figura 7.11. Las tres primeras corresponden a nubes con temperaturas diferentes y errores en la temperatura de suelo del canal 3, que varían a lo largo de la vertical ($-10K < \epsilon_3 < 10K$). Las dos últimas corresponden a una misma temperatura de nube, la misma que para la segunda región, y errores en la temperatura de suelo en los canales 4 y 5 respectivamente.

Dentro de cada región el espesor óptico crece hacia la derecha. Las temperaturas de brillo de la imagen resultante se muestran en la Figura 7.12.

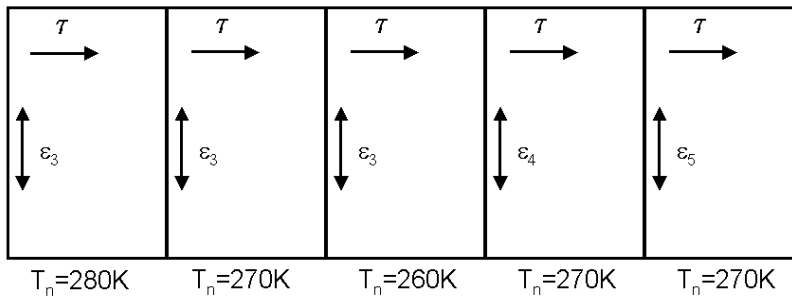


Figura 7.11. Variación de los parámetros de una nube para obtener la cuarta imagen simulada. Las temperaturas para cielo claro se suponen iguales a: $T_{s3}=294.4+\epsilon_3K$, $T_{s4}=293.7+\epsilon_4K$ y $T_{s5}=292.7+\epsilon_5K$, donde $-10<\epsilon_i<10$. La fracción de pixel cubierto por la nube α es 1 para todos los casos y el espesor óptico, τ varía de 0 a 20. El radio efectivo de la distribución de partículas es constante en toda la imagen e igual a $10\mu m$.

Los parámetros obtenidos al aplicar la transformación no lineal a las temperaturas de brillo de la Figura 7.12 están representados en la Figura 7.13. Como era de esperar, los mayores efectos son apreciables en las regiones en las que el espesor óptico de la nube es bajo, pues es en esos casos en los que la radiación procedente de la superficie bajo la nube tiene una mayor influencia en la radiancia total recibida por el sensor. Así, para el parámetro r , vemos que es bastante similar al radio efectivo propuesto para espesores medios y altos. Algo similar sucede con T_n , que no sigue a la temperatura de la nube cuando el espesor óptico de la misma es bajo, y con el parámetro χ , si bien este último es el que menos se ve afectado.

Se puede ver que, si bien las incertidumbres en las temperaturas de la superficie inducen a variaciones en los parámetros obtenidos mediante la transformación propuesta, solamente en los casos extremos y para errores elevados tienen una incidencia significativa. El comportamiento general de los parámetros sigue conservándose. Sin que ello signifique que no sea importante en un procedimiento operativo obtener las temperaturas de píxeles despejados de la forma más exacta posible.

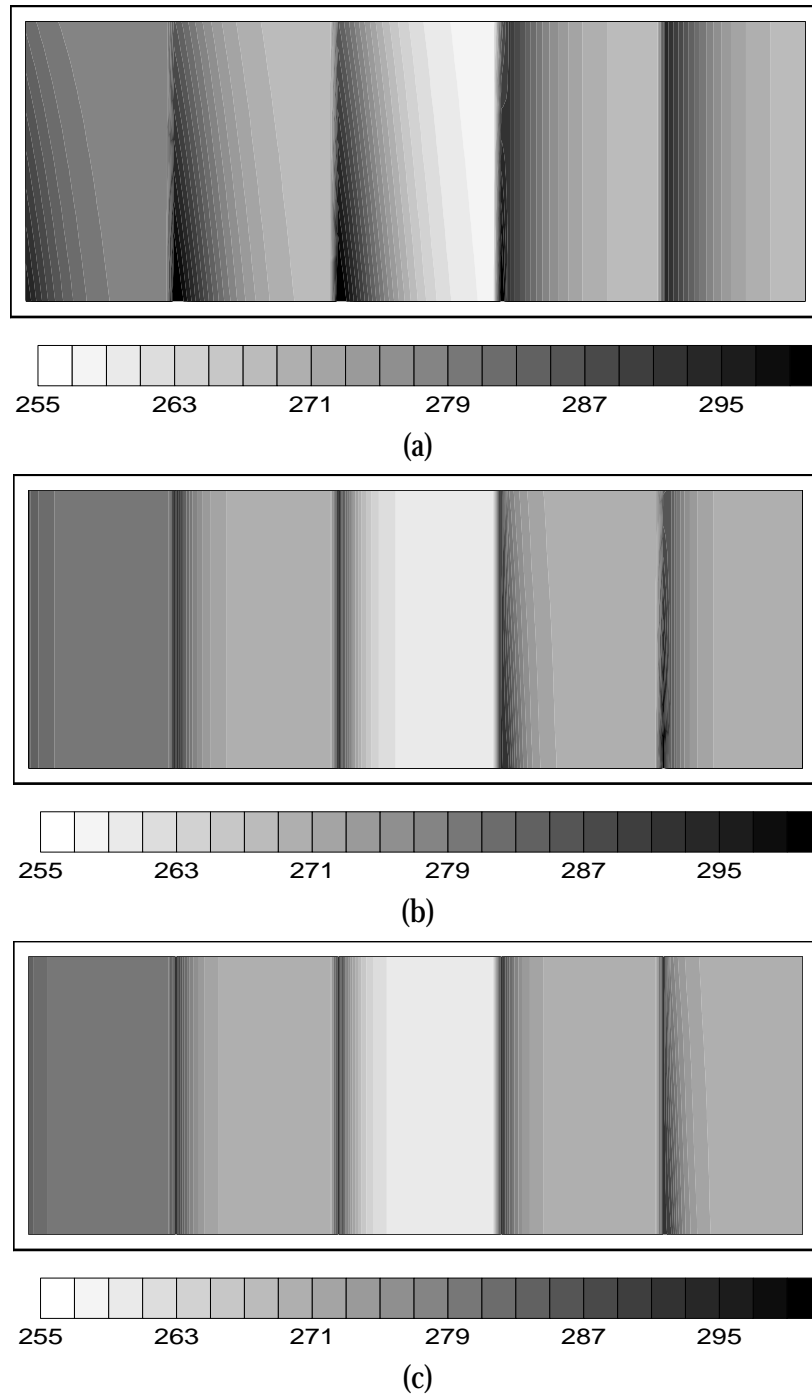


Figura 7.12. Temperaturas de brillo correspondientes a la imagen simulada cuyos parámetros se muestran en la Figura 7.11 para (a) canal 3, (b) canal 4 y (c) canal 5.

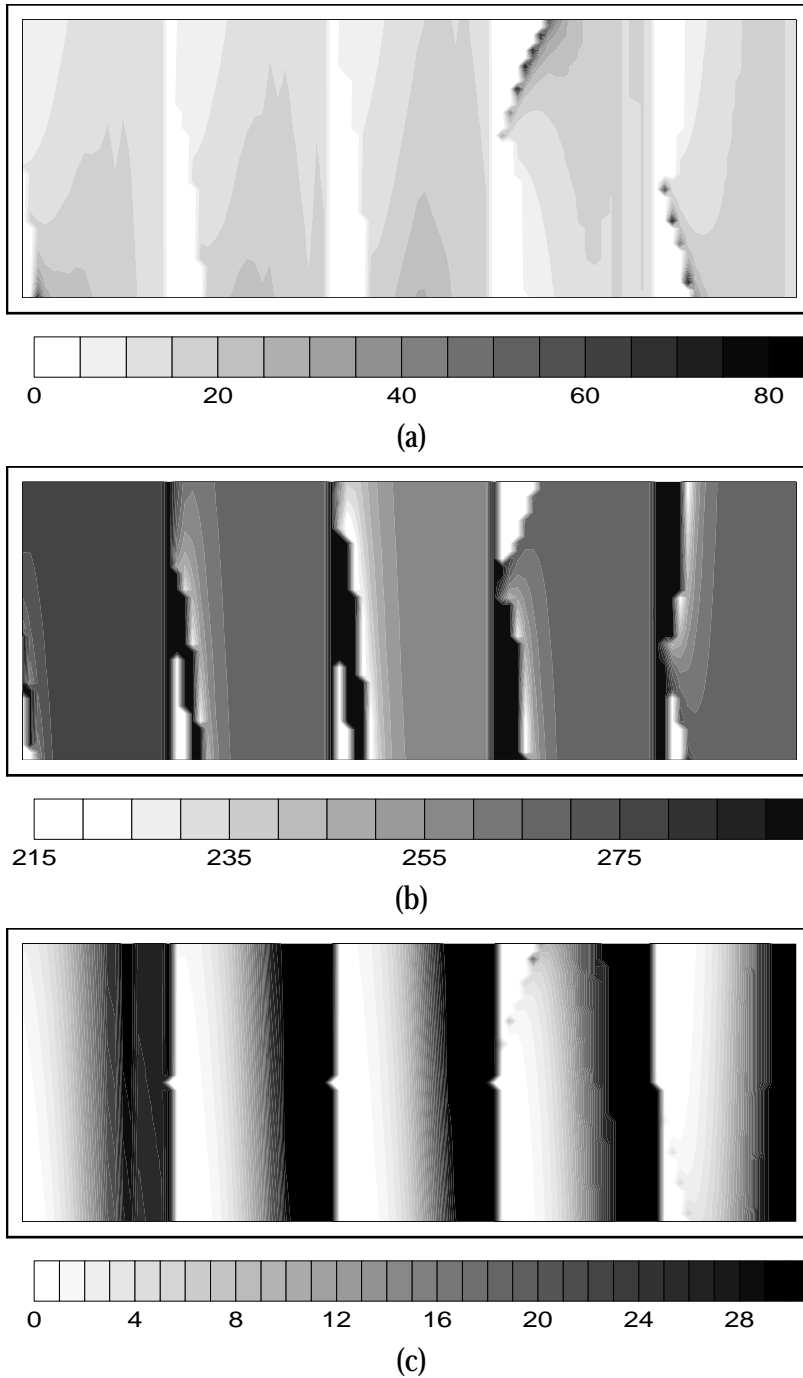


Figura 7.13. Resultado de aplicar la transformación inversa propuesta a la imagen simulada de la Figura 7.12. La figura (a) corresponde al parámetro r , (b) a T_n y (c) a χ .

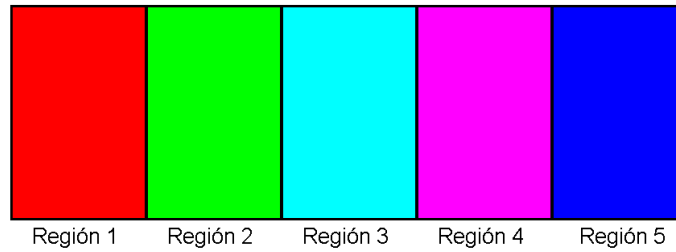


Figura 7.14. Selección de colores de las regiones de las imágenes simuladas.

7.3 COMPARACIÓN CON LA TRANSFORMACIÓN BASADA EN COMPONENTES PRINCIPALES.

Con el fin de mostrar las ventajas de una transformación de coordenadas no lineal basada en un modelo físico frente a las transformaciones lineales basadas en la estadística de los datos, vamos a mostrar como se comporta la transformación propuesta y la basada en componentes principales sobre las imágenes simuladas mostradas en el apartado anterior.

Los puntos de los histogramas representados a continuación han sido coloreados en función de su pertenencia a una de las regiones de las imágenes simuladas según se indica en la Figura 7.14. De esta forma se facilita la interpretación de los resultados expuestos al poder identificar cada punto con un caso en particular.

La Figura 7.15 corresponde a la proyección del histograma tridimensional de la imagen simulada cuyos parámetros se proponían en la Figura 7.2 sobre las dos componentes principales de mayores autovalores. Se ha denotado los ejes correspondientes como x e y , cuyos valores corresponden a una combinación lineal de las temperaturas de brillo T_i de los canales 3, 4 y 5. En este caso concreto la transformación es de la forma: $x=0.5T_3 + 0.6T_4 + 0.6T_5$, $y=0.9T_3 - 0.3T_4 - 0.4T_5$. Si bien las nuevas variables x e y obtenidas a partir de las temperaturas de brillo han sido elegidas utilizando la maximización de la varianza de los datos según estos nuevos ejes, lo que proporciona la proyección en la que los puntos están más dispersos, no tienen ningún significado físico especial. De hecho, puede observarse en la Figura 7.15 como las diferentes regiones, cada una de las cuales corresponde a una nube con una temperatura determinada y varios radios efectivos y espesores ópticos, no son fácilmente separables en esta proyección, haciéndose necesario la utilización de un clasificador que utilice fronteras de decisión no lineales.

No ocurre lo mismo en el caso de la transformación no lineal pues los nuevos canales obtenidos están relacionados de alguna forma con los parámetros de la capa nubosa, tal y como se comentó en el capítulo anterior. La Figura 7.16 muestra el plano correspondiente a los parámetros T_n y χ , en el que se aprecia como los puntos correspondientes a las distintas regiones quedan perfectamente separados, excepto para espesores ópticos muy bajos donde las regiones se ensanchan debido a las razones expuestas en el apartado anterior. Esto permite implementar clasificadores muy sencillos, incluso un clasificador basado en umbrales puede separar las nubes según su altura y espesor óptico, que son los parámetros requeridos en la clasificación de las cubiertas nubosas.

Las proyecciones en las que uno de los ejes corresponde al parámetro r no son tan sencillas de interpretar, pues el comportamiento de r no sigue las complicadas propiedades del radio efectivo de la distribución de tamaños de las partículas de la nube. En el caso de la representación de r frente T_n , que se muestra en la Figura 7.17, las regiones siguen distinguiéndose a grandes rasgos debido al parámetro T_n , ensanchándose aún más que en el caso anterior para radios bajos. La representación del parámetro r frente a χ , mostrada en la Figura 7.18, presenta claramente las desviaciones de las ecuaciones hiperbólicas propuestas para ajustar las temperaturas de brillo obtenidas mediante el modelo de transferencia radiativa. Según se ha construido la imagen simulada en estudio para cada valor de espesor óptico se dan todos los valores de radio efectivo, con lo que esta representación debería mostrar una distribución de puntos delimitada por un rectángulo, y en la que los distintos colores estuviesen igualmente distribuidos, pues no dependerían de la temperatura de la nube. Sin embargo, vemos que no existen valores de r elevados cuando χ aumenta. Debemos recordar en este punto que no se pretende realizar la inversión del modelo radiativo, sino aplicar una transformación no lineal que facilite la clasificación y la interpretación de los datos.

La situación es más compleja cuando intervienen factores que no han sido tenidos en cuenta en el modelo, por ejemplo el caso de la Figura 7.6 en la que se variaba la fracción de pixel cubierta por la nube. Las figuras 7.19 y 7.20 muestran los resultados para el caso de las componentes principales ($x=0.5T_3 + 0.6T_4 + 0.6T_5$, $y=0.9T_3 - 0.3T_4 - 0.4T_5$) y la proyección sobre el plano formado por los parámetros T_n y χ . Vemos que en ambos casos las regiones están entremezcladas, pues además de el efecto de la cobertura, lo que distingue las regiones es el radio efectivo de las partículas. En este caso la distinción entre regiones se puede apreciar mejor en las proyecciones que contienen el parámetro r , como se muestra en las figuras 7.21 y 7.22, siempre teniendo en cuenta las limitaciones expuestas. En general las regiones se dispersan en dirección horizontal.

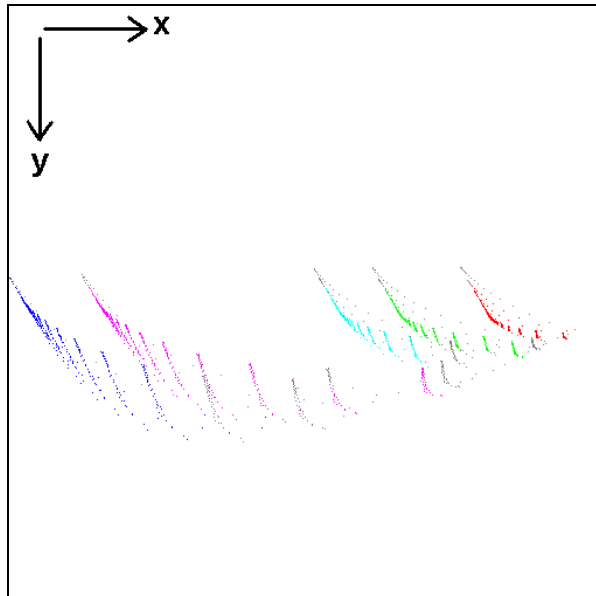


Figura 7.15. Histograma de la imagen mostrada en la Figura 7.3 proyectado sobre sus dos componentes principales.

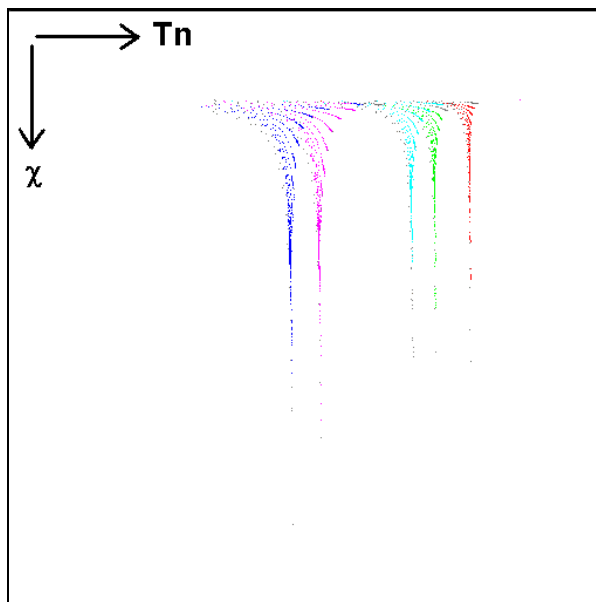


Figura 7.16. Proyección sobre los parámetros T_n y χ del histograma correspondiente a la transformación no lineal propuesta a la imagen mostrada en la Figura 7.3

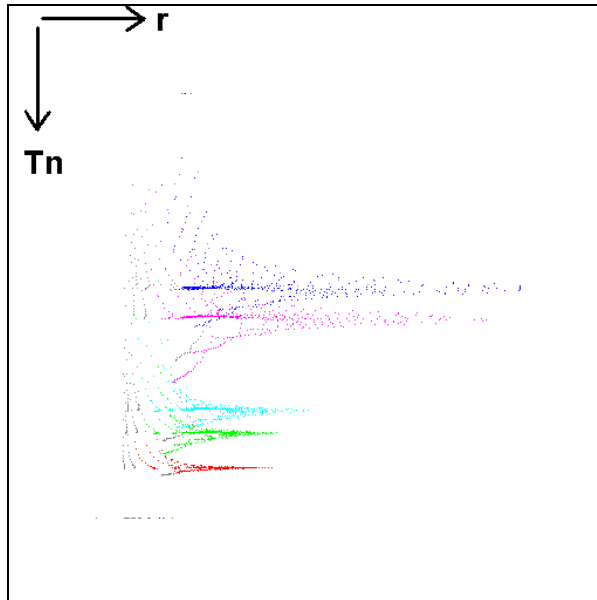


Figura 7.17. Proyección sobre los parámetros r y T_n del histograma correspondiente a la transformación no lineal propuesta a la imagen mostrada en la Figura 7.3

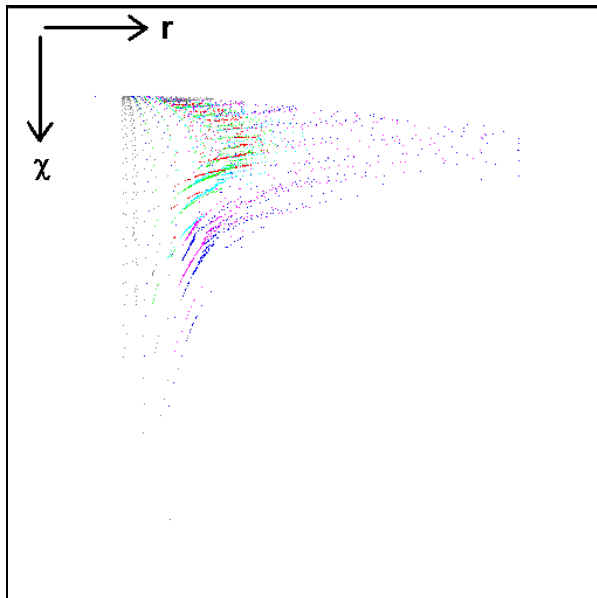


Figura 7.18. Proyección sobre los parámetros r y χ del histograma correspondiente a la transformación no lineal propuesta a la imagen mostrada en la Figura 7.3

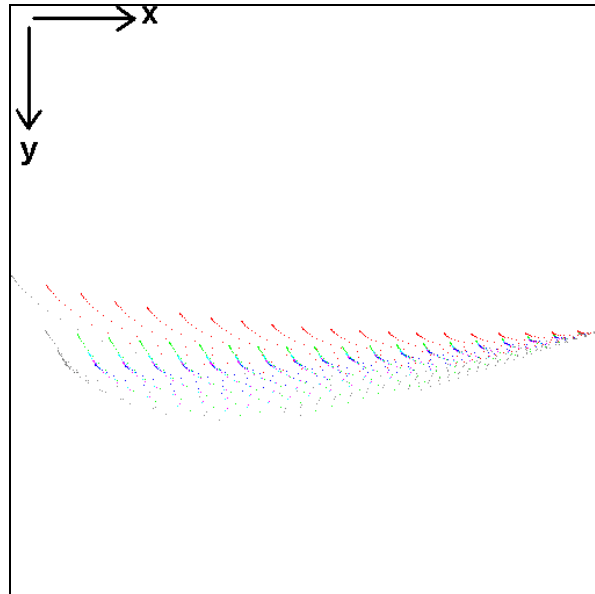


Figura 7.19. Histograma de la imagen mostrada en la Figura 7.6 proyectado sobre sus dos componentes principales.

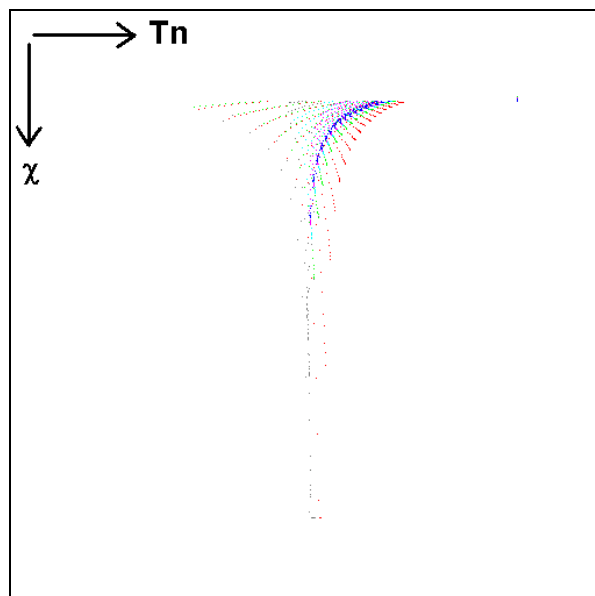


Figura 7.20. Proyección sobre los parámetros T_n y χ del histograma correspondiente a la transformación no lineal propuesta a la imagen mostrada en la Figura 7.6

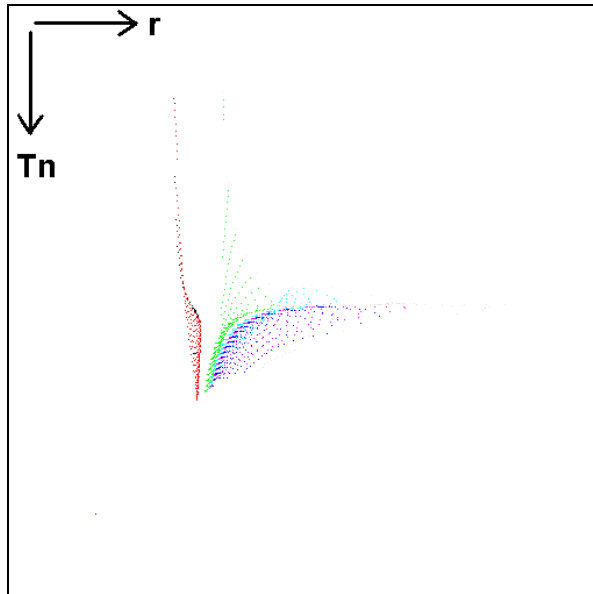


Figura 7.21. Proyección sobre los parámetros r y T_n del histograma correspondiente a la transformación no lineal propuesta a la imagen mostrada en la Figura 7.6.

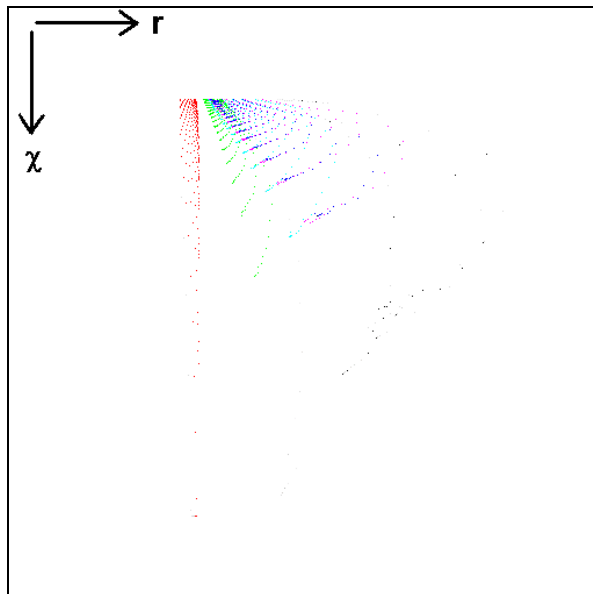


Figura 7.22. Proyección sobre los parámetros r y χ del histograma correspondiente a la transformación no lineal propuesta a la imagen mostrada en la Figura 7.6.

Vamos a examinar lo que ocurre en el caso de la superposición de las dos nubes que se simuló en la Figura 7.9. La proyección sobre las dos primeras componentes principales, que se muestra en la Figura 7.23, presenta una distribución de los puntos bastante complicada, típica de estos casos en los que existen varias capas de nubes. En este caso la combinación lineal viene dada por: $x=0.6T_3 + 0.6T_4 + 0.6T_5$, $y=0.8T_3 - 0.3T_4 - 0.5T_5$. También es una situación complicada para el caso de los parámetros T_n y χ , ilustrado en la Figura 7.24, sin embargo, se pueden ver dos líneas que marcan claramente el caso de una nube baja, la de la derecha, y el de la nube media, la de la izquierda. Aparte del ensanchamiento debido a las características de las ecuaciones existe otra desviación de la línea correspondiente a la nube media hacia la de la nube baja, debido a aquellos píxeles en los que la radiancia recibida por el sensor depende de ambas. Estas situaciones corresponden a píxeles en los que la nube media no es lo suficientemente densa para no permitir la transmisión de la radiación que le llega procedente de la capa nubosa inferior. Vemos, que si bien la clasificación no es tarea sencilla es mucho más factible con clasificadores básicos que en el caso de las componentes principales.

Por último, vamos a examinar el caso en el que existe incertidumbre respecto a las temperaturas de suelo $T_{s\text{r}}$, según se simuló en la Figura 7.12, en el que se suponen tres nubes con diferente temperatura para cada una de las cuales varía el error en $T_{3\text{s}}$, y para la de temperatura media varía el error en los otros dos canales (regiones 4ª y 5ª). La Figura 7.25 muestra el resultado al aplicar la transformación basada en componentes principales: $x=0.5T_3 + 0.5T_4 + 0.7T_5$, $y=-0.9T_3 + 0.2T_4 + 0.5T_5$. Las regiones están totalmente mezcladas entre sí, dificultando en gran medida la interpretación del histograma. La proyección sobre el plano T_n , χ es bastante más útil, pues se distinguen fácilmente las tres nubes con diferente temperatura, aunque para espesores ópticos bajos las curvas se ensanchan debido tanto a las características de las ecuaciones utilizadas como al efecto de la incertidumbre en las temperaturas de la superficie.

A través de los diversos ejemplos expuestos podemos observar que la transformación propuesta facilita la tarea del clasificador, siendo posible utilizar algoritmos muy sencillos como aquellos basados en umbrales. Esto es debido a que el esfuerzo se realiza en la transformación del vector de características. Además, presenta otra ventaja, pues los nuevos parámetros pueden ser interpretados en relación con las características de la capa nubosa. Por otro lado, la transformación no lineal está basada en un modelo físico, siendo independiente de la imagen sobre la que estemos trabajando, sin tener en cuenta la selección de las temperaturas de la superficie bajo la nube. Sin embargo, las transformaciones basadas en medidas estadísticas de los datos, como es el caso de las componentes principales, dependen de la imagen estudiada.

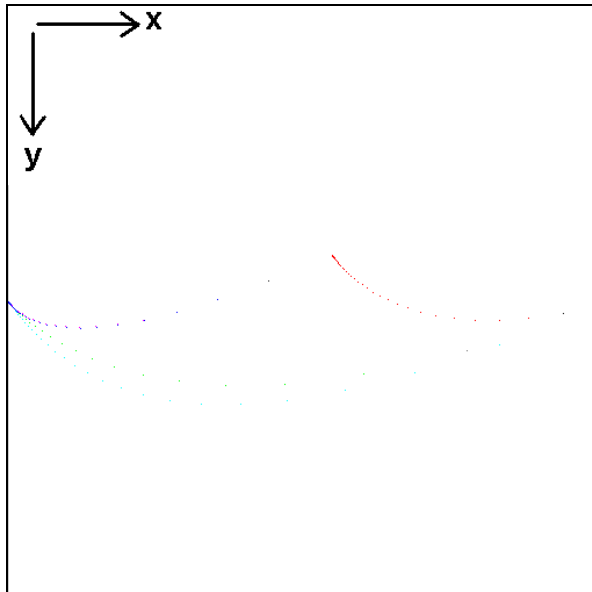


Figura 7.23. Histograma de la imagen mostrada en la Figura 7.9 proyectado sobre sus dos componentes principales.

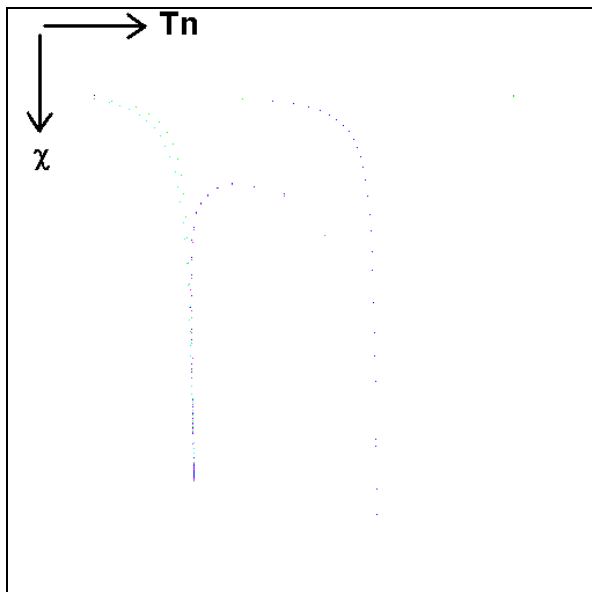


Figura 7.24. Proyección sobre los parámetros T_n y χ del histograma correspondiente a la transformación no lineal propuesta a la imagen mostrada en la Figura 7.9.

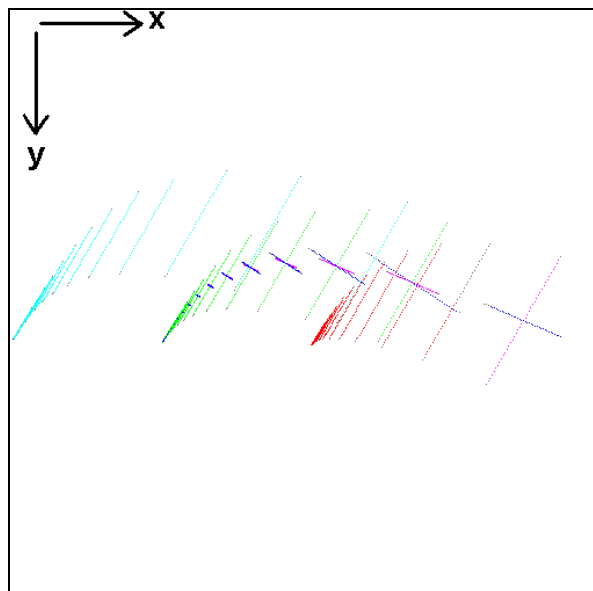


Figura 7.25. Histograma de la imagen mostrada en la Figura 7.12 proyectado sobre sus dos componentes principales.

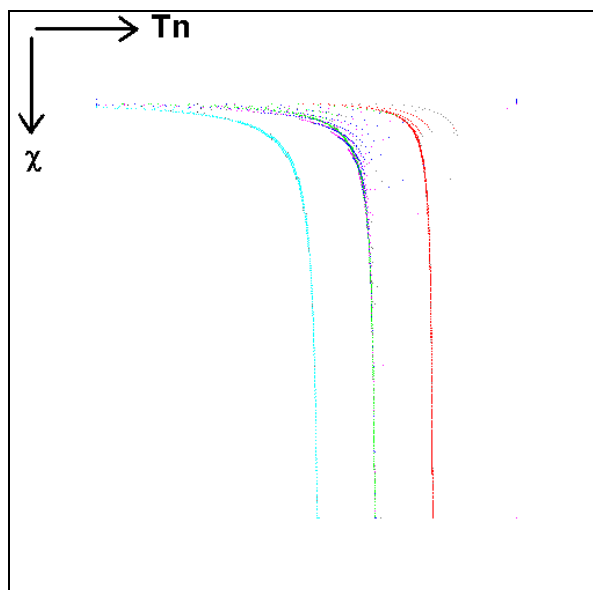


Figura 7.26. Proyección sobre los parámetros T_n y χ del histograma correspondiente a la transformación no lineal propuesta a la imagen mostrada en la Figura 7.12.

7.4. CLASIFICACIÓN CONTINUA DE NUBES.

La transformación no lineal propuesta para las temperaturas de brillo correspondientes a los canales 3, 4 y 5 del radiómetro AVHRR permite realizar la clasificación de las cubiertas nubosas de manera sencilla, pues los nuevos parámetros están relacionados con los parámetros de dichas nubes. No entraremos en la discusión del método idóneo para llevar a cabo dicha clasificación, pues no es la finalidad de este estudio, sin embargo hasta los clasificadores basados en umbrales para cada nueva variable serían útiles. De esta forma podríamos clasificar las nubes según su altura, o temperatura, utilizando umbrales sobre el parámetro T_n , a su vez, según su espesor óptico mediante el parámetro χ y según el tamaño de sus partículas, si bien los valores del parámetro r son más difíciles de interpretar. Por lo tanto, otra de las ventajas de esta transformación es que podemos definir tantas regiones para la clasificación como deseemos pudiendo incluso realizarse de forma continua.

Con el fin de mostrar las posibilidades de clasificación asociaremos uno de los componentes RGB de un color a cada nueva variable. Así, si utilizamos solamente los parámetros T_n y χ para clasificar las cubiertas según su temperatura y espesor óptico, podemos hacer corresponder la componente de color R con los valores de T_n y la componente de color G con los de χ , como se muestra en la Figura 7.27, dejando la componente B a cero. De esta forma, aquellos píxeles despejados, con temperatura alta, igual a la de la superficie, y espesor óptico nulo, corresponderían al color rojo. Las nubes bajas, de temperatura relativamente alta, desde el rojo al amarillo dependiendo de su espesor óptico. En el extremo izquierdo de la Figura 7.27 se encontrarían las nubes más altas, que van del negro al verde según su espesor.

La Figura 7.28 muestra el resultado de aplicar este criterio a la imagen simulada presentada en la Figura 7.3. Vemos, como los píxeles de las esquinas superiores izquierdas de cada una de las cinco regiones, así como de la columna izquierda, son de color rojo, lo que corresponde a los píxeles despejados. Si nos guiamos por la carta de color mostrada en la Figura 7.27 podemos identificar fácilmente cada píxel. De esta forma, podemos observar que la región izquierda corresponde a una nube de mayor temperatura pues sus colores varían desde el rojo al amarillo. Las regiones a su derecha corresponden a nubes cada vez más altas, llegando al caso límite de la región derecha, en la que los colores de los píxeles varían del negro al verde puro. En todas estas regiones se puede comprobar que el espesor óptico aumenta hacia la derecha, es decir cambios de color según la vertical de la Figura 7.27. Si bien este aumento en el parámetro χ no se produce uniformemente en dirección horizontal, si se observa el comportamiento general del parámetro especificado en la Figura 7.2.

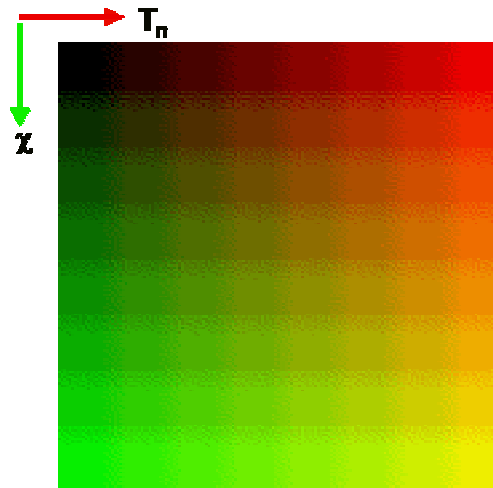


Figura 7.27. Criterio de colores correspondiente a la asignación de la componente del color R al parámetro T_n y la componente G a χ . La componente azul permanece a cero.

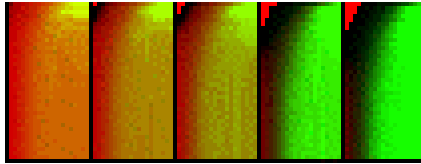


Figura 7.28. Clasificación de la imagen mostrada en la Figura 7.3 utilizando el criterio de la Figura 7.27.

De forma similar podemos asignarle, además, a la componente azul del color, B, de cada pixel un valor proporcional al parámetro r . De esta forma se crea una carta de colores tridimensional que es más compleja de interpretar y cuyo esquema se muestra en la Figura 7.29. Los puntos descubiertos siguen correspondiendo al color rojo, pero los demás varían en función de r . Por ejemplo los colores para una nube baja variarán del rojo al amarillo para diferentes espesores ópticos solamente si r es lo suficientemente pequeño. Variarán del rojo al fucsia dependiendo del radio para espesores ópticos muy bajos y , en general se moverán cercanos a la cara derecha del cubo, llegando al extremo del color blanco cuando tanto el valor de r como de χ sean lo suficientemente elevados.

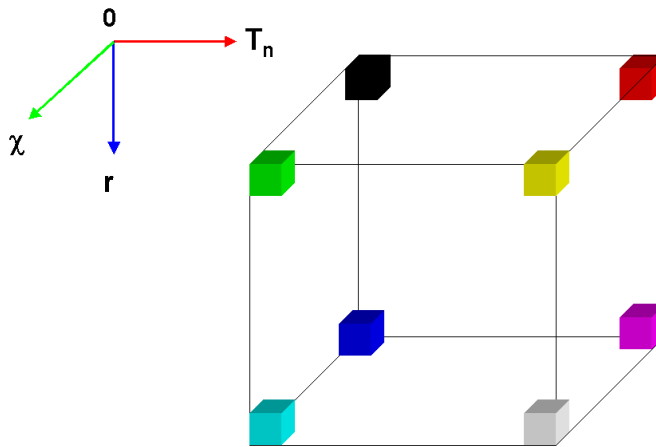


Figura 7.29. Carta de colores correspondiente a la asignación de la componente del color R al parámetro T_n , la componente G a χ y la componente B a r .

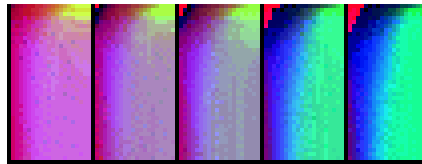


Figura 7.30. Clasificación de la imagen mostrada en la imagen simulada en la Figura 7.3 utilizando el criterio de la Figura 7.29.

La Figura 7.30 muestra el resultado de aplicar este criterio a la imagen simulada de la Figura 7.3. Efectivamente comprobamos que la interpretación del color de los píxeles con ayuda del esquema de la Figura 7.29 es más complicada que en el caso anterior. A grandes rasgos podemos observar que las regiones de la izquierda corresponden con colores más cercanos a la cara derecha del cubo de colores, esto es a nubes más bajas, y las regiones de la derecha a colores más cercanos a la cara izquierda del cubo (nubes altas). Además cuando, dentro de cada región, nos movemos hacia la derecha obtenemos colores que corresponden a una acercamiento a la cara frontal del cubo, lo que está asociado a mayores espesores ópticos como cabría esperar. Por último, el efecto del parámetro r , lo que corresponde a un desplazamiento vertical en el cubo de colores, es más difícil de apreciar.

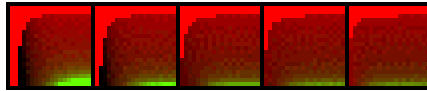


Figura 7.31. Clasificación de la imagen mostrada en la Figura 7.6 utilizando el criterio de la Figura 7.27.

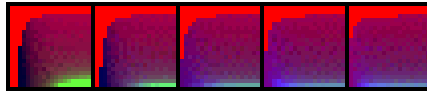


Figura 7.32. Clasificación de la imagen mostrada en la Figura 7.6 utilizando el criterio de la Figura 7.29.

A continuación mostraremos el resultado de aplicar el mismo criterio de colores al resto de imágenes simuladas que se han venido utilizando en el presente capítulo. Las imágenes que se muestran en las figuras 7.31 y 7.32 corresponden a la aplicación sobre la imagen simulada mostrada en la Figura 7.6. En el caso particular en el que no se tiene en cuenta el parámetro r (Figura 7.31) se comprueba que la temperatura de la nube es aproximadamente la misma en las cinco regiones y que el parámetro χ crece diagonalmente hacia la esquina inferior derecha de cada caja. Como ya ha sido explicado, esto es debido al efecto conjunto de un aumento en el espesor óptico y la fracción del pixel cubierta por la nube. En la Figura 7.32 se tiene en cuenta el parámetro r , que está asociado a la componente azul del color de cada pixel. Vemos que, en general, las regiones a la derecha tienen un tono más azulado, lo que corresponde con un valor de r mayor y, efectivamente estas cajas fueron creadas con tamaños de partículas mayores, como se indicó en la Figura 7.5.

Los resultados correspondientes a la imagen simulada de la Figura 7.9, tanto sin tener en cuenta el parámetro r como considerándolo según la componente B del color, se presentan en las figuras 7.33 y 7.34 respectivamente. En todas las regiones el parámetro χ crece hacia abajo. La primera de ellas corresponde a la nube baja, colores del rojo a tonos cercanos al amarillo, y en el resto predominan las nubes medias. En las dos de la derecha se aprecia el efecto de la nube baja cuando el espesor óptico de la capa media es bajo por la tonalidad rojiza de la parte superior. El parámetro r es mayor para aquellos píxeles en los que la radiancia es debida fundamentalmente a la nube media, pues su tonalidad tiende más al azul.

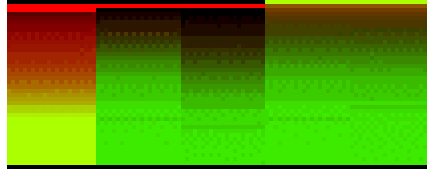


Figura 7.33. Clasificación de la imagen mostrada en la imagen 7.9 utilizando el criterio de la Figura 7.27.

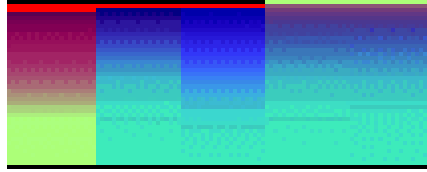


Figura 7.34. Clasificación de la imagen mostrada en la imagen 7.9 utilizando el criterio de la Figura 7.29.

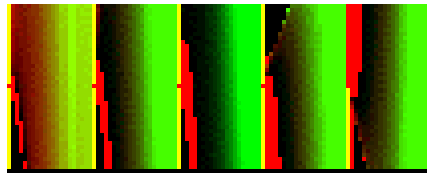


Figura 7.35. Clasificación de la imagen mostrada en la imagen 7.12 utilizando el criterio de la Figura 7.27.

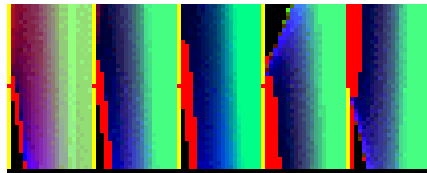


Figura 7.36. Clasificación de la imagen mostrada en la imagen 7.12 utilizando el criterio de la Figura 7.29.

Por último los resultados correspondientes a la Figura 7.12 se muestran en las figuras 7.35 y 7.36. En todas las regiones el espesor óptico de la nube crece hacia la derecha. A grandes rasgos, La caja izquierda corresponde a la nube más baja, o con mayor temperatura, y el parámetro r no muestra diferencias apreciables entre ellas. La determinación de píxeles despejados, en color rojo, cuando en realidad no lo son, para espesores ópticos bajos, es debida a la incertidumbre en las temperaturas de superficie.

7.5. APLICACIÓN A IMÁGENES REALES DEL NOAA-AVHRR.

Una vez comprobados los resultados de la transformación no lineal basada en el modelo físico de las nubes sobre las imágenes simuladas creadas a tal efecto, vamos a aplicar esta transformación y los criterios de colores expuestos en el apartado anterior a algunos ejemplos de imágenes reales tomadas por el sensor AVHRR a bordo del satélite NOAA-14. Todas ellas pertenecen a pases nocturnos y han sido adquiridas y calibradas mediante el sistema TeraScan del Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección de la Universidad de La Laguna.

La primera de las imágenes, mostrada en la Figura 7.37, corresponde a una de las utilizadas en los estudios de extracción de parámetros de estratocúmulos marinos comentados en la Sección 3.2.3. Se ve que contiene una amplia capa de estratocúmulos al norte de las Islas Canarias, si bien existen algunas nubes altas, tanto sobre mar como sobre dicha capa nubosa. Esto puede, además, comprobarse fácilmente mediante el histograma bidimensional de las temperaturas de brillo de los canales 3 y 4 que se muestra en la Figura 7.38, atendiendo a las características radiativas de las nubes expuestas en el capítulo 6. Los resultados tras aplicar la transformación no lineal a esta imagen y utilizar el criterio de colores representado en la Figura 7.27 son presentados en la Figura 7.39. Vemos que los píxeles que corresponden al mar son de color rojo intenso por los motivos que hemos comentado en el apartado anterior. Las nubes bajas, los estratocúmulos, están representados por colores que van desde el rojo, un poco más oscuro que el del mar, para los espesores ópticos bajos y medios, hasta el amarillo para aquellos píxeles que contienen nubes mucho más densas. Las nubes altas son bastante tenues, lo que corresponde a un espesor óptico bajo, por lo que aparecen de color negro.

Vemos que el modelo no es capaz de seguir los espesores ópticos tan bajos de los bordes de estas nubes, con lo que aparecen como si se tratara de mar. Como hemos comentado, esto se debe al comportamiento de las curvas hiperbólicas propuestas para ajustar los resultados teóricos obtenidos al aplicar el modelo de transferencia radiativa en la región cercana al punto que representa al pixel descubierto. Además, influye en este hecho que las temperaturas de brillo de la superficie bajo la nube en los tres canales hayan sido tomadas según los valores máximos de la imagen. Esto corresponde a la temperatura del mar de la región cercana a la esquina superior izquierda de la imagen y no a la temperatura del mar bajo la nube en cuestión. Hemos comprobado en los apartados anteriores que estas incertidumbres conducen a errores para espesores ópticos bajos.

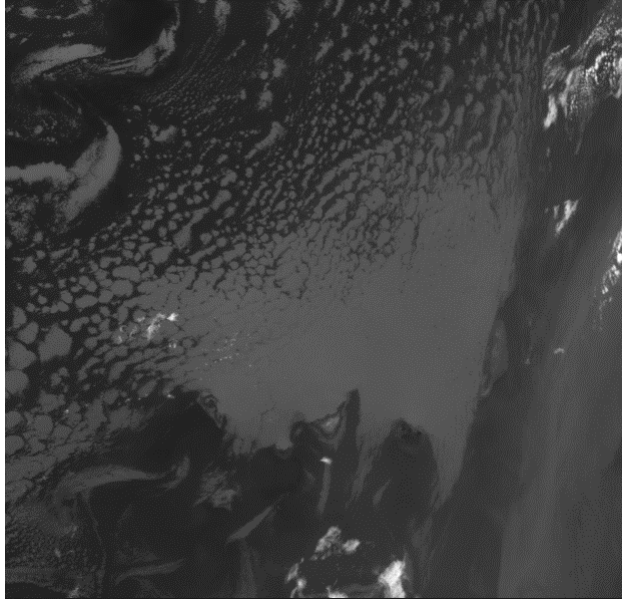


Figura 7.37. Imagen correspondiente al canal 4 del AVHRR del día 26 de Julio de 1996 (03:39Z).

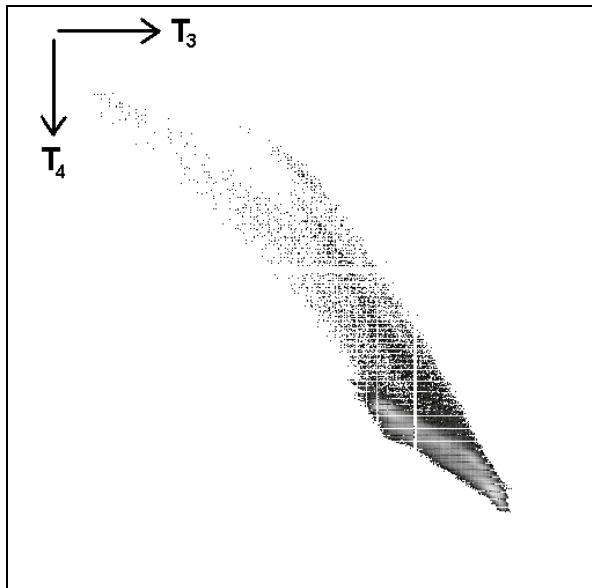


Figura 7.38. Proyección sobre los canales 3 y 4 del histograma tridimensional de la imagen mostrada en la Figura 7.37..

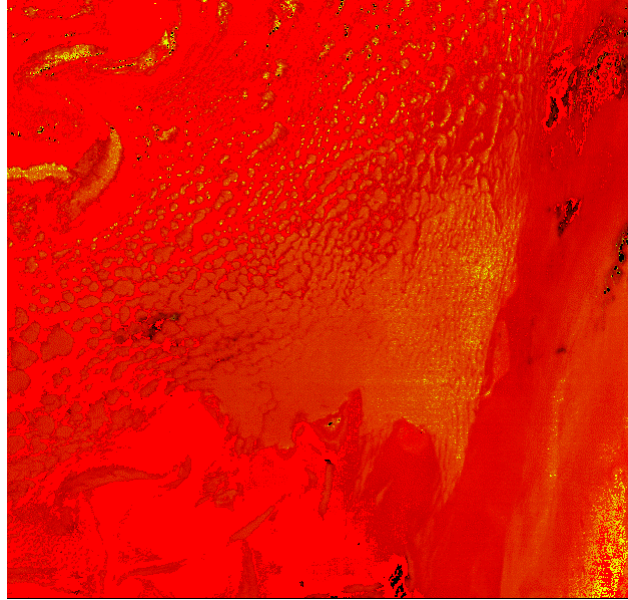


Figura 7.39. Clasificación de la imagen mostrada en la imagen real de la Figura 7.37 utilizando el criterio de la Figura 7.29.

La Figura 7.40 muestra el canal 4 de una imagen que contiene mayor cantidad de nubes altas, algunas sobre el mar y otras sobre la capa de nubes bajas. Esto se puede comprobar también en el correspondiente histograma bidimensional de las temperaturas de brillo de los canales 3 y 4, que se muestra en la Figura 7.41, pues la nube de puntos correspondiente a las nubes altas no sólo parten desde el punto que corresponde a la superficie descubierta de temperatura más alta sino, también, desde la parte superior de la nube de puntos correspondiente a la capa baja. Los resultados se muestran en la Figura 7.42 para los parámetros T_n y χ , no se ha incluido el parámetro r porque dificulta la interpretación y no aporta información mucho más relevante. Podemos observar las nubes bajas coloreadas con tonos entre el rojo y el amarillo dependiendo del valor de χ . Los valores bajos de este parámetro corresponden, sobre todo, a los bordes de la capa nubosa, por lo que puede ser debido no sólo a un menor espesor óptico, sino al efecto que produce el que la totalidad del pixel no esté cubierta por la nube, tal y como se discutió en la sección anterior. Las nubes altas presentan el mismo problema que en la imagen anterior para espesores ópticos muy bajos. Sin embargo se pueden distinguir aquellas regiones de nubes compactas de aquellas formadas por nubes más rotas y tenues.

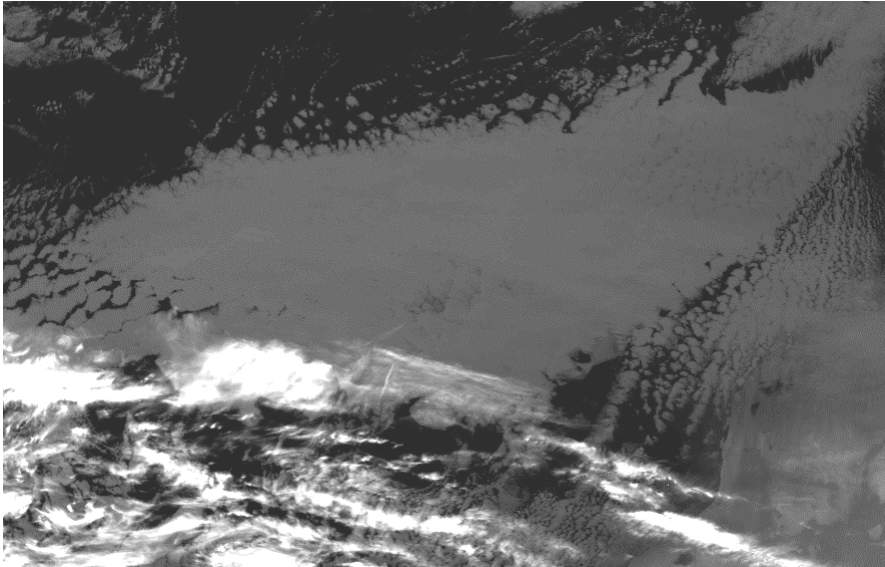


Figura 7.40. Imagen correspondiente al canal 4 del AVHRR del día 6 de Noviembre de 2000 (05:36Z).

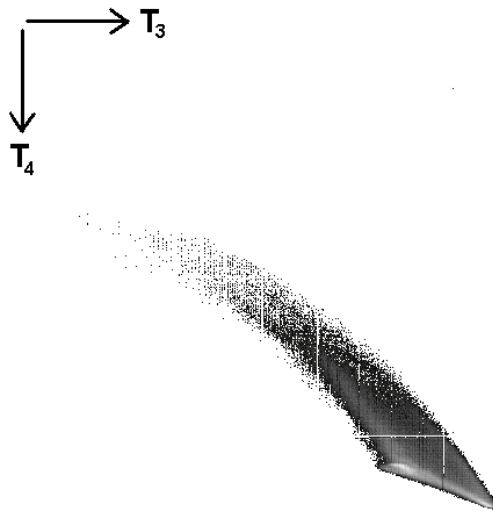


Figura 7.41. Proyección sobre los canales 3 y 4 del histograma tridimensional de la imagen mostrada en la Figura 7.40.

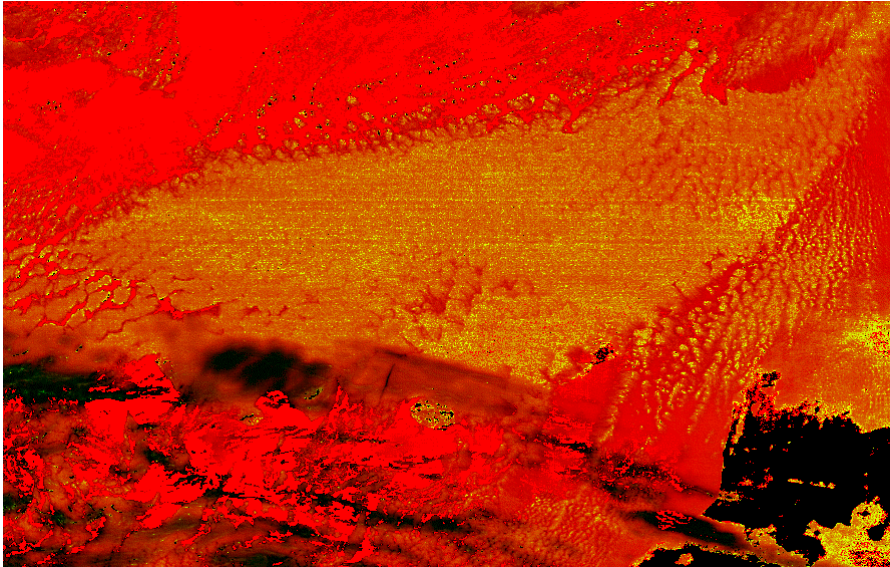


Figura 7.42. Clasificación de la imagen mostrada en la imagen 7.40 utilizando el criterio de la Figura 7.27.

El último ejemplo empleado para mostrar la utilidad de la transformación no lineal propuesta para la clasificación de los distintos tipos de nubes corresponde a un sistema asociado a una región de bajas presiones, que se muestra en la Figura 7.43. Esto tiene la ventaja de disponer al mismo tiempo de multitud de tipos de nubes. Así, en los resultados de la aplicación del criterio de colores de la Figura 7.29 para los parámetros T_n y χ , que se muestran en la Figura 7.44, se pueden observar desde nubes bajas con diferentes espesores ópticos, el rojo corresponde a espesores bajos y el amarillo a nubes ópticamente densas, hasta nubes altas, desde el negro al verde al aumentar el espesor. Por lo tanto puede verse la sencillez que proporcionan las nuevas variables a la hora de diseñar un clasificador de nubes.

7.6. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS.

En las dos secciones anteriores hemos aplicado la transformación no lineal basada en un modelo de transferencia radiativa a diversas imágenes, tanto simuladas, es decir, creadas mediante un modelo teórico para controlar los diferentes parámetros de la nube y poder evaluar las posibilidades de las nuevas variables obtenidas, como a imágenes reales con el fin de comprobar los resultados en la práctica.

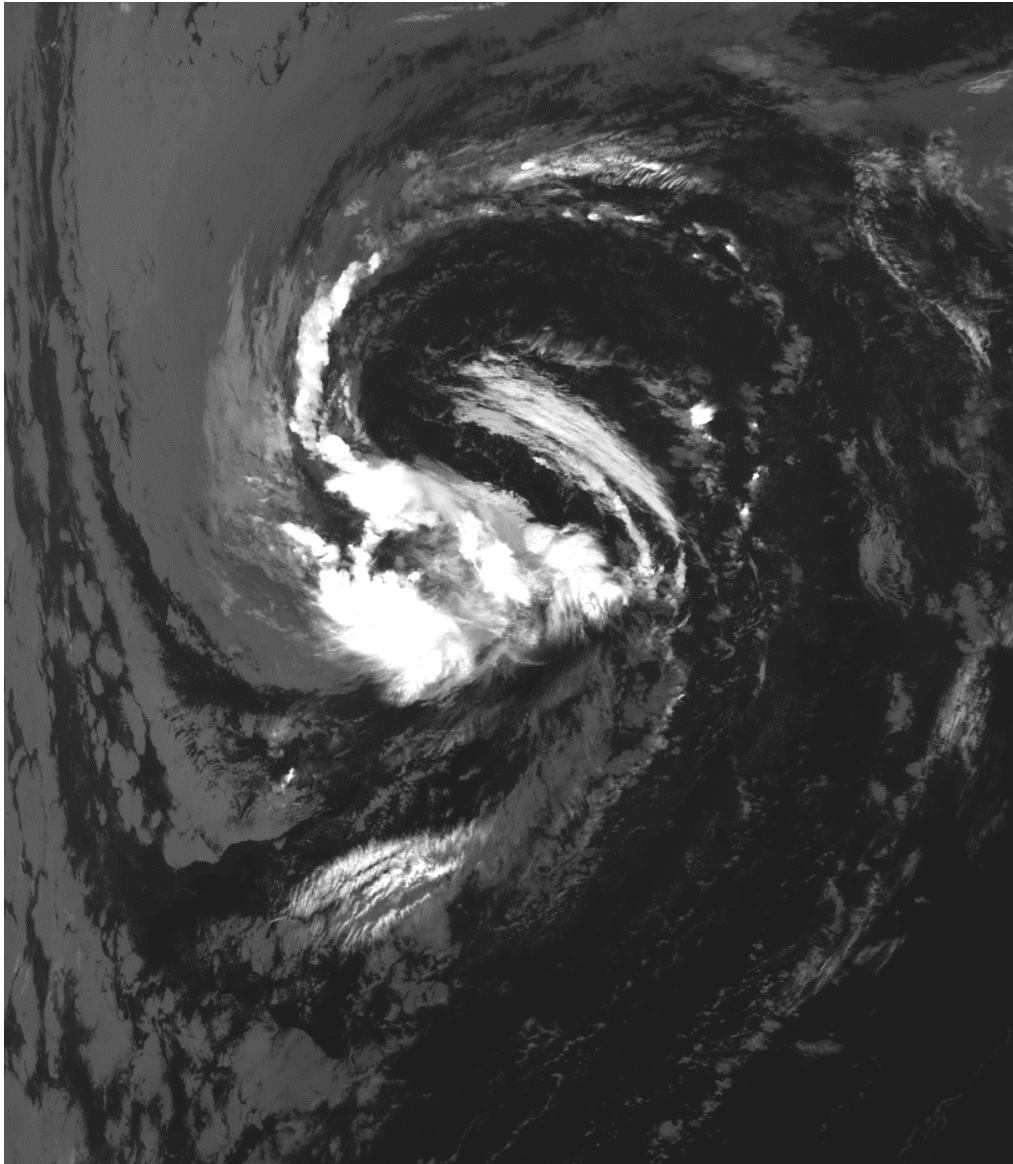


Figura 7.43. Imagen correspondiente al canal 4 del AVHRR del día 15 de Septiembre de 2000 (05:48Z).

Se ha podido comprobar que los tres parámetros resultado de la transformación, r , T_n y χ , están relacionados con parámetros macro y microfísicos de las capas nubosas, si bien el comportamiento de todos ellos en este sentido no es regular, obteniéndose mejores resultados para T_n y χ que para el parámetro asociado, de alguna forma, con el radio efectivo de las partículas.

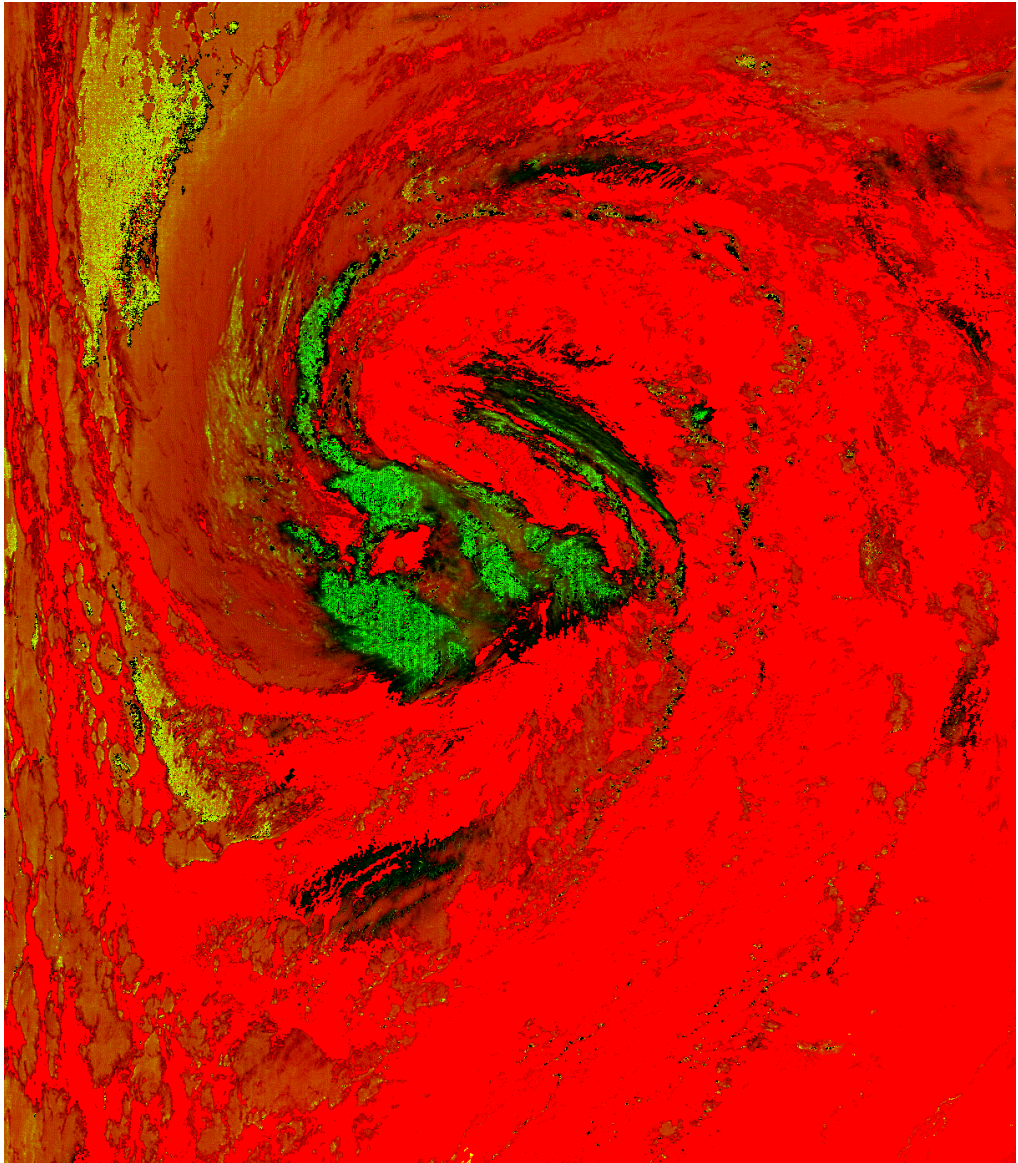


Figura 7.44. Clasificación de la imagen mostrada en la imagen 7.43 utilizando el criterio de la Figura 7.27.

El parámetro T_n está íntimamente relacionado con la temperatura de la nube, comportándose de forma satisfactoria en la mayoría de los casos, sólo presentando problemas para nubes con espesores ópticos extremadamente bajos. Por lo tanto, este parámetro permite diferenciar las nubes situadas a diferentes alturas sin tener en cuenta ninguno de los otros dos.

El parámetro χ sigue claramente la tendencia del espesor óptico de la nube considerada, por lo que puede servir por si solo para clasificar las nubes según dicha característica. El parámetro que se comporta de forma más dispar al correspondiente parámetro de la nube, es r , pues el comportamiento radiativo de las capas nubosas ante una variación del radio efectivo de las partículas de la nube es, con diferencia, el más complicado, siendo una tarea difícil aproximar estas características utilizando ecuaciones sencillas que puedan ser invertidas de forma analítica.

Aquellas características, tanto de las nubes como de su entorno, no consideradas en la simplificación del modelo radiativo afectan lógicamente a la interpretación física directa de los parámetros obtenidos mediante la transformación. Sin embargo, esto solamente es apreciable para espesores ópticos muy bajos, es decir, cuando la contribución de la capa nubosa a la radiancia total recibida por el satélite es pequeña en comparación a la debida al resto de factores. De esta forma, cuando existe superposición de dos capas de nubes, los parámetros obtenidos estarán próximos a los correspondientes a la nube predominante, esto es, si la nube superior cubre muy poco porcentaje del pixel o su espesor óptico es muy bajo, observaremos las características de la capa inferior, en caso contrario ésta quedará oculta bajo la otra. Además, cuando existe incertidumbre en la determinación de las temperaturas de la superficie bajo la nube provocará cambios en los parámetros que resultan de aplicar la transformación, siendo el efecto mucho más importante para nubes ópticamente delgadas e inexistente a partir de un cierto espesor, pues la radiancia total dependerá en su totalidad de las características de la nube y no de lo que exista bajo ella. Por otro lado, la disminución en la fracción del pixel cubierta por la nube es tomada como una disminución en el espesor óptico, pues en ambos casos el efecto neto es una contribución mayor de la radiancia que llega a la base de la nube a la radiancia total observada.

Los mayores problemas al relacionar los parámetros obtenidos con los distintos tipos de nubes aparecen con los cirros con espesor óptico muy bajo, pues las ecuaciones hiperbólicas propuestas no siguen exactamente este comportamiento, siendo considerados los píxeles correspondientes como si estuviesen libres de nube.

El hecho de que las nuevas características estén relacionadas con los parámetros físicos simplifica en gran medida la interpretación de las imágenes y hace que el uso de clasificadores sencillos con el fin de separar los diferentes tipos de nubes sea posible. Es factible incluso el uso clasificadores basados en umbrales, que pueden ser establecidos sobre las distintas variables por separado, pues en este caso estas separaciones entre las regiones tendrían significado físico. Otra ventaja, no menos importante, es que, a diferencia de las transformaciones

basadas en la estadística de los datos, la transformación propuesta es independiente de los datos sobre los que estemos trabajando, siendo la misma para todas las imágenes, a excepción del punto de origen de las curvas o punto correspondiente a cielo despejado. Esto hace que las nuevas imágenes obtenidas tras la transformación sean fácilmente comparables entre sí. Además, los parámetros de las ecuaciones hiperbólicas han sido ajustados al modelo de transferencia radiativa para los canales de infrarrojo cercano y medio del AVHRR, pudiéndose, sin embargo, utilizar el mismo esquema para otros sensores sin más que calcular los parámetros correspondientes.

Como se mencionó en el Capítulo 2, la mayor parte de las técnicas de clasificación requieren un proceso de entrenamiento en el que los parámetros del clasificador son ajustados a partir de una serie de datos suministrados por el operador y que han sido etiquetados correctamente por algún usuario experto. Esta labor es bastante tediosa, sobre todo cuando el número de clases es considerable. Mediante el uso de la transformación propuesta este trabajo previo se hace totalmente innecesario, pudiéndose realizar la clasificación de forma directa.

Tanto el uso de ecuaciones que se pueden invertir analíticamente como la posibilidad de utilizar técnicas de clasificación relativamente sencillas hace que el proceso de identificar los distintos tipos de nubes presentes en una imagen se pueda realizar de forma casi inmediata. El coste computacional total es bajo, procesándose un pase completo, de unas 5.000 líneas por 2048 muestras, en pocos minutos. Esto lo hace especialmente útil en estudios a escala global, incluso en aquellos en los que la resolución temporal juega también un papel importante, como el seguimiento de estructuras o estudios de evolución de masas nubosas.

Conclusiones

1. El entorno integrado de análisis y simulación de datos de satélite, desarrollado en el presente trabajo, ha mostrado ser una herramienta de gran utilidad, facilitando la interpretación de las imágenes multiespectrales y del comportamiento radiativo de los distintos componentes de las mismas.
2. La utilización de un modelo teórico de transferencia radiativa para las nubes, previamente validado mediante datos de campo, ha permitido constatar que es posible la clasificación de los diferentes tipos de nubes a partir de imágenes nocturnas del sensor AVHRR, siempre que su contribución a la radiancia total que llega al satélite sea apreciable, es decir, que su espesor óptico no esté muy próximo a cero o que el porcentaje de pixel cubierto por la capa nubosa sea significativo.
3. De igual forma, se han evaluado aquellos factores que dificultan la clasificación de las nubes, como las características de la atmósfera en la que se encuentran o la radiación emitida por la superficie bajo ellas. Sin embargo, para imágenes nocturnas, la posición relativa del satélite respecto al pixel observado no ejerce un efecto importante en la distinción entre las características radiativas de las diferentes nubes.
4. A partir del análisis de los resultados del modelo numérico de transferencia radiativa se ha propuesto un sistema de ecuaciones hiperbólicas, invertible analíticamente, como aproximación al mismo. Esto permite realizar una transformación no lineal del espacio de características, formado por las temperaturas de brillo en los canales 3, 4 y 5 del AVHRR, dando como resultado tres nuevas componentes con significado físico.
5. Al estar relacionadas las componentes de la imagen obtenida tras la transformación con la temperatura de la nube, su espesor óptico y el radio efectivo de las partículas, respectivamente, se facilita en gran medida la interpretación de los datos.
6. Mediante el uso de la transformación propuesta, el diseño de clasificadores para la distinción entre los diferentes tipos de nubes se simplifica notablemente, pudiéndose utilizar procedimientos tan sencillos como los basados en umbrales. Además estos umbrales pueden ser impuestos sobre cada uno de los parámetros individualmente, teniendo significado físico por sí solos. El uso de funciones analíticas y clasificadores sencillos disminuye el tiempo necesario para producir el resultado de la clasificación, siendo posible

aplicar este proceso a una gran cantidad de datos en un tiempo relativamente corto, permitiendo el desarrollo de productos en tiempo real.

7. La transformación aplicada, al estar basada en un modelo físico, es independiente de los datos. Solamente varía el punto correspondiente a cielo claro. Por el contrario, las transformaciones lineales utilizadas habitualmente están basadas en la estadística de los datos, por lo que dependerán directamente de los mismos, siendo diferentes para cada una de las imágenes a clasificar. Esta característica facilita la comparación entre imágenes diferentes.

Futuras investigaciones

1. Como aplicación inmediata del método propuesto podemos destacar la generación automática de mapas de cobertura nubosa, clasificada según distintos tipos de nubes, con el fin de utilizarlos en diversos estudios, como la estimación de la contribución de la misma al balance radiativo global, seguimiento de estructuras, etc.
2. El modelo propuesto ha sido aplicado a los canales 3, 4 y 5 del radiómetro AVHRR, sin embargo, debido a su concepción puede ser fácilmente utilizado para la transformación de los datos de cualquier sensor, sin más que calcular las constantes de las ecuaciones hiperbólicas que mejor ajustan los datos obtenidos mediante el modelo teórico para los nuevos canales espectrales. Por lo tanto, una continuación inmediata del presente trabajo es la aplicación del método propuesto a otros sensores. De hecho, en la actualidad se están realizando estudios sobre los sensores MODIS y CERES que vuelan a bordo del satélite TERRA EOS-AM1. La mayor cantidad de bandas espectrales en estos nuevos sensores podría permitir además tener en cuenta otros parámetros no considerados en las ecuaciones actuales, como es el caso del porcentaje del pixel que está cubierto por la nube.
3. En el presente estudio nos hemos restringido al análisis de las nubes en imágenes nocturnas, sin embargo el método puede extenderse a imágenes en las que la radiación solar esté presente. Sin embargo, esto conlleva un análisis exhaustivo sobre la modelización de la influencia de las posiciones relativas del sol y del satélite respecto a la nube observada, pues estas condiciones no han sido recogidas en el estudio realizado ya que la radiación solar no es considerada y se ha comprobado el pequeño efecto de la posición del sensor en condiciones de observación normales.
4. Las ecuaciones que representan la transformación no lineal propuesta dependen de las temperaturas en la superficie bajo la capa nubosa, por lo tanto el desarrollo de métodos que mejoren su determinación repercutirá en una mejor clasificación de los tipos de nube. Es necesario sobre todo mejorar esta determinación en los píxeles de tierra, pues presentan variaciones, tanto de temperatura como de emisividad, mucho más acusadas que en el caso del mar. Además, debe considerarse el comportamiento del método propuesto en el caso de las nubes sobre superficies heladas, que debido a su baja temperatura dificultan el problema.

5. Una posible evolución del procedimiento propuesto está en la línea de la utilización de características que no estén solamente basadas en la aproximación de píxeles independientes, utilizando la información de los vecinos para mejorar las tareas de clasificación. Aún utilizando el modelo actual, es posible segmentar la imagen haciendo uso de algún método basado en crecimiento de regiones de forma que, teniendo en cuenta las regiones circundantes a una dada sea posible distinguir cuando una capa nubosa está realmente sobre la superficie o sobre otra nube.
6. En lo que se refiere puramente al modelo radiativo teórico utilizado para estudiar el comportamiento de las nubes frente a los distintos parámetros de las mismas, y de cara a su utilización en aplicaciones que requieran una precisión mayor de las radiancias calculadas, debe utilizarse un modelo de resolución de la dispersión MIE basado en las diferentes formas de los cristales de hielo, que son los que más se diferencian de la forma esférica general utilizada en el presente estudio. Esto exigiría además el desarrollo de nuevas campañas de medida para la validación de los modelos en el caso de nubes altas y la utilización de métodos numéricos para la inversión de los mismos.

Bibliografia

- Ackerman, S.A., W.L. Smith, J.D. Spinhirne and H.E. Revercomb, 1990, The 27-28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: spectral properties of cirrus clouds in the 8-12 μm window. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2377-2388.
- Arrhenius, S., 1896, On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Phil. Mag.*, **33**, 1831-1843.
- Asrar, G., 1984, Theory and applications of optical remote sensing. John Wiley & Sons (New York, USA).
- Bankert, R.L., 1994, Cloud classification of AVHRR imagery in maritime regions using a probabilistic neural network. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 322-333.
- Baum, B.A., R.F. Arduini, B.A. Wielicki, P. Minnis, and S. Tsay, 1994, Multilevel cloud retrieval using multispectral HIRS and AVHRR data: nighttime oceanic analysis. *J. Geophys. Res.*, **99**, 5499-5514.
- Bandyopadhyay, S., C.A., Murthy and J.K. Pal, 1995, Pattern classification with genetic algorithms. *Pattern Recognition Letters*, **16**, 801-808.
- Baum, B.A., P. Minnis, J.A. Coakley Jr., B.A. Wielicki, P. Heck, V. Tovinkere, Q. Trepte, S. Mayor, T. Murray, S. Sun-Mack, 1997a, Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES). Algorithm Theoretical Basis Document. Imager Cloud Layer and Height Determination. Ceres ATBD Subsystem 4.2, NASA Goddard Space Flight Center, 68pp.
- Baum B.A., V. Tovinkere, J. Titlow and R.M. Welch, 1997b, Automated cloud classification of global AVHRR data using a fuzzy logic approach. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 1519-1540.
- Berger, F.H., 1995, Inference of the climatic efficiency of clouds from satellite measurements. *Int. J. Remote Sensing* **16**, 2903-2926.
- Berk, A., L.S. Bernstein and D.C. Robertson, 1989, MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN7. GL-TR-89-0122.
- Born, M., and E. Wolf, 1975, Principles of Optics. Pergamon Press (New York, USA).

- Borys, R.D, D.H, Lowenthal, M.A. Wetzel, F. Herra, A. González and J. Harris, 1998, Chemical and microphysical properties of marine stratus clouds in the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **103**, 22073-22085.
- Brunel, P., and A. Marsouin, 2000, Operational AVHRR navigation results. *Int. J. Remote Sensing* **21**, 951-972.
- Cahalan, R.F., and J.H. Joseph, 1989, Fractal statistics of cloud fields. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 261-272.
- Cahalan, R.F., 1991, Landsat observations of fractal cloud structure Nonlinear Variability in Geophysics, Ed. by D Schertzer and S. Lovejoy, Kluwer, Inc. pp. 281-295.
- Cahalan, R.F., 1994, Bounded cascade clouds: Albedo and effective thickness. *Nonlinear Proc. Geophys.*, **1**, 156-167.
- Castleman, K.R., 1996, Digital image processing. Prentice Hall (New Jersey, USA).
- Cess, R., 1976, Climate change: an appraisal of atmospheric feedback mechanism employing zonal climatology. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 605-630.
- Chuvieco, E., 1990, Fundamentos de Teledetección Espacial. Ed. Rialp. (Madrid, España).
- Coakley, J.A., and F.P. Bretherton, 1982, Cloud cover from high resolution scanner data: detecting and allowing for partially filled fields of views. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4917-4932.
- Debois, M., G. Seze and G. Szejwach, 1982, Automatic classification of clouds on METEOSAT imagery - Application to high-level clouds, *J. Appl. Meteor.*, **21**, 401-412.
- Doake, C.S.M. and D.G.Vaughan, , 1991, Rapid disintegration of the Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming. *Nature*, **350**, 328-330.
- Ebert, E., 1987, A pattern recognition technique for distinguishing surface and cloud types in polar regions. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 1412-1427.
- Expósito, F.J., J.P. Díaz, M. Arbelo, F. Herrera and J.C. Guerra, 1997, First intercomparison between the aerosols optical depth data obtained by the NOAA satellite sensors and the Optronic OL752 spectroradiometer in the Canary Islands. *Int. J. Remote Sensing* **18**, 2247-2252.
- Fung, P., and L. Ellsworth, 1987, Application of principal components analysis to change tetection. *J. Photo. and Remote Sensing* **53**, 1649-1659.

- González, A., Pérez, J.C., Herrera, F., Rosa, F., Wetzel, M., Borys, R.D. and Lowenthal, D.H., 2000. Stratocumulus properties retrieval method from NOAA-AVHRR data based on the discretization of cloud parameters. *Int. J. Remote Sens.* Aceptado, en prensa.
- González, R.C., and R.E. Woods, 1996, Tratamiento digital de imágenes. Addison-Wesley Iberoamericana (Wilmington, Delaware, USA)
- Gu, Z.Q., C.N. Duncan, P.M. Grant, C.F.N. Cowan, E. Renshaw and M.A. Mugglestone, 1991, Textural and spectral features as an aid to cloud classification. *Int. J. Remote Sensing* **12**, 953-968.
- Han, W., K. Stamnes and D. Lubin, 1999, Remote sensing of surface and cloud properties in the Arctic from NOAA measurements. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 989-1012.
- Hansen, J.E., and L.D. Travis, 1974, Light scattering in planetary atmospheres. *Space Science Rev.K*, **16**, 527-610.
- Hapke, B.W., 1981, Bidirectional reflectance spectroscopy 1. Theory. *J. Geophys. Res.*, **86**, 3039-3054.
- Harsanyi, J.C., and C.I. Chang, 1994, Hyperspectral image classification and dimensionality reduction: An orthogonal subspace projection approach. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **32**, 779-784.
- Herrera, F., F. Rosa, A. González and J.C. Pérez, 1999, Method based in a radiative transfer model to extract the solar component from NOAA-AVHRR channel 3. *Int. J. Remote Sensing* **20**, 699-710.
- Houghton, J.T., 1986, The physics of atmospheres, 2nd edn. Cambridge University Press (Cambridge, UK).
- Hutchison, K.D., and K.R. Hardy, 1995, Threshold functions for automated cloud analyses of global meteorological satellite imagery. *Int. J. Remote Sensing* **18**, 3665-3680.
- Illera, P., J.A. Delgado and A. Calle, 1996, A navigation algorithm for satellite images. *Int. J. Remote Sensing* **17**, 577-588.
- Kaufman, Y.J., D.D. Herring, K.J. Ranson and G.J. Collatz, 1998, Earth Observing System AM1 Mission to Earth. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **36**, 1045-1055.
- Kärner, O., 2000, A multi-dimensional histogram technique for cloud classification. *Int. J. Remote Sensing* **21**, 2463-2478.

- Kerker, M., 1969, The scattering of light and other electromagnetic radiation. Academic Press (Orlando, Florida, USA).
- Key, J. And R.G. Barry, 1989, Cloud cover analysis with Arctic AVHRR data: 1. Cloud detection. *J. Geophys. Res.*, **94**, 18521-18535.
- Kidwell, K.B., 1995, NOAA Polar Orbiter Data User Guide. NOAA NESDIS National Climate Data Center, Satellite Data Service Division. (Washington D.C., USA).
- Kinne, S. And K.N. Liou, 1989, The effects on nonsphericity and size distribution of ice crystals on the radiative properties of cirrus clouds. *Atmos. Res.*
- Kinne, S., T.P. Ackerman, A.J. Heymsfield, F.P.J. Valero, K. Sassen and J.P. Spinhirne, 1992, Cirrus microphysics and radiative transfer : Cloud field study on 28 October 1986. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 661-684.
- Knizys, F.X., E.P. Shettle, L.W. Abreu, J.H. Chetwynd, G.P. Anderson, W.O. Gallery, J.E.A. Selby and S.A. Clough, 1988, Users guide to LOWTRAN7, AFGL-TR--(0177 (NTIS AD A206773).
- Komdartyev, K.Y., 1969, Radiation in the atmosphere. Academic Press (New York, USA).
- Kou, L., D. Labrie and P. Chylek, 1994, Refractive indices of water and ice in the 0.65- to 2.5-micron spectral range. *Appl. Opt.*, **32**, 3531-3540.
- Kudoh, J., and S. Noguchi, 1991, A study of three dimensional histogram of the NOAA AVHRR images. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **29**, 736-741.
- Kudoh, J., G.Chakravorty, Y. Nemoto, N. Shiratori, H. Kawamura, S. Obata, and S. Nuguchi, 1994, Multidimensional analysis method for NOAA AHRR images. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **32**, 949-954.
- Kyle, T.G., 1993, Atmospheric transmission, emission and scattering. Pergamon Press (Oxford, England).
- Lamei, N., K.D. Hutchison, M. Crawford and N. Khazenie, 1994, Cloud-type discrimination via multispectral textural analysis. *Optical Engineering* **33**, 1303-1313.
- Lee, J., R.C. Weger, S.K. Sengupta and R.M. Welch, 1990, A neural network approach to cloud classification. *Int. J. Remote Sensing* **28**, 846-855.
- Lewis, H.G., S. Cote and A.R.L. Tatnall, 1997, Determination of spatial and temporal characteristics as an aid to neural network cloud classification. *Int. J. Remote Sensing* **18**, 899-915.

- Liang, S., and J.R.G. Townshand, 1996, A parametric soil BRDF model: a four stream approximation for multiple scattering. *Int. J. Remote Sensing* **17**, 1303-1315.
- Liang, S., and A.H. Strahler, 1994, Four-stream solution fro atmospheric radiative transfer on an non-Lambertian surface. *Appl. Opt.*, **33**, 5745-5753.
- Liou, K.N., 1980, An introduction to atmospheric radiation. Academic Press (San Diego, California, USA)
- Liou, K.N., Y. Takano, S.C. Ou, A. Heymsfield and W. Kreiss, 1990, Infrared transmission through cirrus clouds: A radiative model for target detection. *Appl. Opt.*, **29**, 1886-1896.
- Lubin, D., and E. Morrow, 1998, Evaluation of an AVHRR cloud detection and classification method over Central Arctic Ocean. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 166-183.
- Main, I., 1997, GTK Tutorial. <http://www.gtk.org>.
- Maravall, D., 1993, Reconocimiento de formas y visión artificial. Ra-ma. (Madrid, España).
- Marçal, A.R.S., 1999, A new method for high accuracy navigation of NOAA AVHRR imagery. *Int. J. Remote Sensing* **20**, 3273-3280.
- Marzol, M.V., J. Rodríguez, C. Arozarena and M. Luis, 1988, Rapport entre la dynamique de la mer de nuages et la vegetation au Nord de Tenerife (Îles Canaries). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **1**, 273-283.
- Marzol, M.V., P. Dorta, P. Valladares, J.L. Sánchez Mejía and M. Abreu, 1994, La captation de l'eau à Tenerife (Îles Canaries). L'utilisation des Broulliards. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **7**, 83-91.
- Mather, P.M., 1989, Computer Processing of Remotely-Sensed Images. An Introduction. John Wiley & Sons (Chichester, UK).
- McClatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E. Volz and J.S. Garing, 1972, Optical properties of the atmosphere, 3rd ed. Air Force Cambridge Reserach Laboratories, Report AFCRL-72-0497.
- Minnis, P., D.F. Young, D.P. Kratz, J.A. Coakley Jr., M.D. King, D.P. Garber, P.W. Heck, S. Mayor and R.F.Arduini, 1997, Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES). Algorithm Theoretical Basis Document. Cloud optical properties retrieval. Ceres ATBD Subsystem 4.2, NASA Goddard Space Flight Center.

- Nirala, M.L., and G. Venkatachalam, 2000a, Rotational transformation of remotely sensed data for land use classification. *Int. J. Remote Sensing* **21**, 2185-2202.
- Nirala, M.L., and G. Venkatachalam, 2000b, Hyperspherical direction cosines transformation of remotely sensed data for separation of topographic expression of land use classification. *Int. J. Remote Sensing* **21**, 2203-2211.
- Norris, J.R., and C. Levoy, 1994, Interannual variability in stratiform cloudiness and sea surface temperature. *J. Climate*, **7**, 1917-1925.
- Nussenzveig, H., and W. Wiscombe, 1980, Efficiency factors in Mie scattering. *Phys. Rev. Lett.*, **45**, 1490-1494.
- Ockert-Bell, M.E., and D.L. Hartman, 1992, The effect of cloud type on Earth's energy: Results for selected regions. *J. Climate*, **5**, 1157-1171.
- Ou, S.C., K.N. Liou, W-M. Gooch and Y. Takano, 1993, Remote sensing of cirrus cloud parameters using advanced-very-high-resolution radiometer 3.7- and 10.9- μm channels. *Appl. Opt.*, **32**, 2171-2180.
- Pankiewicz, G.S., 1995, Pattern recognition techniques for the identification of cloud and cloud systems. *Meteor. Appl.*, **2**, 257-271.
- Parada, D., A. Millán, A. Lobato and A. Herмосilla, 2000, Fast coastal algorithm for automatic geometric correction of AVHRR images. *Int. J. Remote Sensing* **21**, 2307-2312.
- Parker, J.R., 1997, Algorithms for image processing and computer vision. John Wiley & Sons (New York, USA)
- Pérez, J.C., A. González, F. Herrera, F. Rosa y D.M. de la Cruz, 1997, Segmentación de las nubes en las imágenes del NOAA-AVHRR basada en los diagramas T_{34} vs. T_4 . VII Congreso Nacional de Teledetección, Santiago de Compostela.
- Pérez, J.C., F. Herrera, F. Rosa, A. González, M.A. Wetzel, R.D. Borys and D. Lowenthal, 2000, Retrieval of marine stratus cloud droplet size from NOAA-AVHRR nighttime imagery. *Remote Sens. Environ.*, **73**, 31-45.
- Pergola, N., and V. Tramutoli, 2000, SANA: sub-pixel automatic navigation of AVHRR imagery. *Int. J. Remote Sensing* **21**, 2519-2524.
- Pinty, B., M.M. Verstraete and R.E. Dickson, 1989, A physical model for predicting bidirectional reflectance over bare soil. *Remote Sens. Environ.*, **27**, 273-288.

- Qin, Z., and A. Karnieli, 1999, Progress in the remote sensing of land surface temperature and ground emissivity using NOAA-AVHRR data. *Int. J. Remote Sensing* **20**, 2367-2393.
- Ramanathan, V., E.J. Pitcher, R.C. Malone and M.L. Blackmon, 1983, The response of a spectral general circulation model to refinements in radiative processes. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 605-630.
- Ramanathan, V., 1987, The role of Earth radiation budget studies in climate and general circulation research. *J. Geophys. Res.*, **92**, 4075-4095.
- Rao, C.R.N, 1987, Pre-launch calibration of channels 1 and 2 of the Advanced Very High Resolution Radiometer. NOAA Technical Report NESDIS 36, Department of Commerce (Washington D.C., USA).
- Rao, C.R.N, and J. Chen, 1995, Inter-satellite calibration linkages for the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-7, -9 and -11 spacecraft. *Int. J. Remote Sensing* **16**, 1931-1942.
- Rao, C.R.N, and J. Chen, 1996, Post-launch calibration of the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-14 spacecraft. *Int. J. Remote Sensing* **17**, 2743-2747.
- Rao, N.X., S.C. Ou and K.N. Liou, 1995, Removal of the solar component in AVHRR 3.7 μm radiances for the retrieval of cirrus cloud parameters. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 482-499.
- Reeves, R.G., A. Anson, and D. Landen, 1975, Manual of remote Sensing. American Society of Photogrammetry.
- Ricchiazzi, P., S. Yang and C. Gautier, 1996, SBDART: A practical tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere. *Computers and Geosciences* **96**.
- Ricchiazzi, P., S. Yang, S. Sowle and C. Gautier, 1998, SBDART: A research and teaching tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **79**, n^o10.
- Richards, J.A., 1986, Remote Sensing Digital Image Analysis. An introduction. Springer-Verlag (Berlin: Germany).
- Rosow, W.B., L.C. Gardner and A.A. Lacis, 1989, Global seasonal cloud variations from satellite radiance measurements. Part I: Sensitivity of analysis. *J. Climate*, **2**, 419-458.
- Rosow, W.B., and R.A. Schiffer, 1991, ISCCP cloud data products, *Bull. Amer. Met. Soc.*, **72**, 2-20.

- Saunders, R.W. and K.T. Kriebel, 1998, An improved method for detecting clear sky and cloud radiances from AVHRR data. *Int. J. Remote Sensing* **9**, 123-150.
- Seglestein, D., 1981, The complex refractive index of water. M.S. thesis, University of Missouri-Kansas City.
- Simpson, J.J., and R.H. Keller, 1995, An improved Fuzzy Logic segmentation of sea ice, clouds, and ocean in remotely sensed Arctic imagery. *Remote Sens. Environ.*, **54**, 290-312.
- Sospedra, F, V. Caselles, and E. Valor, 1998, Effective wavenumber for thermal infrared bands – application to Landsat-TM. *Int. J. Remote Sensing* **19**, 2105-2117.
- Staetter, R., and M. Schoreder, 1978, Spectral characteristics of natural surfaces. 10th Int. Conf. On Earth Observation from Space, ESA-SP, 134.
- Stamnes, K., S. Tsay., W. Wiscombe and K. Jayaweera, 1988, Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layer media. *Appl. Opt.*, **27**, 2502-2509.
- Tag. P.M., R.L. Bankert and L.R. Brody, 2000, An AVHRR multiple cloud-type classification package. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 125-134.
- Takano, Y., and K.N. Liou, 1989, Solar radiative transfer in cirrus clouds. Part I: Single-scattering and optical properties of hexagonal ice crystals. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3-19.
- Tanre, D., C. Deroo, P. Duhaut, M. Herman, J.I. Morcette, J. Perbos and P.Y. Deschamps, 1990, Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5s code, *Int. J. Remote Sensing* **11**, 659-668.
- Torres, J.A., A. Fernández, F. Guindos, M. Peralta y M. Cantón, 1999, VIII Congreso Nacional de Teledetección, Albacete.
- Tsay, S., K., Stamnes and K. Jayaweera, 1990, Radiative transfer in stratified atmospheres: development and verification of a unified model. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **43**, 133-148.
- Tselloudis, G., A.A. Lacis, D. Rind and W.B. Rossow, 1993, Potential effects of cloud optical thickness on climate warming. *Nature*, **366**, 670-672.
- Vitousek, P.M., H.A. Mooney, J. Lubchenco and J.M. Melillo, 1997, Human Domination of Earth's Ecosystems, *Science*, **277**, 494-500.
- Walder, P.A., I. Maclaren and C. Reid, 1994, Neural networks and cloud classification. *Image and Signal Processing for Remote Sensing Proc. of SPIE*, **2315**, 2-11.

- Walder, P.A., and I. Maclaren, 2000, Neural network based methods for cloud classification on AVHRR images. *Int. J. Remote Sensing* **21**, 1693-1708.
- Wallace, J.M., and P.V. Hobbs, 1977, Atmospheric Science, an introductory survey. Academic Press (San Diego, California, USA).
- Warren, S., 1984, Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave. *Appl. Opt.*, **23**, 1206-1225.
- Welch, R.M., K.S. Kuo and S.K. Sengupta, 1990, Cloud surface textural features in polar regions. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **28**, 520-528.
- Welch, R.M., , A.K. Goroch, R. Rabindra, N. Ranjaraj and M.S. Navar, 1992, Polar cloud and surface classification using AVHRR imagery: An intercomparison of methods. *J. Appl. Meteor.*, **28**, 1133-1146.
- Wielicki, B.A., and R.N. Green, 1989, Cloud identification for ERBE radiative flux retrieval. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 405-420.
- Wiscombe, W., 1980, Improved Mie scatterin algorithms, *Appl. Opt.*, **19**, 1505-1509.
- Wiscombe, W.J., and S.G. Warren, 1980, A model for the spectral albedo of snow. I: pure snow. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2712-2733.
- Wiscombe, W.J., and V. Ramanathan, 1985, The role of radiation and other renascent subfields in Atmospheric Science. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **66**, 1278-1287.
- Wiscombe, W.J., 1996, Mie scattering calculations: Advances in technique and fast, vector-speed computer codes. NCAR Technical Note (Boulder, Colorado, USA).
- Wittenbrink, C.M., and G. Langdon Jr., 1996, Feature extraction of clouds from GOES satellite data for integrated model measurement visualization. IS&T/SPIE Symposium on Electronic Imaging, **2660**, 212-222.
- Xu, L., S. Sorooshian, X. Gao and H.V. Gupta, 1999, A cloud-patch technique for identification and removal of no-rain clouds from satellite infrared imagery. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 1170-1181.
- Zhang, J., and L. Xu, 1995, Light scattering by absorbing hexagonal ice crystals in cirrus clouds. *Appl. Opt.*, **34**, 5967-5874.

Lista de abreviaturas

ATN: Advanced TIROS-N.

AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer.

BRDF: Bidirectional Reflectance Distribution Function

CERES: Clouds and the Earth's Radiant Energy System.

CVR: Covariance-Variance Ratio

DCS: Data Collection System.

DISORT: DIScrete Ordinate Radiative Transfer model.

EAS: Entorno integrado de Análisis y Simulación.

EOS: Earth Observing System.

EUMESAT: European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites

FSSP: Forward Scattering Spectrometer Probe

GDK: GIMP Drawing Kit.

GIMP: General Image Manipulation Program.

GMS: Geostationary Meteorological Satellite

GOES: Geostationary Operational Environmental Satellite.

GTK: GIMP Toolkit.

HDCT: Hiperspherical Director Cosine Transform.

HIRS: High Infrared Radiation Sounder.

IFOV: Instantaneous Field Of View.

ISCCP: International Satellite Cloud Climatology Project.

ITOS: Improved TIROS Operational Satellite.

LCT: Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección.

LDF: LCT Data Format.

LOWTRAN: LOW resolution TRANsmission.

METEOSAT: Meteorological Satellite.

MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectro-Radiometer.

MODTRAN: MODerate resolution TRANsmission.

MSU: Microwave Sounding Unit.

NASA: National Aeronautics and Space Administration.

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration.

PMS: Particle Measuring Systems.

SARR: Search and Rescue Instruments SAR Repeater.

SBDART: Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer.

SBUV/2: Solar Backscatter Ultraviolet Spectral Radiometer, Mod 2.

SeaWIFS: Sea viewing Wide Field Sensor.

SEM: Space Environment Monitor.

SPOT: Système Probatoire d'Observation de la Terre.

SSU: Stratospheric Sounding Unit.

TIROS: Television Infrared Observation Satellite.

TIROS-N: TIROS Next generation.

TOVS: TIROS Operational Vertical Sounder.

WMO: World Meteorological Office.