



VNIVERSITAT (Q-1) Facultat de Física
E VALÈNCIA

Departament de Física de la Terra i Termodinàmica



Tesis Doctoral
Doctorado en Teledetección

Sinergias entre las observaciones desde suelo y satélite de las propiedades de las nubes y sus efectos

Memoria dirigida por:
Dr. José Luis Gómez Amo
Dr. María Pilar Utrillas Esteban

Memoria presentada por:
María Dolores Freile Aranda
Burjassot, septiembre de 2018

VNIVERSITAT (ò) VALÈNCIA (ò) Facultat de Física

Departament de Física de la Terra i Termodinàmica



TESIS DOCTORAL

Doctorado en Teledetección

Sinergias entre las observaciones desde suelo
y satélite de las propiedades de las nubes y sus
efectos

Memoria dirigida por:
Dr. José Luis Gómez Amo
Dr. María Pilar Utrillas Esteban

Memoria presentada por:
María Dolores Freile Aranda
Burjassot, septiembre de 2018

La Dra. María Pilar Utrillas Esteban, catedrática de universidad adscrita al Departament de Física de la Terra i Termodinàmica de la Facultat de Física de la Universitat de València y el Dr. José Luis Gómez Amo, profesor ayudante doctor del Departament de Física de la Terra i Termodinàmica e investigador del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València.

CERTIFICAN:

Que la presente memoria titulada: “Sinergias entre las observaciones desde suelo y satélite de las propiedades de las nubes y sus efectos”, presentada por Dña. María Dolores Freile Aranda para optar al grado de Doctora en Teledetección, ha sido realizada bajo nuestra dirección en el Departament de Física de la Terra i Termodinàmica de la Facultat de Física de la Universitat de València y autorizan su depósito.

Y para que así conste, en cumplimiento de la legislación vigente, firmamos el presente certificado en Burjassot, a 13 de septiembre de 2018.

Fdo.: María Pilar Utrillas Esteban

Fdo.: José Luis Gómez Amo

A Carmen, Mara, Claudia y Teo.

Agradecimientos

No te desanimes, querida,
recuerda que tras las nubes
siempre llega la luz.
(*Louisa May Alcott, Mujercitas*)

Ara, després del tot l'esforç que ha suposat dur a terme aquest treball i quan per fi ha arribat la llum, és hora de donar les gràcies a totes les persones que m'han acompanyat durant aquests anys.

En primer lloc vull a José Luis i Pilar. Pel seu suport i confiança en mi des d'aquell treball de fi de grau tants anys enrere. A Jose Antonio i Fernando pels seus consells en aquesta etapa. A Sara, per omplir de rialles els viatges en cotxe mentre anàvem al màster. A Caterina i Josep pels cafés, els estudis fotograma a fotograma i els debats sobre temes de gran importància en l'actualitat. I molta força perquè, ara sí, els pròxims sou vosaltres (i no ho dic per posar-vos nerviosos). Anna i María José per alegrar-nos els divendres. A David, Carlos, Víctor, Francesca, Arianna, Iván i Violeta, per fer del despatx més que un lloc de treball. També he de donar les gràcies a la resta de persones que convivim al departament de Física de la Terra i Termodinàmica, especialment a Sole, Quique, Mónica, Amparo, Vicente i Eva.

A Quatre, Gemma, Oretó i Juanjo. Junts vam descobrir que la Física és molt més que "movimientos rectilíneos uniformes" i que els amics "de la carrera" poden convertir-se en persones fonamentals en la vida. A Lorena, per estar sempre al meu costat des d'aquell primer dia de 4^{rt} de primària. Amb tu la vida a València va començar a ser l'aventura que havia de ser. A Paula i Nàdia, per estar sempre ahí i compartir infància, joventut i tot el que està per vindre. A Pasqu, Adrià, Jaume i Estela, per demostrar que les noves amistats són tan valuoses com les de la infància.

Als meus pares, Abilio i Mari Carmen. Gràcies per la paciència, l'esforç i per ajudar-me a aconseguir tot el que m'he proposat. Als meus germans, Abi i Mari, perquè realment no sé que faria sense ells. A Alberto i Fina, perquè més que dos germans, en tinc quatre. Als Sols de migdia, les meues nebodes Carmen, Mara i Claudia i el meu nebot Teo. A ells va dedicada aquesta tesi. Per suportar tots els "no puc, tinc feina de la tesi". De segur s'alegren molt de que sa tia l'haja acabada per fi! Als meus tios, ties, cosins i cosines, per estar sempre ahí, especialment a Lolita i Vicente. A les ties Carmen i Rosita, perquè no passa un dia en que no les recorde. Als meus sogres

Pepe i Paqui i a la meua cunyada Alejandra, per acollir-me com una més de la família des del principi.

I gràcies infinites a José, per tot el que fas per mi cada dia des de fa tants anys. Ja saps que, a partir d'ara, "lo más lejos a tu lado".

Aquest treball ha sigut possible gracies al suport rebut mitjançant els projectes CGL2015-64785-R, finançats pel Ministeri d'Economia i Competitivitat, PROMETEUII/2014/058, finançat per la Generalitat Valenciana.

Lista de acrónimos

AERONET	Aerosol Robotic Network
APCADA	Automatic Partial Cloud Amount Detection Algorithm
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CBH	Cloud Base Height
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CERES	Clouds and Earth's Radiant Energy System
CMF	Cloud Modification Factor
CN	Cobertura nubosa
COD	Cloud Optical Depth
CRE	Cloud Radiative Effect
GMAO	Global Modeling and Assimilation Office
GEOS	Global Earth Observing System
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
IGBP	International Geosphere Biosphere Programme
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
IWC	Ice Water Content
IWP	Ice Water Path
LBTM	Layer Bispectral Threshold Method
LCL	Lifting Condensation Level
LW	LongWave
LWC	Liquid Water Content
LWP	Liquid Water Path
MOA	Meteorology, Ozone and Aerosol
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NESDIS	National Environmental Satellite, Data and Information Service
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NWA	Numerical Weather Analysis
RH	Relative Humidity
RMSE	Root Mean Square Error

SINT	Shortwave-infrared Infrared Near-infrared Technique
SIST	Shortwave-infrared Infrared Split-window Technique
SMOBA	Stratosphere Monitoring Ozone Blended Analysis
SONA	Sistema de Observación de Nubes Automático
SSF	Single Scanner Footprint
SW	ShortWave
SYN	Synoptic
TOA	Top Of the Atmosphere
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
UAH	University of Alabama Huntsville
VISST	Visible Infrared Shortwave-infrared Split-Window Technique
VZA	Viewing Zenith Angle
WCRP	World Climate Research Program
WMO	World Meteorological Organization

Contenido

Introducción	1
1. Características de las nubes	7
1.1. Tipos de nubes, clasificación.....	7
1.2. Propiedades de las nubes.....	14
1.3. Efectos radiativos	25
2. Instrumentación y medidas	39
2.1. Localización	39
2.2. Superficie	40
2.2.1. Piranómetro Kipp&Zonen CMP21	40
2.2.2. Pirgeómetro Kipp&Zonen CGR4	43
2.2.3. Cámara de nubes SONA.....	46
2.2.4. Ceilómetro	48
2.2.5. Observador	51
2.2.6. AERONET	51
2.3. Satélite.....	52
3. Metodología	61
3.1. Cobertura nubosa.....	61
3.1.1. Pirgeómetro	61
3.1.2. Piranómetro	64
3.1.3. Expresión de la cobertura nubosa	70
3.2. Espesor óptico	71
3.3. Tipos de nubes.....	72
3.4. Albedo de las nubes.....	73
3.5. Efectos radiativos	74
3.6. Satélite.....	77
Resultados	83
4. Propiedades de las nubes desde suelo.....	87
4.1. Cobertura nubosa.....	87
4.1.1. Pirgeómetro	87
4.1.2. Piranómetro	97

4.1.3.	Comparación de CN_{LW} y CN_{SW}	104
4.2.	Tipos de nubes	107
4.3.	Espesor óptico	109
4.4.	Albedo	110
4.5.	Efectos radiativos de las nubes	113
4.5.1.	En función de la cobertura nubosa	115
4.5.2.	En función del tipo de nube	117
4.5.3.	En función del espesor óptico	119
4.5.4.	En función del albedo	121
4.5.5.	En función de la altura	122
5.	Comparación suelo – satélite	127
5.1.	Ventana espacial y temporal	127
5.2.	Radiación	128
5.3.	Cobertura	133
5.4.	Espesor óptico	137
5.5.	Efectos de las nubes	138
6.	Análisis temporal	143
6.1.	Cobertura nubosa	143
6.2.	Espesor óptico	146
6.3.	Altura	149
6.4.	Efectos radiativos de las nubes en SW	151
6.5.	Efectos radiativos de las nubes en LW	155
6.6.	Efectos radiativos de las nubes netos	157
	Conclusiones	161
	Perspectivas futuras	165
	Anexo A	167
	Anexo B	169
	Referencias	173

Introducción

Las nubes son un elemento característico del cielo que forma parte del paisaje cotidiano en cualquier lugar del planeta. Según la World Meteorological Organization (WMO, 2017), una nube es un hidrometeoro formado por partículas diminutas de agua líquida, hielo o ambas, suspendidas en la atmósfera y que, generalmente no tocan el suelo. Pueden contener también partículas no acuosas líquidas o sólidas tales como polvo o aquellas presentes en humo o gases. Su gran impacto en el clima y otros aspectos, como el ciclo hidrológico o el balance radiativo (Ramanathan et al., 1989; Lin et al., 2000), hacen que las nubes hayan sido objeto de numerosos estudios en el pasado, en la actualidad, y seguirán siéndolo en el futuro debido a las dificultades que existen para caracterizarlas y el creciente interés científico por conocer sus efectos con mayor precisión. Además, debido al actual cambio climático, es necesario reducir la incertidumbre que las nubes provocan en los modelos climáticos (IPCC, 2014).

Las nubes juegan un papel fundamental en el ciclo hidrológico. Son el medio para que el agua que se ha evaporado vuelva a la superficie a través de la precipitación. Actualmente también hay que considerar los efectos que tienen sobre sistemas energéticos basados en la radiación solar. La presencia de nubes hace que la potencia obtenida por estos sistemas se vea alterada, lo cual no sólo representa un impacto energético sino también económico. Por otro lado, su función en gran parte de fenómenos meteorológicos unido a su gran variabilidad espacio-temporal las convierte en un elemento esencial en los modelos de predicción del tiempo y del clima, tanto a escala local y regional como global.

Un gran número de estudios realizados sobre las nubes a lo largo de los años se han centrado en sus efectos sobre el clima terrestre, ya que su función en el balance radiativo terrestre es clave (Chen et al., 2000; Shupe and Intrieri, 2004; Raschke et al., 2005; Pyrina et al., 2015). La gran importancia de las nubes en el clima se debe a su interacción con la radiación en la atmósfera. Esta interacción modifica la cantidad de radiación que llega a la superficie terrestre y que sale al espacio. Las nubes afectan al balance radiativo terrestre a través de la absorción y dispersión de la radiación electromagnética, aunque sus efectos son diferentes según el rango espectral considerado: ultravioleta, solar o térmico.

Introducción

Con respecto a la radiación ultravioleta, las nubes atenúan parte de la radiación que llega a la superficie (Esteve et al., 2010). Sin embargo, si se dan las condiciones necesarias, son capaces de provocar un aumento en la radiación que alcanza la superficie terrestre. Este fenómeno se conoce como realce y tiene lugar cuando el cielo está parcialmente cubierto por nubes pero no llegan a ocultar el sol (Calbó et al., 2005; Núñez et al., 2016). Como ocurre en el ultravioleta, también es posible que haya realce en el espectro solar (Berg et al., 2011; Inman et al., 2016; Aebi et al., 2017).

Por otro lado, la radiación térmica que llega a la superficie en cielos cubiertos aumenta, ya que son las propias nubes las que absorben radiación solar y la reemiten en el infrarrojo térmico. En cambio, la cantidad que sale al espacio se ve reducida con respecto a un cielo sin nubes, ya que las nubes están a menor temperatura que la superficie terrestre, dando lugar al conocido efecto invernadero de las nubes.

La intensidad de todos los efectos enumerados anteriormente depende de las propiedades macroscópicas y microscópicas de las nubes. En cuanto a las propiedades macroscópicas, la cobertura nubosa influye de forma decisiva ya que, a mayor nubosidad más fuertes son sus efectos. La altura y la temperatura de las nubes están directamente relacionadas, y de ellas depende cómo es su emisión en el térmico. Por otro lado, otras dos propiedades que también están relacionadas y causan cambios en los efectos radiativos de las nubes son su albedo y su espesor óptico. En parte, su valor está ligado a la cantidad de radiación que es capaz de atravesar las nubes (Eitzen et al., 2008).

Con relación a las propiedades microfísicas, el tamaño de las partículas que forman las nubes, su contenido de agua y la fase de sus partículas (agua líquida o cristales de hielo) son fundamentales si se quieren cuantificar los efectos radiativos. Estos parámetros determinan el modo en que las nubes redistribuyen la energía en la atmósfera, a través de los procesos de dispersión y absorción, así como la emisión de radiación electromagnética.

Para poder analizar la influencia de las nubes en el clima, su funcionamiento y sus características, es imprescindible disponer de observaciones y medidas que nos permitan caracterizarlas. Desde la superficie, tradicionalmente los observadores identifican los tipos de nubes presentes en el cielo y su cobertura. Este método cuenta con la desventaja de que las observaciones se realizan a determinadas horas del día y en pocas ocasiones. Sin embargo, en los últimos años se han desarrollado algoritmos

que permiten caracterizar las nubes de forma automática y con mayor resolución temporal utilizando instrumentos como cámaras de nubes, piranómetros, pirgeómetros o ceilómetros (Long et al., 2000; Calbó et al., 2001; Dürr and Philipona, 2004; Tapakis and Charalambides, 2013).

Actualmente, gracias a los satélites, se han realizado grandes avances en el estudio de las nubes y de cómo actúan sobre el clima. Los satélites proporcionan información en cualquier zona de la superficie terrestre, sin necesidad de disponer de estaciones de medida, como ocurre desde superficie. De ese modo, se pueden realizar estudios con mayor cobertura espacial, sobre la superficie terrestre u oceánica. Los satélites también permiten la realización de series climáticas a diferentes escalas (global, regional o local), convirtiéndose en herramienta fundamental para analizar el cambio climático en el planeta. La cobertura nubosa, el espesor óptico o la altura son algunas de las propiedades de las nubes que ofrecen los satélites. El inconveniente de estos sistemas es que están limitados por la resolución temporal y espacial. Para poder extraer el máximo partido a la información proporcionada por los satélites y determinar las diferencias entre las observaciones de satélite y suelo, es necesario conocer las sinergias entre ambas fuentes de información (Dong et al., 2002). De ese modo, es posible trabajar con ellas de forma conjunta y/o complementaria. En particular, en este trabajo se hace uso del instrumento Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES). CERES se encuentra a bordo de los satélites Terra y Aqua de la National Aeronautics and Space Administration (NASA). Este instrumento proporciona información de la radiación en diferentes intervalos espectrales en la superficie terrestre y en el techo de la atmósfera (TOA). Además sus productos incluyen medidas de las propiedades de las nubes realizadas por el instrumento Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), haciendo posible analizar la función de las nubes en el balance radiativo terrestre. MODIS, a bordo también de los satélites Terra y Aqua, pretende mejorar el conocimiento de la dinámica atmosférica y de los procesos que tienen lugar en el suelo, los océanos y las capas bajas de la atmósfera. Con este propósito, adquiere medidas de diferentes parámetros atmosféricos y terrestres como, por ejemplo, propiedades de los aerosoles o las nubes.

El objetivo de este trabajo es, en primer lugar, determinar diferentes parámetros y propiedades para caracterizar las nubes y sus efectos radiativos utilizando medidas de suelo. Para ello se utilizan medidas tomadas en la estación que mantiene el Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València en el Campus de Burjassot. Además, se analizan las sinergias entre los parámetros obtenidos con instrumentación de suelo

Introducción

y los proporcionados por satélite. Con todo esto se busca cuantificar el efecto de las nubes y conocer con mayor precisión su papel en el balance radiativo terrestre y, por consiguiente, en el clima. Para alcanzar dicha meta, en este trabajo se analizan los puntos que se detallan a continuación:

En el primer capítulo se incluye una descripción de las nubes, los tipos que se distinguen y de cómo se clasifican. A continuación, se definen las propiedades macroscópicas y microscópicas y las relaciones entre éstas. Por último, se analiza la interacción de la radiación solar y térmica con las nubes, y los efectos que esta interacción tiene sobre el clima y el balance radiativo terrestre.

El capítulo 2 contiene información sobre la situación de la estación de medidas, así como una descripción de la instrumentación utilizada en este trabajo y de las características de las medidas realizadas. Se incluyen tanto los instrumentos de suelo como los que están a bordo de satélite.

En el tercer capítulo se especifican los métodos aplicados para obtener la cobertura nubosa, las propiedades de las nubes y sus efectos radiativos, tanto con medidas desde suelo como a bordo de satélite.

El cuarto capítulo incluye los resultados de cobertura nubosa obtenidos utilizando diferentes técnicas, estudiando sus limitaciones y aportando mejoras que proporcionen resultados de mayor calidad. Además, haciendo uso de medidas de radiación solar, se calculan algunas propiedades de las nubes como el espesor óptico, el tipo de nube o su albedo. Por último, se determina el efecto radiativo de las nubes en superficie en los intervalos espectrales solar y térmico.

En el quinto capítulo, se realiza una comparación entre las propiedades y efectos de las nubes determinados desde suelo y desde satélite. A partir de dichas comparaciones, se obtienen una serie de ecuaciones que relacionan ambas fuentes de información. Se diferencian los datos recogidos por CERES desde el satélite Aqua de los que se recogen desde Terra.

Por último, en el capítulo 6, se analizan los promedios mensuales, estacionales y anuales de las propiedades y efectos de las nubes desde suelo y desde satélite en Burjassot (Valencia). Además, se aplican las ecuaciones obtenidas en el capítulo 5 para comprobar si, efectivamente, los datos recogidos desde satélite son similares a los determinados desde suelo. Se incluye también un análisis de los efectos de las nubes en el techo de la atmósfera, calculado con medidas de CERES.

Capítulo 1

Características de las nubes

En este capítulo se definen las características más relevantes de las nubes. En particular, se presentan las primeras clasificaciones de nubes realizadas, que sirvieron de base para definir los actuales tipos de nubes que se incluyen en el Atlas de nubes de la WMO. Además, se describe cuáles son las características de cada tipo de nube según se observen desde suelo o desde satélite. Se describen también las propiedades macroscópicas y microscópicas de las nubes y las relaciones entre ellas. Por último, se analiza cómo afecta la presencia de nubes a la propagación de la radiación de onda corta y de onda larga en la atmósfera.

1. Características de las nubes

1.1. Tipos de nubes, clasificación

A principios del siglo XIX y casi simultáneamente, Jean-Baptiste-Pierre-Antoine de Monet de Lamarck y Luke Howard presentaron, de forma independiente, las primeras clasificaciones de nubes.

El primero en hacerlo fue Lamarck, en 1801. En 1802 publicó su clasificación en el trabajo “Sur la forme des nuages” (Lamarck, 1802). Según Lamarck, se trataba de una clasificación práctica, basada en la idea de que las formas adoptadas por las nubes dependen de las condiciones atmosféricas y, por tanto, no son aleatorias. Distinguió 11 tipos de nubes, además de por su forma, por su altura (bajas, medias, altas) y los nombró de la siguiente manera (Olcina, 2014):

- | | |
|--|---|
| 1. Nubes brumosas
(Nuages brumeux) | 7. Nubes aborregadas
(Nuages pommelés) |
| 2. Nubes en velo
(Nuages en voile) | 8. Nubes aglomeradas
(Nuages attroupés) |
| 3. Nubes raídas
(Nuages en lambeaux) | 9. Nubes correderas
(Nuages coureurs) |
| 4. Nubes hinchadas
(Nuages boursoufflé) | 10. Nubes agrupadas
(Nuages groupés) |
| 5. Nubes en bloque
(Nuages en barres) | 11. Nubes de tormenta
(Nuages de tonnerre) |
| 6. Nubes en barrido
(Nuages en balayures) | |

Esta clasificación obtuvo poco reconocimiento debido a su baja precisión y a que Lamarck utilizó el francés para nombrar dichos tipos.

En 1803, Luke Howard publicó su trabajo “Ensayo sobre las modificaciones de las nubes” (Howard, 1803). En él se incluía una descripción de la clasificación de las nubes que había realizado. Partió de tres tipos, utilizando el latín para nombrarlos (entre paréntesis se indica el significado de los nombres en castellano):

1. Características de las nubes

1. Cirrus (mechón de pelo).
2. Stratus (extenderse).
3. Cumulus (pila, montón).

Combinando los tipos anteriores se definieron otros: cirro-cumulus, cirro-stratus, cumulo-stratus y cumulo-cirro-stratus o nimbus (lluvia). Más tarde, Howard incluiría también la distinción de las nubes en tres niveles según su altura: bajas, medias y altas. Este planteamiento ya fue incluido por Lamarck en su clasificación. A partir de aquí, se realizaron numerosas aportaciones y modificaciones a la clasificación de Luke Howard (Romá, 2014). Por ejemplo, Emilien Renou propuso un nuevo tipo de nube media: los altostratus. Así se introdujo el prefijo “alto” en la clasificación.

En el año 1896 se publicó en París la primera edición del Atlas Internacional de Nubes. Sus autores fueron los meteorólogos Hildebransson, Riggenbach y Teisserenc de Bort. El Atlas se creó con el objetivo de ser una guía para meteorólogos, donde se establecían las bases y la nomenclatura para la identificación de nubes. A partir de esta edición se han ido publicando otras a lo largo de los años, hasta llegar a la última publicada en 2017. Esta edición incluye el sistema de clasificación de nubes y fenómenos meteorológicos utilizado por la WMO. Además de las nubes, se incluye información sobre otros meteoros: hidrometeoros, litometeoros, fotometeoros y electrometeoros.

El sistema de clasificación descrito en el Atlas de las nubes distingue 10 géneros, basados en los tipos definidos por Luke Howard. Además de los géneros, en el Atlas Internacional de Nubes se definen una serie de subgrupos y otras particularidades para caracterizar de forma más precisa las nubes (WMO, 2017).

El género de las nubes describe las formas más típicas que éstas adoptan. Se distinguen 10 tipos agrupados según la altura de su base:

ALTAS

- Cirrus (Ci): nubes blancas con aspecto fibroso, dispuesto en capas finas o en forma de filamentos.
- Cirrocumulus (Cc): capa fina de nubes compuesta por pequeños elementos en forma de ondas o granos. Estos elementos pueden estar juntos o separados y se distribuyen de forma regular. No producen sombras.

1. Características de las nubes

- Cirrostratus (Cs): nubes blancas o transparentes. Tienen forma de velo fino y aspecto fibroso o liso. Cubren total o parcialmente el cielo y pueden producir halos.

MEDIAS

- Alto cumululus (Ac): capa de nubes blancas o grises compuesta por masas redondeadas que se distribuyen de forma regular y que pueden estar fusionadas. Son parcialmente fibrosas o difusas y, generalmente, producen sombras.
- Altostratus (As): capa de nubes grisáceas o azuladas de aspecto fibroso o uniforme. Cubren total o parcialmente el cielo, aunque permiten vislumbrar el Sol. No producen halos.
- Nimbrostratus (Ns): capa de nubes grises, normalmente oscuras, con apariencia difusa por la lluvia o nieve que producen. Tienen el grosor suficiente para ocultar el Sol. A menudo, debajo de estas capas, se encuentran nubes bajas e irregulares con las que pueden fusionarse.

BAJAS

- Stratocumululus (Sc): capa de nubes grises o blanquecinas, con partes más oscuras, compuesta de masas redondeadas que forman un patrón y que pueden estar fusionadas. No son fibrosas, excepto cuando producen precipitación del tipo virga (tipo de precipitación que no llega a la superficie terrestre).
- Stratus (St): capa de nubes grises con base uniforme que pueden producir llovizna o nieve. A veces están formadas por elementos irregulares. Cuando el Sol es visible se puede distinguir el contorno de la nube y pueden producir halos a temperaturas bajas.
- Cumulus (Cu): nubes densas de bordes bien delimitados. Se desarrollan verticalmente en forma de montículos o cúpulas. Las partes de estas nubes iluminadas por el Sol son de color blanco brillante, mientras que su base es más oscura y tiene forma plana.

1. Características de las nubes

- Cumulonimbus (Cb): nube densa y robusta con un desarrollo vertical considerable. Una parte de su región superior suele ser plana y lisa o fibrosa, y puede extenderse en forma de yunque. Su base es muy oscura y, con frecuencia, bajo ella existen nubes más bajas e irregulares. A veces producen precipitación.

En la Tabla 1.1 y Figura 1.1 se presenta cómo se clasifican los géneros según su altura, indicando el intervalo al que corresponde cada nivel según la región del planeta en el que se encuentran.

Tabla 1.1: Clasificación de las nubes por alturas (WMO, 2017)

Nivel	Genera	Región Polar	Región templada	Región tropical
Altas	Cirrus			
	Cirrocumulus Cirrostratus	3 – 8 km	5 – 13 km	6 – 18 km
Medias	Altostratus			
	Altostratus	2 – 4 km	2 – 7 km	2 – 8 km
	Nimbostratus			
Bajas	Stratus			
	Stratocumulus			
	Cumulus			
	Cumulonimbus	Desde la superficie de la Tierra hasta 2km		

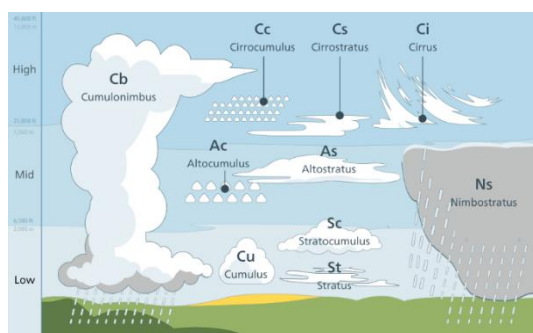


Figura 1.1: Distribución de los tipos de nubes por altura (de Bruyn, 2014) .

Los géneros descritos anteriormente se subdividen en especies y variedades. Los otros subgrupos definidos en el Atlas incluyen características suplementarias, nubes complementarias y nubes especiales.

- Especies: subdivisión de los géneros. Se definen en base a las diferencias en la forma y la estructura interna de las nubes. Las especies son excluyentes, es decir, una determinada nube solamente puede pertenecer a una única especie. Algunas especies son comunes a varios géneros. No todas las nubes tienen porqué pertenecer a una especie. Ejemplos: fibratus, lenticularis, congestus.
- Variedad: hacen referencia a la distribución y transparencia de las nubes. Las variedades no son excluyentes, de modo que una determinada nube puede pertenecer a más de una variedad (excepto translucidus y opacus por tener significados opuestos). Al igual que las especies, las variedades pueden estar presentes en más de un género y tampoco es necesario que todas las nubes pertenezcan a una determinada variedad. Ejemplos: intortus, undulatus, duplicatus.
- Características suplementarias: en ocasiones las nubes presentan ciertas particularidades que no se contemplan en las especies o variedades, y que son consideradas en este subgrupo. Ejemplos: asperitas, fluctus, virga.
- Nubes complementarias: nubes que acompañan a otras de mayor tamaño que pueden estar separadas o parcialmente mezcladas con la nube principal. Ejemplos: pileus, velum, flumen.
- Nubes especiales: existen nubes que se forman a partir de ciertos agentes naturales o con origen en la actividad humana, como incendios, humo o en cataratas. Ejemplos: flammagenitus, homogenitus, cataractagenitus.

En la última edición del Atlas se han incorporado 11 nuevos tipos de nubes, que pertenecen las distintas categorías mencionadas. Estos tipos son volutus, asperitas, fluctus, cavum, murus, cauda, flumen, flammagenitus. En la Figura 1.2 se muestran fotografías de cada uno de los géneros definidos por el Atlas Internacional de Nubes.

1. Características de las nubes



Figura 1.2: Ejemplos de cada uno de los géneros de nubes definidos por el Atlas de Nubes. De arriba abajo y de izquierda a derecha: cirrus(Stephen Burt), cirrostratus (Michael Bruhn), cirrocumulus (Jarmo Koistinen), altostratus (Kwong Hung Tam), altostratus (Art Rangno), nimbostratus (Jarmo Koistinen), cumulus (Jarmo Koistinen), stratocumulus (Jarmo Koistinen), stratus (Jarmo Koistinen) y cumulonimbus (Antonio J. Galindo) (WMO, 2017).

Con el objetivo de obtener una clasificación de nubes basada en medidas realizadas por instrumentos automáticos, se introduce una clasificación diferente a la anterior creada a partir de datos de satélite. El “International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)” se creó en el año 1983 como parte del “World Climate Research

1. Características de las nubes

Program (WCRP)”. Su principal objetivo es recopilar y analizar la información recogida por satélites polares y geoestacionarios, para obtener una distribución global de las propiedades radiativas de las nubes y poder mejorar la modelización de sus efectos en el clima (Schiffer and Rossow, 1983). Como parte de sus metas, se realizó una clasificación de las nubes en función del espesor óptico y de la presión en su cima a fin de determinar la influencia de los tipos de nubes en el clima. Aunque la clasificación ha sufrido modificaciones a lo largo de los años (Rossow and Schiffer, 1991) y no siempre se han utilizado los nombres clásicos (Lau and Crane, 1995; Hahn et al., 2001), la versión más utilizada en la actualidad es la que se muestra en la Tabla 1.2. En ella sí se hace uso de los nombres clásicos utilizados por los observadores, pero solamente se distinguen nueve tipos (Rossow and Schiffer, 1999).

En cuanto a la clasificación de nubes, hay que tener en cuenta que los observadores clasifican las nubes desde la superficie, fijándose sobre todo en sus bases. Por el contrario, desde satélite se observa la parte superior de las nubes (Hahn et al., 2001). Por esta razón, la asociación de los tipos de nubes clasificados desde satélite con los nombres clásicos utilizados por observadores es cualitativa, aunque se han realizado estudios que respaldan dicha asociación (ISCCP, 2014).

Tabla 1.2: Clasificación de nubes realizada por el ISCCP.

		ESPESOR ÓPTICO			
		0 – 3.6	3.6 – 23	23 – 379	
PRESIÓN EN LA CIMA (hPa)	50 – 440	CIRRUS	CIRROSTRATUS	CUMULONIMBUS	HIGH
	440 – 680	ALTOCUMULUS	ALTOSTRATUS	NIMBOSTRATUS	MIDDLE
	680 - 1000	CUMULUS	STRATOCUMULUS	STRATUS	LOW

1.2. Propiedades de las nubes

Es necesario conocer las propiedades de las nubes para poder analizar cómo actúan y cuáles son sus efectos en el clima y en balance radiativo. A continuación, se describen las propiedades más utilizadas para caracterizar las nubes, diferenciándolas entre macroscópicas y microscópicas.

Las propiedades macroscópicas son aquellas que describen la forma y estado de las nubes como un todo. Entre ellas se destacan la cobertura nubosa, la altura, presión y temperatura, además del espesor óptico.

La cobertura nubosa nos indica la proporción de cielo que está cubierto por nubes. Aunque el concepto en sí es sencillo, existen varias definiciones con pequeños matices que cabe destacar, como se muestra en Kassianov et al. (2004). El ISCCP define la cobertura nubosa como la fracción de la superficie terrestre cubierta por nubes, mientras que en estudios climáticos realizados desde superficie o en la guía del observador de la WMO se dice que es la fracción del cielo cubierta por nubes (Hahn et al., 2001; World Meteorological Organization, 2008). A la vista de estas dos descripciones, queda claro que la definición de cobertura nubosa depende de la perspectiva desde donde se realice la observación.

La cobertura nubosa se suele expresar de diferentes formas, que se utilizan con frecuencia similar, dependiendo de la naturaleza del trabajo y de cómo se hayan obtenido. Generalmente la cobertura nubosa se expresa en porcentaje o tanto por 1, cuando se obtiene de forma automática, o con la ayuda de instrumentos y procedimientos semiautomáticos. Por otro lado, cuando es un observador quién determina la cobertura nubosa, o se utilizan procedimientos de menor precisión, se utilizan las octas. Esta unidad se define como el número de octavos que ocupan las nubes en el cielo (Figura 1.3). Hay que tener en cuenta que la cobertura de una sola nube, aunque su tamaño sea menor de un octavo, es de 1 octa. Del mismo modo, cuando el cielo está completamente cubierto a excepción de un pequeño claro, la cobertura es de 7 octas. Es decir, los 0 y 8 octas quedan reservados solamente para situaciones en las que el cielo está completamente despejado o completamente cubierto, respectivamente.

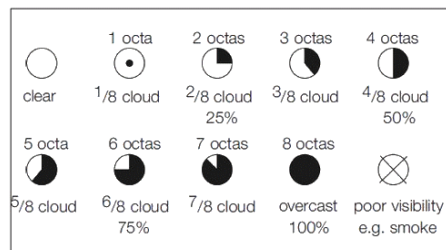


Figura 1.3: Correspondencia entre octas y la proporción del cielo cubierta (Aelsnet, 2013).

Como se ha mencionado en la Introducción, la WMO define las nubes como hidrometeoros formados por diminutas partículas de agua líquida o hielo. Las nubes pueden formarse por nucleación homogénea, cuando el vapor de agua se condensa en un medio puro sobresaturado, o por nucleación heterogénea, a partir de agentes externos que actúan como núcleos de condensación (CCN) (por ejemplo, los aerosoles atmosféricos). Esta última suele ser la más común en la atmósfera, aunque la nucleación homogénea predomina en la formación de cristales de hielo en temperaturas inferiores a los $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Liou, 1993). Por tanto, para que tenga lugar la formación de nubes, se han de cumplir una serie de condiciones en la atmósfera relacionadas con la concentración de vapor de agua y de núcleos de condensación en un determinado volumen, además de producirse un enfriamiento del aire. Al descender la temperatura del aire, desciende también la presión de saturación, hasta el punto de que la presión del vapor de agua es mayor que la de saturación y el vapor se condensa en pequeñas gotas de agua que dan lugar a las nubes. Este es, básicamente, el proceso que tiene lugar en la formación de nubes. Por otro lado, la manera en la que se produce el enfriamiento del aire es mucho más compleja.

En presencia de nubes, el aire es un sistema heterogéneo. Está formado por una mezcla de vapor de agua y aire seco. El aire seco está constituido por todos los gases atmosféricos excepto el vapor de agua. El conjunto del aire seco más el vapor de agua se denomina aire húmedo. La distribución de vapor de agua en el planeta no es homogénea y su presencia en la atmósfera varía espacial y temporalmente. Es determinante en gran parte de los procesos que tienen lugar en la atmósfera, como por ejemplo, en la formación de nubes. En la Figura 1.4 se muestra la distribución media anual de vapor de agua en el planeta en el año 2009.

1. Características de las nubes

Para caracterizar el aire húmedo, se considera que éste tiene un comportamiento ideal, así se puede hacer uso de la ecuación de gases ideales (1.1).

$$pV = (p_s + e)V = nRT = (n_s + n_v)RT \quad (1.1)$$

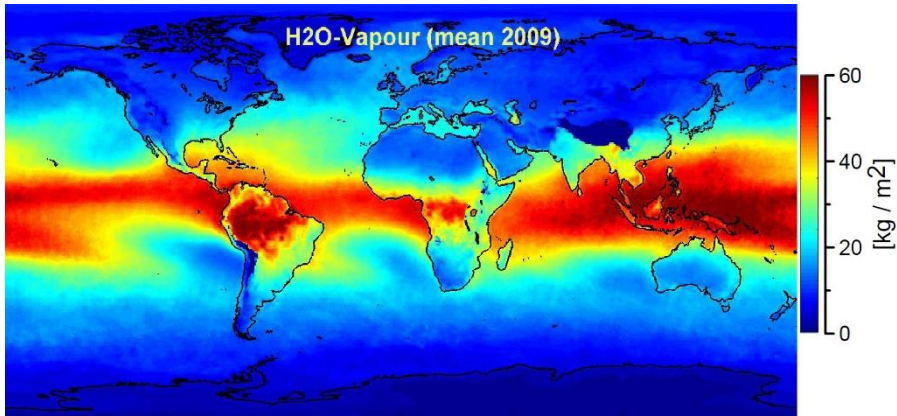


Figura 1.4: Media anual de vapor de agua del año 2009 obtenida a partir de medidas de GOME-2. Fuente: http://www.globvapour.info/newsarchive.html#may_2010

La presión del aire húmedo (p) es la suma de la presión del aire seco (p_s) y de la presión del vapor de agua (e). En la ecuación (1.1), n representa el número de moles de aire húmedo, n_s de aire seco y n_v de vapor de agua. T es la temperatura del aire y R la constante universal de los gases ideales, con un valor de $8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Sustituyendo n por el cociente entre la masa y la masa molecular del aire se obtiene

$$pV = (m_s R_s + m_v R_v)T \quad (1.2)$$

Se definen dos nuevas constantes: la constante del aire seco (R_s) (1.3) y la constante del aire húmedo (R_v) (1.4).

$$R_s = \frac{R}{M_s} = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad (1.3)$$

$$R_v = \frac{R}{M_v} = 461 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad (1.4)$$

En este punto se define la humedad específica del aire como el cociente entre la masa de vapor de agua y la masa del aire húmedo (1.5)

$$q = \frac{m_v}{m_s + m_v} \quad (1.5)$$

Combinando las ecuaciones (1.2) y (1.5), se obtiene la relación (1.6), donde ρ representa la densidad del aire húmedo.

$$p = \rho T [(1 - q)R_s + qR_v] \quad (1.6)$$

Sustituyendo en (1.6) los valores de R_s y R_v y reorganizando se consigue la expresión (1.7).

$$p = \rho T (1 + 0.608q)R_s = \rho T_v R_s \quad (1.7)$$

T_v es la temperatura virtual, aquella que debería tener una masa de aire seco para ser igual de densa que una masa de aire húmedo a temperatura T .

Las nubes son resultado de los cambios de fase que sufre el vapor de agua en la atmósfera, lo cual implica un intercambio de energía. En estos cambios de fase el vapor de agua se condensa en gotas de agua líquida o, si se dan las condiciones, en cristales de hielo. Para que tengan lugar estos procesos en una masa de aire es necesario que se produzca un enfriamiento.

Una masa de aire puede sufrir una disminución de temperatura por distintas causas: por un ascenso vertical en la atmósfera, por emisión de radiación, conducción o por mezclarse con otra masa de aire más fría. En el primero de los casos se produce una expansión adiabática de la masa de aire, es decir, sin que se produzca intercambio de energía con el entorno (Lamb and Verlinde, 2011). Cuando el enfriamiento de una masa de aire se produce por radiación o emisión de energía la presión permanece constante, es decir, el proceso es isobárico.

Cuando una masa de aire se enfría por radiación o emisión, cede más energía a su entorno de la que recibe de éste. Un ejemplo de este tipo de enfriamiento es el que tiene lugar cuando aparece niebla. En las noches con cielo despejado, la superficie de la Tierra emite radiación térmica, de forma que baja su temperatura. El aire que se encuentra en contacto con la superficie le cede energía por conducción, disminuye su

1. Características de las nubes

temperatura pudiendo alcanzar la temperatura de rocío. Si esto ocurre, el vapor de agua se condensa y aparece niebla (Liou, 1993).

Otro proceso por el cual se puede alcanzar la sobresaturación necesaria para que se forme una nube es la mezcla de dos masas de aire. En principio, cada masa de aire tiene sus propias características. (T_1, e_1) y (T_2, e_2) son la temperatura y presión de vapor de cada una de las masas de aire. Este proceso es isobárico, al no depender de ningún cambio en la altitud de las masas, y adiabático, porque solamente hay intercambio de energía entre las dos masas de aire, pero no con el entorno. La masa de aire resultante tendrá unas propiedades que serán una combinación lineal de las propiedades de las masas iniciales, en función de la proporción de cada masa inicial en la mezcla (T, e) . La presión resultante puede dar lugar a una sobresaturación del aire y, por tanto, a la formación de nubes. Se puede ver en la Figura 1.5, dónde se representa la presión de vapor en función de la temperatura, como la presión de vapor es superior a la de equilibrio (e') , dada por la curva de saturación.

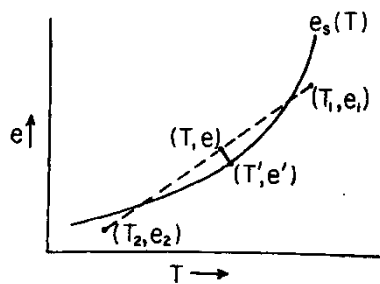


Figura 1.5: Mezcla isobárica de dos masas de aire (Rogers, 1977).

En los casos anteriores, las masas de aire implicadas no experimentan ningún cambio en su altura al alcanzar la sobresaturación, aunque sí intercambian energía con su entorno. Una masa de aire puede sufrir un enfriamiento también en una expansión adiabática. En ocasiones, la inestabilidad atmosférica provoca que una masa de aire ascienda a niveles superiores (Thomas and Stamnes, 2002). Mediante este proceso, la masa se eleva sin realizar ningún intercambio de energía con el entorno. Al hacerlo, su temperatura desciende como consecuencia de la expansión que sufre. Lo mismo ocurre con la presión de vapor de saturación, aunque disminuye a un ritmo distinto al de la temperatura. Para conocer el ritmo al que desciende la temperatura, partimos

de la primera ley de la termodinámica (Rogers, 1977) (1.8), en la que q representa el intercambio de calor por unidad de masa y C_p el calor específico a presión constante.

$$dq = C_p dT + \frac{1}{\rho} dp = 0 \quad (1.8)$$

Para una masa de aire que asciende en la atmósfera expandiéndose hasta una altura z , se cumple (1.9).

$$C_p \frac{dT}{dz} + \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} = 0 \quad (1.9)$$

Por otro lado, la ecuación hidrostática indica cuál es la variación en la presión con la altura (1.10).

$$dp = -\rho g dz \quad (1.10)$$

Combinando las ecuaciones (1.9) y (1.10) se obtiene el gradiente adiabático seco Γ_s (1.11), que muestra la variación de la temperatura con la altura de una masa de aire seco. Puede demostrarse que el gradiente adiabático de una masa de aire húmedo, pero no saturado, es aproximadamente igual al gradiente adiabático seco (Rogers, 1977).

$$\Gamma_s = \frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_p} = 9.8 \cdot 10^{-3} \text{ Km}^{-1} \quad (1.11)$$

Así, la temperatura de una masa de aire no saturado que asciende adiabáticamente viene dada por la ecuación (1.12), donde T_{sfc} representa la temperatura en la superficie.

$$T(z) = T_{sfc} - \Gamma_s z \quad (1.12)$$

Si la presión de vapor de saturación disminuye hasta ser inferior a la presión de vapor de la masa de aire, se produce la condensación del vapor de agua y, por tanto, se forman nubes. La altura en la que se alcanza la saturación es conocida como nivel de condensación por ascendencia (LCL) y corresponde a la altura de la base termodinámica de la nube (Rogers, 1977). Para determinar el LCL es necesario conocer la temperatura y la temperatura de rocío ($T_{r,sfc}$), ambas en la superficie (1.13).

1. Características de las nubes

Cuanto más cerca está la temperatura de la superficie de la temperatura de rocío, menor es la altura de la base de las nubes que se forman.

$$z_{LCL}[km] = \frac{T_{sfc} - T_{r,sfc} [^{\circ}C]}{8^{\circ}C km^{-1}} \quad (1.13)$$

Una vez analizadas las relaciones entre la temperatura, la presión y la altura de las nubes, se consideran ahora las propiedades microfísicas. Estas propiedades están relacionadas con las partículas líquidas o sólidas que forman las nubes.

Para caracterizar las nubes es necesario conocer las partículas que las forman, su tamaño, concentración y su forma. En primer lugar, es necesario distinguir entre las partículas formadas por agua líquida y aquellas formadas por hielo, ya que su interacción con la radiación no se lleva a cabo del mismo modo.

En el caso de partículas de agua líquida, se considera que su forma es esférica. Es imprescindible conocer cuál es el tamaño de las partículas para saber cómo dispersan la radiación que les llega. La distribución de tamaño $n(r)$ indica cómo se distribuyen las partículas en un rango de posibles tamaños. Teniendo en cuenta que la dispersión de partículas esféricas es proporcional a su sección eficaz, se define el radio medio efectivo como indica la ecuación (1.14) (Liou, 1993).

$$r_e = \frac{\int r \pi r^2 n(r) dr}{\int \pi r^2 n(r) dr} \quad (1.14)$$

Donde es $n(r)$ la distribución de tamaño de las gotas. Para las nubes sin precipitación, el radio medio efectivo toma un valor de 10 μm . Por otro lado, el contenido en agua líquida (LWC) en una nube se define como indica la ecuación (1.15).

$$LWC = \frac{4}{3} \pi \rho_l \int r^3 n(r) dr \quad (1.15)$$

A partir de la ecuación (1.15), se define el camino de agua líquida (LWP) como el contenido en agua líquida en una sección de espesor Δz (1.16), (1.17).

$$LWP = \Delta Z LWC \quad (1.16)$$

$$LWP = \Delta Z \frac{4}{3} \pi \rho_l \int r^3 n(r) dr \quad (1.17)$$

El espesor óptico (COD) relaciona el espesor físico de la nube con la cantidad de radiación que se extingue cuando la atraviesa. Para obtener el espesor óptico de una nube de espesor físico Δz se aplica la ecuación (1.18).

$$COD = \Delta z \int \sigma_e n(r) dr = \Delta z \int Q_e \pi r^2 n(r) dr \quad (1.18)$$

σ_e representa la sección eficaz de extinción que, como se indica en la ecuación (1.18) es proporcional a $Q_e \pi r^2$, siendo Q_e la eficiencia de extinción. Q_e es función de la longitud de onda y del radio y del índice de refracción de las gotas de agua. Dado que el radio típico de las gotas es de 10 μm , mayor que la longitud de onda de la radiación solar, se puede utilizar la óptica geométrica para hacer una aproximación y así poder obtener una ecuación que relacione de forma sencilla las propiedades microfísicas de las nubes. Con esta aproximación $Q_e \cong 2$ (Liou, 1993). Combinando las ecuaciones (1.14), (1.17) y (1.18) se obtiene una relación entre el radio efectivo, el espesor óptico y el camino de agua líquida (1.19).

$$r_{eff} \cong \frac{3}{2} \frac{LWP}{COD} \quad (1.19)$$

En la Tabla 1.3 se muestran los valores típicos del radio modal (r_m , que es el radio que corresponde al pico en la distribución de tamaño) y del contenido en agua líquida de algunos tipos de nubes bajas y medias, además de la concentración de partículas (N) y el autor de los resultados. Los valores presentados se basan en medidas realizadas en diferentes estudios entre los años 1940 y 1960. No se incluye ninguna nube alta, ya que estas están formadas completamente de hielo.

1. Características de las nubes

Tabla 1.3: Características de las partículas de agua de algunos tipos de nubes (Liou, 1993).

	Tipo de nube	Investigador, Año	N (cm ⁻³)	r _m (μm)	Δr (μm)	LWC (g m ⁻³)
Nubes bajas	St (océano)	Neiburger (1949)	464	3.5	0 – 16	0.24
	St (tierra)	Diem (1948)	260	4.5	0 – 20	0.44
	Sc	Diem (1948)	350	4.0	0 – 12	0.09
	Cu (buen tiempo)	Battan and Reitan (1957)	293	4.0	0 – 20	0.33
	Cu (congestus)	Durbin (1959)	207	3.5	0 – 40	0.66
	Cb	Weickmann and aufm Kampe (1953)	72	5.0	0 – 70	2.50
Nubes medias	As	Diem (1948)	450	4.5	0 – 13	0.41
	Ac	Weickmann and aufm Kampe (1957)	-	5.0	0 – 12	-
	Ns	Diem (1948)	330	4.0	0 – 20	0.40

La descripción de las partículas de hielo es distinta a las de agua líquida. Normalmente las de hielo tienen mayor tamaño, pero menor densidad relativa y concentraciones más bajas (Shupe and Intrieri, 2004). Las nubes formadas completamente por cristales de hielo son nubes altas que cubren alrededor del 30% del planeta. Estos cristales pueden tener diversas formas no esféricas, como por ejemplo hexagonal. Como consecuencia de su forma, es más complicada su descripción que en el caso de las gotas esféricas. Algunos estudios intentaron hacerlo suponiendo que los cristales de hielo tienen forma esférica o cilíndrica (Plass and Kattawar, 1971; Liou, 1972; Stephens, 1980). Aunque algunas de las características

de los cristales y su dispersión eran descritas correctamente, otros aspectos como sus dimensiones u orientación asociados a una estructura hexagonal no estaban reflejados en estos modelos. Esto conducía a unos resultados no satisfactorios, dada la gran importancia de estos aspectos en, por ejemplo, el albedo y transmitancia de las nubes (Takano and Liou, 1989). Por estas razones, se realiza la descripción de las propiedades de los cristales de hielo suponiendo que tienen un tamaño hexagonal. Este hexágono tiene su mayor dimensión de tamaño L , mientras que su menor dimensión tiene tamaño D .

El contenido en hielo (IWC) para una distribución de cristales de hielo $n(L)$ se calcula a partir de la ecuación (1.20), donde ρ_i representa la densidad del hielo y V el volumen de un cristal (1.21).

$$IWC = \int V\rho_i n(L)dL \quad (1.20)$$

$$V = \frac{3\sqrt{3}}{8}LD^2 \quad (1.21)$$

Por otro lado el espesor óptico de una nube de cristales de hielo con anchura Δz viene dado por la ecuación (1.22), donde σ_e es la sección eficaz de extinción.

$$COD = \Delta z \int \sigma_e n(L)dL \quad (1.22)$$

Al igual que con las partículas de agua, para cristales de hielo hexagonales orientados de forma aleatoria, aplicando la óptica geométrica se obtiene la sección eficaz de extinción (1.23) (Takano and Liou, 1989).

$$\sigma_e = \frac{3}{2}D \left(\frac{\sqrt{3}}{4}D + L \right) \quad (1.23)$$

Se define el tamaño de los cristales de hielo como combinación de su distribución de volumen y área (1.24).

$$D_e = \frac{\int D^2 Ln(L)dL}{\int DLn(L)dL} \quad (1.24)$$

1. Características de las nubes

De forma análoga a como se ha hecho para el agua líquida, se define el camino de hielo IWP como el contenido en hielo en una sección de espesor Δz (1.25).

$$IWP = \Delta z IWC \quad (1.25)$$

Combinando las ecuaciones (1.20), (1.22) y (1.24) se obtiene la relación entre el espesor óptico y tamaño de los cristales de hielo con el contenido en hielo (1.26).

$$\tau \cong IWP \left(a + \frac{b}{D_e} \right) \quad (1.26)$$

a y b son unos determinados coeficientes. Así, se obtiene el espesor óptico a partir de dos variables independientes, que son función de la temperatura. Para obtener los coeficientes se reescribe la ecuación (1.26) de la siguiente forma para realizar una parametrización del espesor óptico.

$$\tau = \left(\sum_{n=0}^N \frac{a_{n,i}}{D_e^n} \right) IWP \quad (1.27)$$

$a_{n,i}$ son coeficientes obtenidos empíricamente y N el número total de coeficientes de expansión. Se determinan los coeficientes a través de ajustes, de forma que finalmente es posible calcular el espesor óptico de las nubes aplicando la expresión (1.28) (Liou, 1993).

$$\tau = \left(-6.6560 \cdot 10^{-3} + \frac{3.6860}{D_e} \right) IWP \quad (1.28)$$

Es posible encontrar otras parametrizaciones del espesor óptico de las nubes formadas por cristales de hielo en diversos estudios (Rockel et al., 1991; Ebert and Curry, 1992; Minnis et al., 1998; Heymsfield et al., 2003).

1.3. Efectos radiativos

En primer lugar, es necesario definir las leyes físicas que describen la emisión de radiación de un cuerpo negro. La ley de Planck relaciona la intensidad emitida a una longitud de onda (λ) determinada con la temperatura a la que se encuentra el cuerpo negro. Se expresa como indica la ecuación (1.29).

$$B_{\lambda}(T) = \frac{C_1 \lambda^{-5}}{\pi(e^{C_2 \lambda^{-1} T^{-1}} - 1)} \quad (1.29)$$

C_1 y C_2 representan la primera y segunda constante de la radiación, respectivamente, y se definen como indican las ecuaciones (1.30) y (1.31) (Liou, 2002).

$$C_1 = 2\pi h c^2 \quad (1.30)$$

$$C_2 = h c K^{-1} \quad (1.31)$$

h es la constante de Planck con un valor de $6.67 \cdot 10^{-34}$ J s, c es la velocidad de la luz igual a $3.0 \cdot 10^8$ m s⁻¹ y K es la constante de Boltzmann con un valor de $1.3806 \cdot 10^{-23}$ J K⁻¹. Es posible obtener la radiación total emitida (F) por un cuerpo negro a una temperatura T integrando la ley de Planck para todas las longitudes de onda, obteniendo finalmente la ecuación (1.32) conocida como ley de Stefan-Boltzmann.

$$F = \sigma T^4 \quad (1.32)$$

La constante de Stefan-Boltzmann, σ , es igual a $5.67 \cdot 10^{-8}$ J m⁻² s⁻¹ K⁻⁴.

La principal fuente de energía en la Tierra es el Sol. A una distancia media de $1.5 \cdot 10^8$ km, la energía solar es la responsable de poner en marcha los mecanismos que rigen la atmósfera y los océanos. La temperatura del Sol decrece desde unos $5 \cdot 10^6$ K en su centro hasta los 5800 K de su superficie. El espectro solar muestra la distribución de la radiación electromagnética que emite el Sol en función de la longitud de onda, λ . Emite energía a un ritmo de $6.2 \cdot 10^7$ Wm⁻². En la Figura 1.6 se muestra la irradiancia solar espectral en el techo de la atmósfera calculada con MODTRAN 3.7. Además, se incluye también el flujo obtenido con la función de Planck a una temperatura de 5800K.

1. Características de las nubes

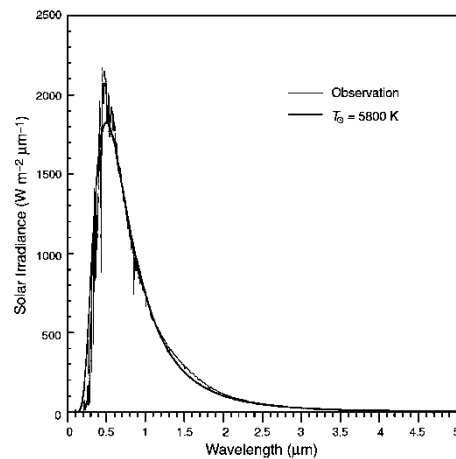


Figura 1.6: Irradiancia solar espectral en el techo de la atmósfera (Liou, 2002).

La energía total que la Tierra recibe del Sol viene dada por la constante solar. Su valor es de gran importancia para conocer el balance radiativo terrestre y la absorción de energía solar por parte de la atmósfera y la superficie de la Tierra. A partir del análisis de diversas medidas de irradiancia solar realizadas desde satélite, se obtiene un valor para la constante solar de $1366 \pm 3 \text{ W m}^{-2}$ (Lean and Rind, 1998).

En una atmósfera limpia, sin aerosoles ni nubes, un 50% aproximadamente de la radiación solar se transmite a través de la atmósfera y es absorbida por la superficie. En la Figura 1.7 se muestra la irradiancia solar en el techo de la atmósfera y en superficie, para un ángulo solar cenital de 60° . Por tanto, se pueden observar las bandas de absorción y dispersión producidas por el ozono, el O_2 , el vapor de agua y el dióxido de carbono. Por otro lado, la radiación térmica emitida por la superficie es absorbida por los gases atmosféricos. Este fenómeno de absorción es conocido como efecto invernadero.

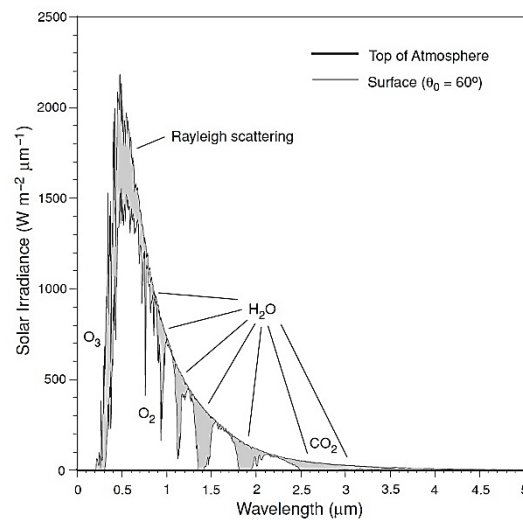


Figura 1.7: Irradiancia solar en el techo de la atmósfera y en superficie para un ángulo solar cenital de 60° (Liou, 2002).

Para medir la radiación solar que llega a la superficie se utilizan piranómetros y pirheliómetros. Con los piranómetros se determina la radiación global, mientras que con los pirheliómetros se mide la radiación directa. La radiación difusa se puede calcular a partir de los valores de global y directa o se puede medir añadiendo una banda de sombra al piranómetro, de forma que la radiación directa no llega al instrumento.

El sistema Tierra-atmósfera refleja aproximadamente el 30% de la radiación solar que llega al techo de la atmósfera, mientras que absorbe el 70% restante. Gran parte de la absorción es por parte de la superficie terrestre. Concretamente, un 70% aproximadamente de la absorción de la radiación en la superficie se produce en los océanos y el resto se produce en el suelo. Para que el sistema Tierra-atmósfera se mantenga en equilibrio térmico, es necesario que la energía solar absorbida sea reemitida al espacio. De modo que, el sistema emite también radiación, conocida como radiación térmica.

1. Características de las nubes

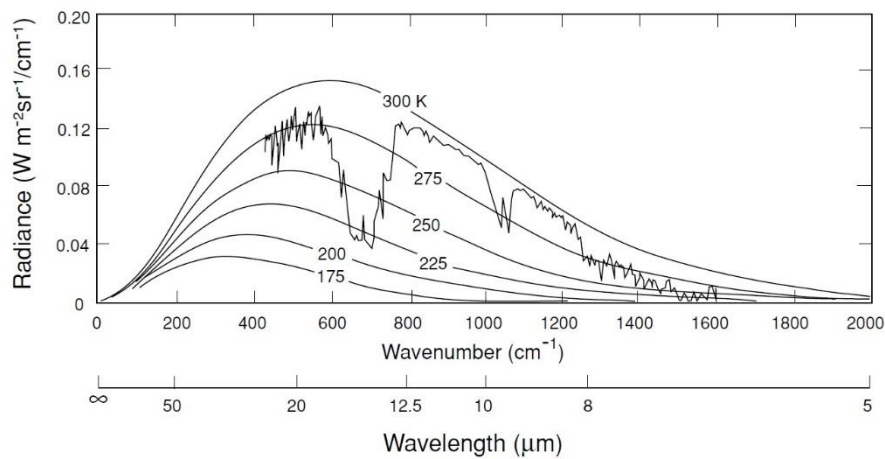


Figura 1.8: Radiancia terrestre en función del número y longitud de onda (Liou, 2002).

En la Figura 1.8 se representa la radiancia térmica emitida, además de una serie de curvas dadas por la función de Planck a distintas temperaturas. La radiancia térmica coincide aproximadamente con la radiancia emitida por un cuerpo negro a una temperatura de 290 K (Liou, 2002).

Una parte de la radiación térmica es absorbida por los gases atmosféricos, siendo el dióxido de carbono, el vapor de agua y el ozono los más importantes. En el intervalo espectral entre los 8 y 12 μm no existe absorción por parte de gases atmosféricos, a excepción de una banda en los 9.6 μm producida por el ozono. Se puede decir que en esta región espectral la atmósfera es prácticamente transparente, ya que deja pasar la mayor parte de radiación térmica emitida. Por esta razón se la conoce como ventana atmosférica.

La radiación solar también es conocida como radiación de onda corta (SW) debido a que su pico de emisión se encuentra en los 0.5 μm . Por el contrario, la radiación térmica se define como radiación de onda larga (LW) por tener su pico de emisión alrededor de 10 μm (Figura 1.9). De este modo se pueden distinguir ambos espectros, que solamente coinciden en una pequeña región espectral.

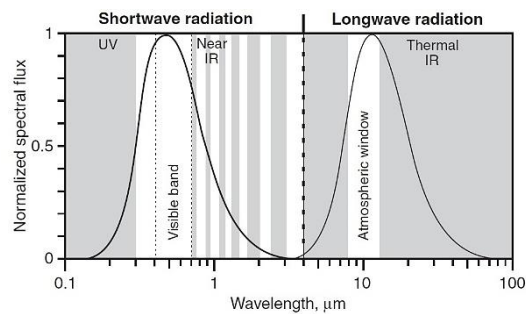


Figura 1.9: Separación de la radiación en onda corta y onda larga (Lamb and Verlinde, 2011).

Hasta aquí se han definido, de forma general, la radiación solar y térmica. A partir de aquí se analiza cuál es su comportamiento en presencia de nubes, cómo interactúan y sus consecuencias en el clima terrestre.

El balance radiativo de la Tierra tiene en cuenta los intercambios de energía que se producen en la superficie terrestre, dentro de la atmósfera y en su techo. Los cambios en el balance radiativo afectan a las condiciones térmicas del planeta, así como a la circulación atmosférica y oceánica y al ciclo hidrológico, entre otros elementos climáticos (Wild et al., 2012). A pesar de la gran importancia que tiene, es difícil hablar de cifras exactas debido a las complicaciones e incertidumbres que presenta su determinación. Con la llegada de los satélites, esta tarea se ha facilitado gracias a las medidas de radiación en el techo de la atmósfera que proporcionan instrumentos como CERES (Wielicki et al., 1996) o proyectos como el ISCCP (Schiffer and Rossow, 1983). Con sus medidas es posible conocer la radiación que entra y abandona el sistema en el techo de la atmósfera. Determinar este intercambio de energía en la superficie terrestre de forma global es más complicado, al no poderse obtener directamente desde satélite. Para ello, es necesario trabajar con modelos que calculan la emisión y atenuación atmosférica, aunque introducen incertidumbres adicionales en los resultados (Wild et al., 2012).

En la Figura 1.10 se muestra el balance radiativo terrestre medio, donde se puede ver como el sistema Tierra-atmósfera alcanza el equilibrio, haciendo que la cantidad de radiación entrante sea igual a la que abandona el sistema. El estudio realizado por Wild et al. (2012) estima que la radiación solar y térmica descendente es de 342 Wm^{-2} y 185 Wm^{-2} , respectivamente. La superficie absorbe 161 Wm^{-2} y refleja 20 Wm^{-2} de

1. Características de las nubes

los 342 Wm^{-2} de radiación solar, mientras que emite 397 Wm^{-2} de radiación térmica. Esto deja un exceso de radiación en la superficie de 106 Wm^{-2} , que se reparten entre el calor sensible y el calor latente. En concreto, alrededor de 20 y 85 Wm^{-2} , respectivamente (Figura 1.10).

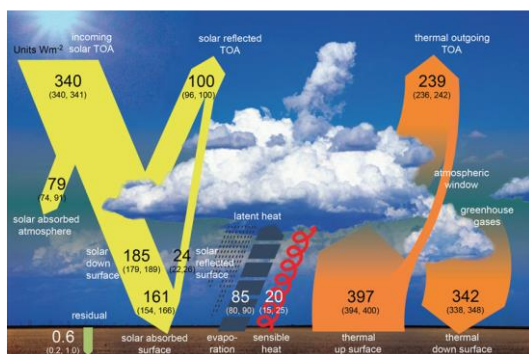


Figura 1.10: Diagrama del balance radiativo medio de la Tierra (Wild et al., 2012).

Las nubes bajas reflejan una gran cantidad de radiación solar, mientras que las nubes altas reducen la cantidad de radiación térmica que sale al espacio. Consiguen este último efecto al absorber radiación térmica emitida por la superficie terrestre y reemitirla a una temperatura inferior. Como consecuencia, las nubes tienen un gran impacto en el clima y en el balance radiativo terrestre. Actúan, por una parte, enfriando el sistema Tierra-atmósfera al reflejar la radiación solar. Por otra parte, provocan un calentamiento del sistema reteniendo parte de la radiación térmica que, en su ausencia, escaparía al exterior. Este fenómeno es conocido como efecto invernadero de las nubes. Aunque son varios los factores que tienen influencia en el balance radiativo terrestre, se observa cómo las nubes son determinantes en el cómputo global. Reflejan alrededor del 22% de la radiación solar que penetra en la atmósfera, además de ser responsables del aumento de la radiación térmica que queda atrapada en la atmósfera por su presencia (Figura 1.10).

Para cuantificar los efectos de las nubes en el balance radiativo terrestre se utiliza el efecto radiativo de las nubes (CRE). Esta magnitud tiene en cuenta los flujos que entran y salen del sistema en condiciones nubosas y de cielo despejado. Se puede calcular en superficie o en el techo de la atmósfera, aunque para determinar los efectos globales es más interesante obtenerlo en el techo de la atmósfera, aplicando

las ecuaciones (1.33) y (1.34), para onda corta y onda larga, respectivamente. Para conocer su efecto neto se suman ambas componentes (1.35) (Ramanathan et al., 1989).

$$CRE_{SW} = (SW_{\downarrow} - SW_{\uparrow})^{all} - (SW_{\downarrow} - SW_{\uparrow})^{clear} \quad (1.33)$$

$$CRE_{LW} = (LW_{\downarrow} - LW_{\uparrow})^{all} - (LW_{\downarrow} - LW_{\uparrow})^{clear} \quad (1.34)$$

$$CRE_{NET} = CRE_{SW} + CRE_{LW} \quad (1.35)$$

El signo del CRE nos indica si las nubes están provocando un enfriamiento o calentamiento del sistema. En general, CRE_{SW} tiene signo negativo, resultado del enfriamiento que producen las nubes en onda corta. En cambio, CRE_{LW} tiene signo positivo, como consecuencia del calentamiento que causan en onda larga. El CRE_{NET} es negativo ya que, en valor absoluto, los efectos en onda corta suelen ser más intensos que en onda larga. Esto indica que el efecto neto global de las nubes es de enfriamiento (Ramanathan et al., 1989). A pesar de esto, hay que tener en cuenta que las nubes no siempre actúan del mismo modo y con la misma intensidad. Sus propiedades, microfísicas y macroscópicas, además del tipo de nube son cruciales en su interacción con la radiación.

La cobertura nubosa es la propiedad que influye de forma más directa en el efecto radiativo de las nubes. Si se considera un cierto tipo de nube, con unas características más o menos fijas que no introducen otras posibles variaciones, el efecto de las nubes será más intenso cuanto mayor sea su cobertura. Esto ocurre tanto en onda corta, como en onda larga. En la Figura 1.11, extraída del trabajo de Shupe e Intrieri (2004), se muestra dicha dependencia. No se observa siempre la misma variación por las diferencias en otras propiedades de los casos analizados.

Otras propiedades macroscópicas como la temperatura, la altura o la presión tienen gran influencia en cómo se produce la interacción entre las nubes y la radiación. Al estar las tres magnitudes directamente relacionadas, su influencia en la interacción es similar. Afectan en mayor medida a la radiación térmica, por estar ligadas a la emisión de radiación de las nubes. Las nubes bajas emiten radiación a una temperatura muy similar a la de la superficie de forma que, desde el techo de la atmósfera, su presencia no altera de forma considerable la radiación térmica que sale al exterior. Es decir, el CRE_{LW} de las nubes bajas en el techo de la atmósfera es relativamente bajo. Por el contrario, las nubes altas emiten radiación a una

1. Características de las nubes

temperatura mucho más baja que la superficie, haciendo que el CRE_{LW} en el techo de la atmósfera sea mucho más pronunciado. Si ahora consideramos el efecto de las nubes en superficie, los resultados cambian. Las nubes bajas hacen que la radiación térmica que llega a la superficie sea mucho mayor que en su ausencia, provocando que el CRE_{LW} sea alto. En cambio, las nubes altas emiten a una temperatura inferior a las nubes bajas, lo cual hace que la radiación que emiten y que llega a la superficie no sea mucho mayor que la que llega en su ausencia. Esto hace que el CRE_{LW} sea inferior al provocado por las nubes bajas. En trabajos como el de Eitzen et al. (2008), se muestra la alta correlación que existe entre las magnitudes mencionadas.

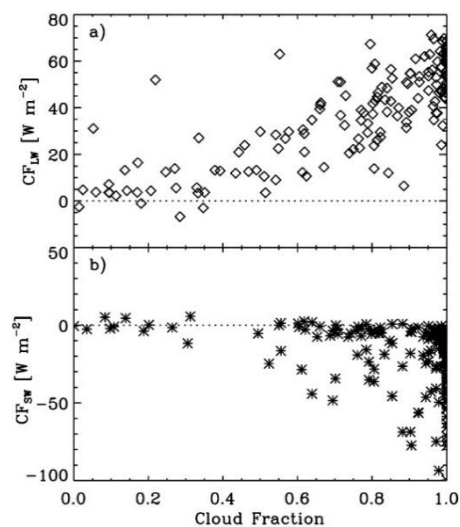


Figura 1.11: Efecto de las nubes en superficie en función de la cobertura nubosa (Shupe and Intrieri, 2004).

En cuanto a las propiedades microfísicas, tienen un efecto más directo en la radiación de onda corta, por su relación con el albedo de las nubes, es decir, con su capacidad para reflejar la radiación. Cuanto mayor es el albedo de una nube, mayor es la cantidad de radiación de onda corta que refleja. Como consecuencia, mayor es el CRE_{SW} tanto en superficie como en el techo de la atmósfera. Lo mismo ocurre con el espesor óptico por su relación con el albedo (Figura 1.12) y con el camino de agua líquida. En la Tabla 1.5 se muestra la correlación entre las propiedades microfísicas y CRE_{sw} , alta en todos los casos excepto en el radio efectivo.

Tabla 1.4: Coeficiente de correlación de Spearman entre propiedades microfísicas para casos completamente nublados (Eitzen et al., 2008).

	COD	r_e	Albedo	CRE _{SW}
r_e	0.245			
Albedo	0.919	0.153		
CRE _{SW}	-0.869	-0.082	-0.753	
LWP	0.921	0.574	0.814	-0.752

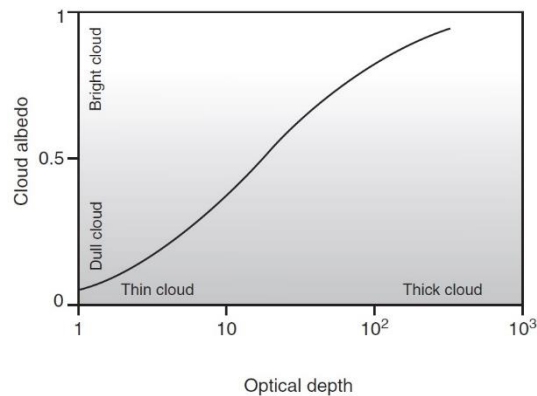


Figura 1.12: Albedo de las nubes en función de su espesor óptico (Lamb and Verlinde, 2011).

Otras magnitudes que también son relevantes en la interacción radiación-nubes son la fase de la nube, consecuencia de la gran diferencia en el tamaño y la temperatura entre nubes de agua líquida y de cristales de hielo, o el ángulo solar cenital (SZA) con respecto a la radiación solar (Shupe and Intrieri, 2004).

Evidentemente, al igual que las propiedades modifican los efectos de las nubes en la radiación, también lo hace el tipo de nube, ya que se diferencian unos tipos de otros por poseer ciertas características en base a sus propiedades. Algunos estudios ponen de manifiesto la importancia del tipo de nube en los efectos radiativos que estas tienen (Hartmann et al., 1992; Chen et al., 2000), demostrando que el tipo puede provocar variaciones en los efectos tan intensas como la cobertura nubosa. Según el estudio

1. Características de las nubes

realizado por Chen et al. (2000), la variación más pronunciada en el promedio anual de la radiación solar en superficie y en el techo de la atmósfera lo causan los stratocumulus, los altostratus y los cirrostratus. Estos tres tipos tienen en común que poseen un espesor óptico moderado (Tabla 1.2). En el caso de la radiación térmica los tipos que provocan un mayor cambio en el techo de la atmósfera son los cirrus, los cirrostratus y los cumulonimbus, todas ellas nubes altas. En cambio, en superficie son los stratocumulus, los cumulus y los altostratus los responsables de las variaciones más grandes, que corresponden a nubes bajas y medias. En la Tabla 1.5 se muestra la variación en la radiación media global en superficie, techo de la atmósfera y dentro de la atmósfera para cada tipo de nube considerado, además del total en cada caso (Chen et al., 2000). Como se ha comentado anteriormente, y como se observa en la Tabla 1.5, generalmente las nubes producen enfriamiento con respecto a la radiación de onda corta y calentamiento cuando se habla de radiación de onda larga, con un efecto neto de enfriamiento. Pero, a nivel global, no siempre se cumple si se analizan los tipos de nubes por separado, como ocurre por ejemplo con los cirrus, los cuales pueden tener un efecto neto positivo. Es decir, los cirrus causan un calentamiento del sistema, concretamente en el techo y dentro de la atmósfera.

Tabla 1.5: Variación en la radiación media global en la superficie, TOA y en la atmósfera en Wm^{-2} (Chen et al., 2000).

Tipo de nube	Superficie			TOA			Atmósfera		
	SW	LW	TL	SW	LW	TL	SW	LW	TL
Cirrus	-3.6	1.1	-2.5	-4.2	5.5	1.3	-0.6	4.4	3.8
Cirrostratus	-7.2	1.7	-5.5	-7.9	5.5	-2.4	-0.7	3.8	3.1
Nimbostratus	-5.8	0.7	-5.1	-6.2	2.9	-3.3	-0.4	2.2	1.8
Alto cumulus	-3.1	2.2	-0.9	-3.2	1.5	-1.7	-0.1	-0.7	-0.8
Altostratus	-8.2	3.6	-4.6	-8.3	2.0	-6.3	-0.1	-1.6	-1.7
Nimbrostratus	-3.4	1.3	-2.1	-3.4	0.7	-2.7	0.0	-0.6	-0.6
Cumulus	-5.5	5.3	-0.2	-5.2	0.6	-4.6	0.3	-4.7	-4.4
Stratocumulus	-13.2	7.3	-5.9	-12.7	1.2	-11.5	0.5	-6.1	-5.6
Stratus	-2.6	1.2	-1.4	-2.4	0.2	-2.2	0.2	-1.0	-0.8
Total	-52.6	24.4	-28.2	-53.5	20.1	-33.4	-0.9	-4.3	-5.2

1. Características de las nubes

La obtención de los efectos de las nubes por su interacción con la radiación, como se puede ver, es una tarea compleja pero necesaria, dada su gran implicación en el balance radiativo terrestre y el clima.

Capítulo 2

Instrumentación y medidas

En este capítulo se describe la localización en la que se encuentra la estación de medidas de suelo. Además se especifican los instrumentos que se encuentran en dicha estación y los que se utilizan en este trabajo, sus características y las medidas que proporcionan. Se incluye también una descripción de los instrumentos que toman las medidas desde satélite, en que satélite se encuentra y qué productos y variables se utilizan.

2. Instrumentación y medidas

2.1. Localización

Los instrumentos de suelo se encuentran en la estación de medidas de Burjassot, situada en la Facultad de Física del campus de Burjassot de la Universitat de València. Concretamente, está situada a una longitud de 39.51° N y una latitud de 0.42° W, a 59 m por encima del nivel del mar y a 8.5 km del mar Mediterráneo (Figura 2.1). La ciudad de Burjassot se encuentra al noroeste de Valencia, dentro de su área metropolitana. Su población era de 37575 habitantes en 2017. En esta estación se encuentran los instrumentos utilizados en este trabajo: pirgeómetro, piranómetros, cámara de nubes y ceilómetro.

El Aeropuerto de Manises está ubicado 8 km al oeste de la ciudad de Valencia, entre los términos municipales de Quart de Poblet y Manises (Figura 2.1). Se encuentra a una longitud de 39.50° N y una latitud de 0.48° W, a 79 m sobre el nivel del mar y a 13 km del mar Mediterráneo. Desde allí, un observador determina la cobertura nubosa tres veces al día.

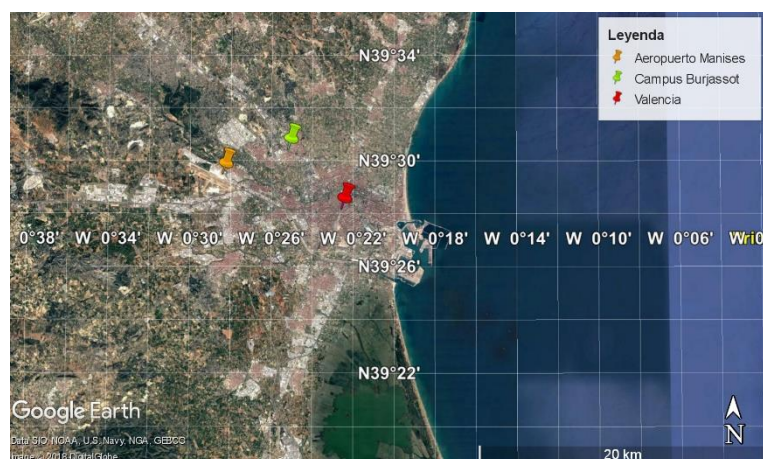


Figura 2.1: Localización de la estación de medidas de Burjassot y del Aeropuerto de Manises.

2.2. Superficie

En esta sección se describen los instrumentos utilizados para obtener medidas de radiación, cobertura nubosa y altura de las nubes desde superficie.

2.2.1. Piranómetro Kipp&Zonen CMP21

El piranómetro Kipp&Zonen CMP21 es un radiómetro de alta calidad diseñado para medir irradiancia solar o de onda corta integrada. Este instrumento se puede utilizar para medir tanto la componente global como la difusa. Para la medida de la radiación difusa se sitúa el piranómetro en un seguidor solar que incluye una pequeña esfera (bola de sombra) que impide que la radiación directa incida en el instrumento (Figura 2.2).



Figura 2.2: Piranómetros CMP21 en seguidor solar SOLYS-2 de Kipp and Zonen, la bola de sombra se emplea para la medida de radiación difusa.

En la Figura 2.3 se muestran una sección del diseño de un piranómetro con sus componentes principales. El material de construcción de la cúpula define el rango espectral que mide el instrumento. En este caso, la cúpula es de cuarzo y transmite el 97-98 % la radiación solar que llega al detector. La radiación solar puede incidir en cualquier ángulo gracias al diseño de las cúpulas que poseen un campo de visión (FOV) de 180° (Tabla 2.1), las cuales minimizan el error debido al ángulo de incidencia. En cuanto al detector, está basado en una termopila formada por un gran número de termopares conectados en serie. Una de las uniones del termopar (unión activa), absorbe la radiación, aumentando su temperatura. Por otro lado, la unión de

referencia se mantiene a una temperatura constante. La diferencia de temperatura entre la unión activa y la unión de referencia se convierte en un voltaje proporcional a la irradiancia solar absorbida. La superficie superior del detector se pinta con una pintura negra con una estructura rugosa que contiene microcavidades, las cuales se encargan de atrapar de forma eficaz más del 97% de la radiación incidente. El cartucho desecante se encarga de regular el nivel de humedad dentro del piranómetro. La carcasa del instrumento contiene todas las piezas.

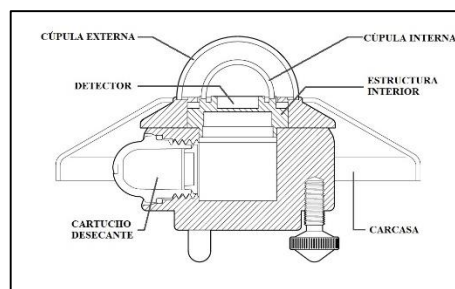


Figura 2.3: Componentes de un piranómetro CMP21 (Kipp&Zonen, 2011).

El espectro solar que llega a la superficie terrestre se encuentra entre los 280 nm hasta los 4000 nm, desde el ultravioleta hasta el infrarrojo. El rango espectral en el que trabaja el radiómetro CMP21 cubre todo este intervalo (Figura 2.4).

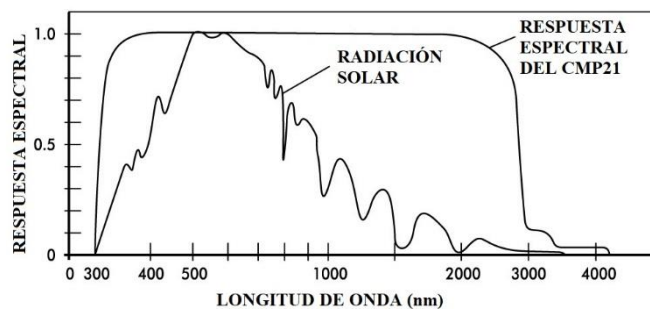


Figura 2.4: Espectro solar y respuesta espectral del piranómetro CMP21 (Kipp&Zonen, 2011).

2. Instrumentación y medidas

El CMP21 lleva integrado un sensor de temperatura en la carcasa que permite optimizar su dependencia con la temperatura y caracterizarla individualmente, así como su respuesta direccional. Sus especificaciones se detallan en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1: Especificaciones piranómetro CMP21.

Especificaciones	CMP21	Especificaciones	CMP21
Rango espectral	200 – 3600 nm	Zero offset B	< 1 W/m ²
Sensibilidad	7 – 14 μV/W/m ²	T operativa	-40 – +80 °C
Impedancia	10 – 100 Ω	Campo de visión	180°
Tiempo de respuesta	< 5 s	Error direccional	< 5 W/m ²
No linealidad	< 1.7 %	Irradiancia máxima	4000 W/m ²
Dependencia con T de la sensibilidad	< 0.5 %	No estabilidad	< 0.5 %
Error inclinación	< 0.2 %	Humedad	0 – 100 %
Zero offset A	< 3 W/m ²	Incertidumbre en promedio diario total	< 1 %

Para convertir el voltaje medido por el piranómetro (U_{emf}) en irradiancia solar descendente (SW_{\downarrow}) se aplica la ecuación (2.1), donde S representa la sensibilidad del radiómetro, obtenida a partir de la calibración del instrumento.

$$SW_{\downarrow} = \frac{U_{emf}}{S} \quad (2.1)$$

Los piranómetros se calibran en interiores cada cierto tiempo por Kipp&Zonen, comparando con un piranómetro de referencia bajo un sol artificial estable.

Los CMP21 se instalaron en 2011 en la estación de Burjassot. Inicialmente registraban las medidas cada 5 minutos pero en septiembre de 2011 se aumentó la resolución temporal a un minuto. En Burjassot se utilizan dos piranómetros similares

CMP21 para la medida tanto de radiación global como de radiación difusa (Figura 2.2). Ambos están montados en un seguidor solar SOLYS-2 de Kipp&Zonen, el cual incluye una bola de sombra para medir la radiación difusa. La sensibilidad de los piránómetros de la estación de medidas se presenta en la Tabla 2.2 y la Tabla 2.3. Ambos piránómetros muestran una gran estabilidad ya que los valores de sensibilidad apenas muestran variación en las diferencias calibraciones. La variabilidad es menor de un 0.3% y un 0.2% para los piránómetros de global y difusa, respectivamente.

Tabla 2.2: Sensibilidad del piránómetro CMP21 que mide radiación global.

Fecha	26/03/2010	29/09/2014	11/04/2017
S ($\mu\text{V}/\text{W}/\text{m}^2$)	8.71	8.72	8.74

Tabla 2.3: Sensibilidad del piránómetro CMP21 que mide radiación difusa.

Fecha	26/03/2010	24/04/2013	11/12/2015	30/11/2017
S ($\mu\text{V}/\text{W}/\text{m}^2$)	8.54	8.52	8.54	8.54

2.2.2. Pirgeómetro Kipp&Zonen CGR4

Un pirgeómetro es un radiómetro diseñado para medir la radiación de onda larga incidente que proviene del hemisferio hacia el que está orientado el instrumento. En concreto, el pirgeómetro utilizado es el modelo CGR4 de Kipp&Zonen (Figura 2.5).



Figura 2.5: Pirgeómetro CGR4.

2. Instrumentación y medidas

En la Figura 2.6 se muestran los componentes principales del CRG4. El interior de la ventana de silicona posee un filtro que bloquea la radiación solar y permite el paso de la radiación de onda larga hasta el detector. El filtro deja pasar la radiación en el rango espectral entre 4.5 y 42 μm (Figura 2.7). Aunque la cúpula no es hemisférica, el campo de visión del pirgeómetro es de 180°. El detector del pirgeómetro está basado en una termopila, como en el piranómetro, de modo que su funcionamiento es el mismo que el descrito en la sección 2.2.1. El sensor de temperatura es un elemento fundamental en un pirgeómetro, ya que es necesario para poder calcular la radiación de onda larga que llega al detector. El cartucho desecante se encarga de regular el nivel de humedad en el instrumento. Las especificaciones de este instrumento se describen en la Tabla 2.4.

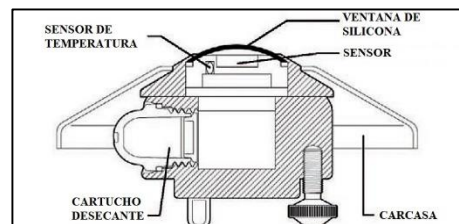


Figura 2.6: Componentes de un pirgeómetro CRG4.

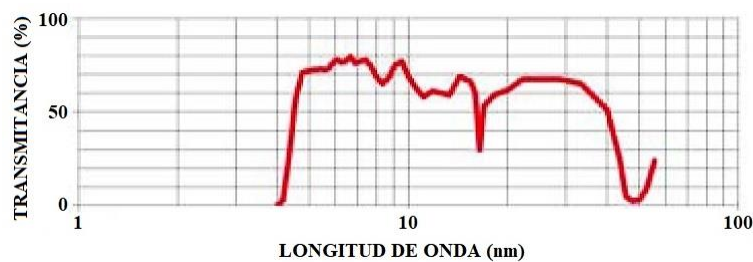


Figura 2.7: Transmitancia de la ventana del pirgeómetro CRG4

Tabla 2.4: Especificaciones pirgeómetro CGR4.

Especificaciones	CGR4	Especificaciones	CGR4
Rango espectral	4.5 – 42 μm	Error inclinación	< 1 %
Sensibilidad	5 – 10 $\mu\text{V/W/m}^2$	T operativa	-40 – +80 °C
Impedancia	4 – 200 Ω	Campo de visión	180°
Tiempo de respuesta	< 18 s	No estabilidad	< 1 %
No linealidad	< 1 %	Incertidumbre en promedio diario total	< 3 %
Dependencia con T de la sensibilidad	< 1 %		

La ecuación (2.2) se utiliza para convertir el voltaje registrado por el pirgeómetro (U_{emf}) en irradiancia térmica descendente (LW_{\downarrow}).

$$LW_{\downarrow} = \frac{U_{emf}}{S} + \sigma T^4 \quad (2.2)$$

S representa la sensibilidad del pirgeómetro, obtenida calibrando el instrumento, y T la temperatura medida por el sensor. La calibración del pirgeómetro se realiza en exterior, comparando con un pirgeómetro de referencia durante la noche.

En el manual publicado por McArthur (2005) se propone una nueva ecuación con la que corregir el calentamiento producido por la absorción de radiación solar en la ventana del instrumento. En esta ecuación se incluyen dos constantes k_1 y k_2 , además de un nuevo término que depende de T^3 (2.3).

$$L_{\downarrow} = \frac{U_{emf}}{S} (1 + k_1 \sigma T^3) + k_2 \sigma T^4 \quad (2.3)$$

2. Instrumentación y medidas

El pirgeómetro CGR4 fue instalado en la estación de Burjassot en 2009, tomando medidas de radiación de onda larga descendente cada 5 minutos. A partir de septiembre de 2011, las medidas empezaron a registrarse cada minuto.

En la Tabla 2.5 se incluye la sensibilidad obtenida en cada una de las calibraciones del instrumento. Aunque en principio se utilizaba la ecuación (2.2) para determinar LW_{\downarrow} , a partir del año 2011 se empieza a trabajar con la (2.3). Tanto la sensibilidad como las constantes k_1 y k_2 muestran una gran estabilidad a lo largo de los años, sobre todo desde 2011 ya que sus valores no han sufrido ningún cambio.

Tabla 2.5: Constantes de calibración del pirgeómetro CGR4.

Fecha	13/11/2008	10/08/2011	10/06/2013
S ($\mu\text{V}/\text{W}/\text{m}^2$)	13.1	13.93	13.93
k1 ($\text{K m}^2 \text{W}^{-1}$)		0.06	0.06
k2		0.9969	0.9969

2.2.3. Cámara de nubes SONA

La cámara de nubes utilizada es un modelo SONA (Sistema de Observación de Nubes Automático) de SIELTEC Canarias S.L. (Figura 2.8). Este instrumento proporciona imágenes del cielo a partir de las cuales se obtiene la cobertura nubosa.



Figura 2.8: Cámara de nubes SONA.

La cámara SONA está compuesta por:

- Carcasa de aluminio: contiene el elemento captador de imágenes, la electrónica de control, el sistema de banda de sombra y protege el instrumento en ambientes agresivos.
- Elemento captador de imágenes: cámara CCD de 640 x 480 píxeles con visión en el infrarrojo cercano.
- Electrónica de control: dirige el funcionamiento del sistema.
- Banda de sombra: impide la saturación del sensor CCD causada por la entrada directa de luz solar.
- Sistema de protección eléctrico: evita picos de señal, descargas y otras interferencias.
- Sistema de control de temperatura: ajusta la temperatura del instrumento si se encuentra por encima o por debajo del umbral considerado seguro.

La Tabla 2.6 presenta algunas características técnicas del instrumento.

Tabla 2.6: Características de la cámara SONA.

Especificaciones	SONA
Sensor de imagen	CCD Sony ICX424AQ
Resolución	640 x 480 píxeles
Error banda de sombra	0.05°
Campo de visión	180°
Masa	12 kg
Dimensiones	200 mm de diámetro y 350mm de alto

La cámara SONA instalada en la estación de Burjassot realiza fotografías de todo el hemisferio superior, cada 5 minutos 24 horas al día.

Para obtener la cobertura nubosa, se analizan las imágenes con cielos despejados y cielos parcial y totalmente cubiertos por nubes bajas y medias, entre los años 2011 y 2015. La imagen tomada por la cámara SONA se convierte en una imagen en blanco

2. Instrumentación y medidas

y negro, donde el blanco representa las nubes y el negro el cielo despejado. Se utiliza un umbral de sensibilidad con un valor entre 0.9 y 1.1 para distinguir las nubes y el cielo despejado. Se analiza visualmente qué valor umbral es el que mejor se ajusta a la imagen original y, con él, se obtiene la cobertura (Serrano, 2015). La cobertura se expresa en tanto por 1.

La Figura 2.9 muestra las imágenes tomadas por la cámara de nubes el día 12/08/2013 a las 06:04h y a las 20:44h. En ambos casos se puede observar presencia de nubes, aunque en la imagen derecha la cobertura es mayor.

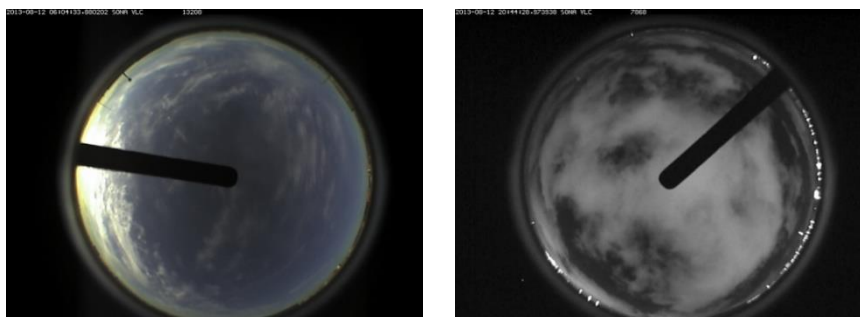


Figura 2.9: Imágenes de la cámara de nubes del día 12/08/2013 a las 06:04h (izquierda) y a las 20:44h (derecha).

2.2.4. Ceilómetro

El ceilómetro CL-51 de Vaisala (Figura 2.10) es un instrumento que se utiliza principalmente para obtener medidas de altura de la base de las nubes (CBH), visibilidad vertical y cobertura nubosa por alturas. El instrumento es un sistema LIDAR (Light Detection and Ranging) de baja potencia que utiliza un láser de diodo a una longitud de onda de 910 nm. El ceilómetro emite pulsos a la atmósfera con una anchura de 110ns y una tasa de repetición de 6.5 kHz. La luz retrodispersada por la atmósfera entre 0 y 15 km es detectada por el sistema con una resolución vertical de 10 m. El sistema trabaja con una inclinación de 12° hacia el norte por dos motivos: para disminuir la radiación de fondo debida a la acción del sol y para facilitar la eliminación de las gotas debidas a la condensación o la lluvia. En la Tabla 2.7 se muestran algunas especificaciones más del instrumento.

De las medidas realizadas por el ceilómetro se obtiene el perfil de retrodispersión, el cual muestra la intensidad de la señal en función de la altura. A partir de este perfil se obtiene la altura de las nubes (Vaisala, 2010b). El ceilómetro es capaz de distinguir hasta tres capas de nubes simultáneamente. Además, es posible determinar la cobertura nubosa por capas a partir de la información registrada durante los 30 minutos anteriores. También es posible determinar las concentraciones de aerosoles, vapor de agua o contaminantes en la atmósfera (Vaisala, 2010b; Marcos et al., 2018).

El instrumento fue instalado en Burjassot en julio de 2013 y desde entonces toma medidas cada minuto durante 24 horas al día.

Tabla 2.7: Especificaciones CL-51 Vaisala.

Especificaciones	SONA
Rango nubosidad	0 – 13 km
Rango perfil retrodispersión	0 – 15 km
Resolución	10 m
Láser	Diodo InGaAs
Rango de temperatura	-55 – +60 °C
Humedad relativa	0 – 100 %
Viento	Hasta 55 m/s

El ceilómetro proporciona la cobertura nubosa por alturas utilizando el algoritmo de Vaisala conocido como Sky Condition Algorithm (Vaisala, 2010a). Este algoritmo utiliza los 30 minutos anteriores al instante de estudio, aunque se les da mayor peso a los 10 últimos minutos. De esta forma, se construye una imagen completa del cielo a partir de medidas en un punto.

Se utiliza la altura de las nubes y el tiempo para determinar la cobertura nubosa. Para determinar la cobertura en un intervalo de altura entre h_0 y h_f , se supone que las nubes están distribuidas de forma uniforme en el plano horizontal y se aplica la ecuación (2.4).

2. Instrumentación y medidas

$$CN_{CL} = 1 - \prod_{h_0}^{h_f} (1 - CN_{CLh}) \quad (2.4)$$

CN_{CL} representa la cobertura total proporcionada por el ceilómetro y CN_{CLh} la cobertura nubosa a una altura h . La cobertura se proporciona en octas. Los resultados obtenidos por el algoritmo utilizado coinciden con sus correspondientes observaciones en un 90 % de los casos (Vaisala, 2010b).



Figura 2.10: Ceilómetro CL-51 Vaisala.

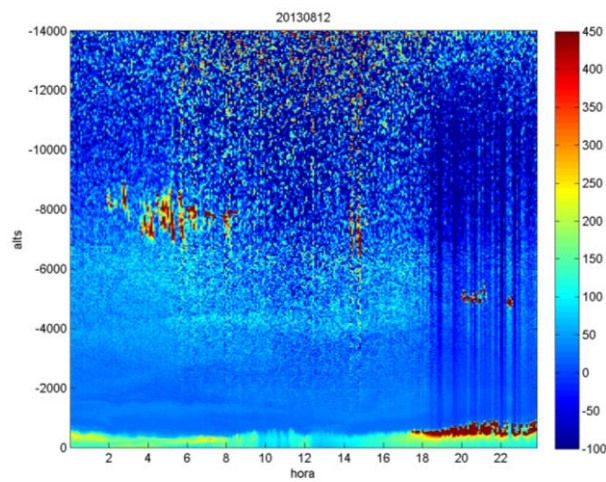


Figura 2.11: Evolución de la altura de las nubes (m) medida por el ceilómetro durante el día 12/08/2013.

La Figura 2.11 muestra la evolución de la altura de las nubes proporcionada por el ceilómetro a lo largo del día 12/08/2013. Hasta las 8 h, aproximadamente, el ceilómetro detecta nubes entre 7 y 8 km de altura. Un ejemplo de estas se muestra en la Figura 2.9 (izquierda). Por otro lado, a partir de las 18 h las nubes identificadas son bajas, con una altura inferior a 1 km, las cuáles se pueden ver en la Figura 2.9 (derecha).

2.2.5. Observador

Desde el aeropuerto de Manises (Figura 2.1), a 8 km al suroeste del campus de Burjassot, se realizan medidas de la cobertura nubosa por un observador. La WMO define las pautas que deben seguirse al realizar este tipo de observaciones (WMO, 2008). La cobertura nubosa se registra en octas, con valores entre 0 y 8, donde 0 representa cielos completamente despejados y 8 completamente cubiertos (Figura 1.3). Se registran tres observaciones diarias: a las 7, 13 y 18 horas.

2.2.6. AERONET

La red internacional AERONET (Aerosol Robotic Network) proporciona medidas de espesor óptico de aerosoles en diferentes longitudes de onda y de contenido en vapor de agua precipitable. Las medidas en la estación de Burjassot las realiza un fotómetro CE-318 de CIMEL (Figura 2.12). Este instrumento posee 7 canales a 340, 380, 440, 500, 675, 870 y 1020 nm y un ancho de banda de entre 2 y 40 nm según la región del espectro. El contenido en agua precipitable se mide a partir de un canal extra a 940 nm.



Figura 2.12: Fotómetro CE-318 de CIMEL.

2.3. Satélite

En esta sección se presentan los datos utilizados en este trabajo que han sido obtenidos mediante medidas realizadas desde satélite. El instrumento que ha realizado dichas medidas es CERES.

El instrumento CERES fue diseñado con el objetivo de examinar el papel de las nubes en el balance radiativo terrestre. Para ello, realiza medidas de la radiación de onda corta reflejada y de la radiación de onda larga emitida por la Tierra en el techo de la atmósfera. Sus radiómetros son una versión mejorada de los Earth Radiation Budget Experiment (ERBE), desarrollados con el objetivo de ampliar el conocimiento del balance radiativo terrestre. El instrumento posee tres canales con los que se realizan medidas con alta precisión y estabilidad, distribuidos de la siguiente forma: onda corta ($0.3 - 5 \mu\text{m}$), total ($0.3 - 100 \mu\text{m}$) y ventana atmosférica ($8 - 12 \mu\text{m}$). La radiación de onda larga se calcula como la radiación total menos la radiación de onda corta. En la Figura 2.13 se muestra un esquema del instrumento.

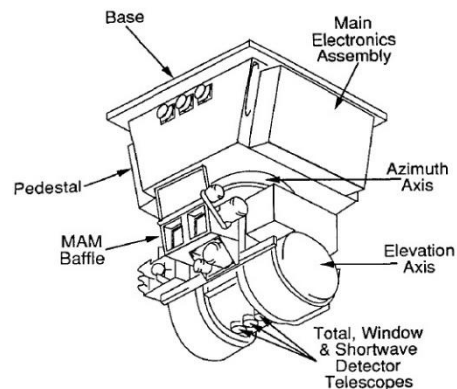


Figura 2.13: Esquema del instrumento CERES.

Actualmente, el instrumento CERES se encuentra a bordo de varios satélites: Terra, Aqua, Suomi-NPP y JPSS-1. En este trabajo se utilizan los datos registrados por los instrumentos ubicados en Terra y Aqua, con órbita heliosíncrona a 705 km de altitud. Las horas de paso por el ecuador son las 10:30 y 13:30, respectivamente. El campo de visión óptico tiene forma hexagonal y unas dimensiones de 1.3° en la dirección en la que se realiza el barrido y 2.6° en la dirección transversal al barrido (Figura 2.14).

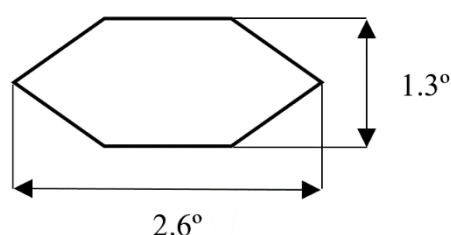


Figura 2.14: Campo de visión óptico de CERES.

El campo de visión efectivo, dado por la función de dispersión puntual, tiene forma de elipse con unas dimensiones en nadir de 16 x 32 km. Se suele aproximar por una circunferencia equivalente con un diámetro de 20 km (Green and Wielicki, 1997).

El producto utilizado es la edición 4 del Single Scanner Footprint TOA/Surface Fluxes and Clouds (SSF) de nivel 2, idóneo para el estudio de la función de las nubes, los aerosoles y la radiación en el clima (CERES Science Team, 2016). Este producto contiene datos instantáneos de CERES en combinación con datos procedentes de instrumentos con mayor resolución como MODIS. Se incluyen los flujos de onda corta y larga en el techo de la atmósfera y en superficie. Además se proporcionan las propiedades de las nubes y los aerosoles obtenidas a partir de la combinación de medidas de MODIS e información meteorológica del Global Modeling and Assimilation Office (GMAO). Así, el producto SSF combina la calibración total y la estabilidad de los datos de radiación de CERES con la alta resolución espacial de las propiedades de las nubes y los aerosoles de MODIS.

El radiómetro MODIS se encuentra a bordo de los satélites Terra y Aqua, al igual que CERES. Posee 36 bandas con una resolución espacial de 1 km, 500 m o 250 m en nadir, según la banda considerada. Las propiedades de las nubes proporcionadas por los productos de CERES se deducen a partir de la radiancia medida por MODIS con resolución espacial de 1 km. En el caso de los aerosoles, se utiliza el producto de MODIS con una resolución espacial de 10 km y el algoritmo NOAA/NESDIS (Ignatov and Nalli, 2002; Ignatov et al., 2005). Los flujos en superficie se calculan utilizando diferentes algoritmos (Gupta, 1989; Gupta et al., 1992; 2001; 2010; Darnell et al., 1992) a partir de la radiación en el techo de la atmósfera y las propiedades de las nubes.

2. Instrumentación y medidas

Los flujos de CERES en este producto y edición se basan en modelos direccionales angulares (ADMs) actualizados (Su et al., 2015). De ese modo los flujos obtenidos tienen una mayor precisión, tanto para nubes finas como para nubes gruesas. Estos ADMs clasifican las nubes según el espesor óptico, la cobertura nubosa y su fase.

Los flujos en superficie se obtienen aplicando parametrizaciones relativamente sencillas sobre los flujos en TOA y las propiedades de las nubes. Concretamente, se utilizan los algoritmos “Langley Parameterized Shortwave Algorithm” y “Langley Parameterized Longwave Algorithm” (Barkstrom et al., 1997).

Los campos incluidos en el producto SSF y utilizados en este trabajo son los siguientes:

- Flujos SW y LW ascendentes en TOA.
- Flujos SW y LW descendentes en superficie.
- Flujos SW y LW descendentes en superficie en cielo despejado.
- Cobertura nubosa por capas.
- Latitud y longitud.
- Propiedades de las nubes: altura, presión y temperatura efectivas (Z_c , p_c y T_c) y en la cima de la nube (Z_t , p_t y T_t), espesor óptico (COD), tamaño de las partículas de hielo (D_e) y agua líquida (r_e).

El producto SSF proporciona la cobertura nubosa, así como las propiedades de las nubes en dos capas según la altura. La cobertura nubosa se obtiene a partir de la proporcionada por MODIS con una resolución de 250 m. La primera capa es la más baja. La segunda capa, si existe, es siempre superior a la primera. Si no existe una segunda capa, su cobertura es igual a 0 y la cobertura de la primera capa es igual a la total. Puede darse también la situación de que parte de ambas capas se solapen. Por esta razón se incluye una variable adicional en la cobertura que indica si existe solapamiento y en qué porcentaje. Para distinguir las capas se utiliza la presión efectiva. Se ordena la presión efectiva de los bins de MODIS dentro de la huella de CERES de forma ascendente y se calculan los incrementos. Si hay un incremento en la presión efectiva mayor que 50 hPa, se considera que existen dos capas, y se divide en dos grupos los valores de presión. Se calcula el promedio y la desviación estándar de cada grupo y se calcula la t de student. Si t es mayor de 2.13 se considera que, efectivamente, hay dos capas. Por el contrario, si t es menor de 2.13 o al dividir en dos grupos uno de ellos contiene menos de 3 elementos, se considera que únicamente existe una capa, y se calcula su presión media a partir de todos los valores dentro de

la huella de CERES. En el caso de que no se obtenga ningún incremento mayor de 50hPa, se concluye que solamente hay presente una capa de nubes (Geier et al., 2003). Las propiedades se definen en función de las capas obtenidas después de este procedimiento.

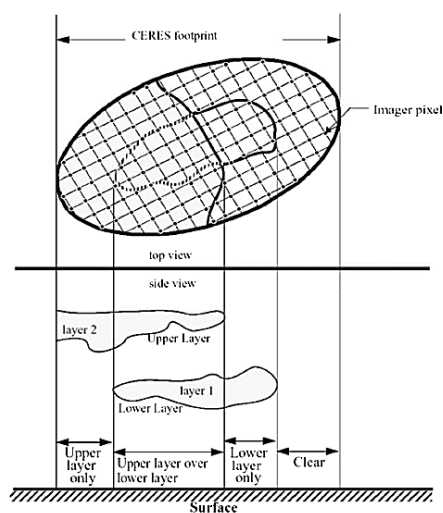


Figura 2.15: Esquema de una escena con dos capas sobre la huella de CERES (Geier et al., 2003).

El cálculo de las propiedades de las nubes se hace a través de tres técnicas distintas que se aplican según las circunstancias. Si es de día, existen dos técnicas que se utilizan según si la superficie está cubierta por nieve o hielo o no lo está. En el primer caso, se hace uso de la técnica SINT. En el segundo, se utiliza la técnica VISST. Por el contrario, si es de noche se aplica “Shortwave-infrared Infrared Split-window Technique” o SIST, para todo tipo de superficies. Estas técnicas utilizan 5 canales del instrumento MODIS, los cuales se muestran en la Tabla 2.8. La diferencia en el canal 2 de CERES entre Terra y Aqua se debe a deficiencias en el canal con longitud de onda centrada en 1.6 μm en el instrumento MODIS de Aqua. Como consecuencia, se sustituye por el canal centrado en 2.1 μm .

2. Instrumentación y medidas

Tabla 2.8: Longitud de onda central de los canales MODIS utilizados por CERES.

Intervalo espectral	Nº canal CERES	Nº canal MODIS	λ_{Terra} (μm)	λ_{Aqua} (μm)
VIS	1	1	0.64	0.64
NIR	2	6 / 7	1.6	2.1
SIR	3	20	9.8	9.8
IR	4	31	10.8	10.8
SW	5	32	12	12

Además de las técnicas descritas, se necesita cierta información adicional para determinar las propiedades de las nubes. Esta información está compuesta por:

- Perfiles verticales: se utilizan perfiles verticales de temperatura, humedad y viento y la concentración total de ozono y aerosoles. Todas estas magnitudes conforman el conjunto de datos llamado CERES MOA (Meteorology, Ozone and Aerosol). Los perfiles de temperatura, humedad y viento se determinan a partir de análisis numéricos (NWA) realizados por el modelo 4.03 de Global Modeling Assimilation Office Global Earth Observing System (GEOS) hasta diciembre de 2007 (Bloom et al., 2005) y, desde entonces, por el 5.0 con una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$. La información sobre ozono y aerosoles la proporciona el “National Centers for Environmental Prediction Stratosphere Monitoring Ozone Blended Analysis” (SMOBA) con una resolución espacial de 2.5° (Yang et al., 2006) o, si estos datos no están disponibles se obtienen del “Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer” (TOMS) con una resolución de 1.25° . Todos estos parámetros, incluidos en CERES MOA, son interpolados a una resolución de $1^\circ \times 1^\circ$.
- Características de la superficie: a partir del tipo de superficie se seleccionan el albedo y la emisividad, además de la técnica utilizada para obtener las propiedades de las nubes. Se distinguen 19 tipos definidos por el Programa Internacional de Geosfera y Biosfera (IGBP).
- Emisividad y albedo de la superficie: las emisividades espectrales del suelo se utilizan junto con la temperatura de la superficie de los datos MOA para estimar la radiancia en cielo despejado para CERES en los canales 3 y 5. La

reflectancia bidireccional de la superficie y el albedo se utilizan para determinar la radiación reflejada por debajo de las nubes.

Se selecciona una de las tres técnicas para obtener las propiedades de las nubes basándose en el tipo de superficie y el ángulo solar cenital (SZA). Si $SZA < 82^\circ$, se considera que es de día. Aunque los casos con $82^\circ \leq SZA < 90^\circ$ aún son diurnos, se procesan como nocturnos con la técnica SIST.

En primer lugar, se calcula la atenuación atmosférica para todas las capas y canales necesarias en el cálculo de las propiedades. Después, se aplican las parametrizaciones correspondientes para obtener la radiancia espectral en el techo de la atmósfera para cada píxel. Estos cálculos se basan en el albedo o en la temperatura y emisividad de la superficie y en la atenuación atmosférica.

Cada técnica encuentra, de forma iterativa, la mejor coincidencia entre la radiancia observada y modelizada para determinar la fase, la temperatura efectiva, la altura efectiva, el espesor óptico y el tamaño efectivo de las partículas de las nubes (radio si son de agua líquida y diámetro si son cristales de hielo). El camino de agua líquida o hielo se determinan a partir del espesor óptico y del tamaño. Utilizando los perfiles de temperatura de MOA y ajustes empíricos para la base de la nube, el algoritmo calcula la presión efectiva, la altura y presión de la cima y de la base de las nubes. En la Figura 2.16 se muestra de forma esquematizada los pasos seguidos para obtener las propiedades de las nubes.

Adicionalmente, se utiliza la edición 3A del producto diario Synoptic TOA and Surface Fluxes and Clouds con una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ (SYN1deg) (Young et al., 1998; CERES Science Team, 2013). Este producto contiene los flujos radiativos ascendentes en TOA en cielo despejado necesarios para calcular el efecto de las nubes en TOA y que no aparecen en el producto SSF, además de muchos otros parámetros. Se utilizan las radiancias y propiedades de las nubes registradas por satélites geoestacionarios cada 3 horas para modelizar con más precisión la variabilidad de los parámetros entre las medidas tomadas por CERES. La modelización de los flujos radiativos se hace a través del modelo de transferencia radiativa Langley Fu-Liou (Fu and Liou, 1992; 1993).

2. Instrumentación y medidas

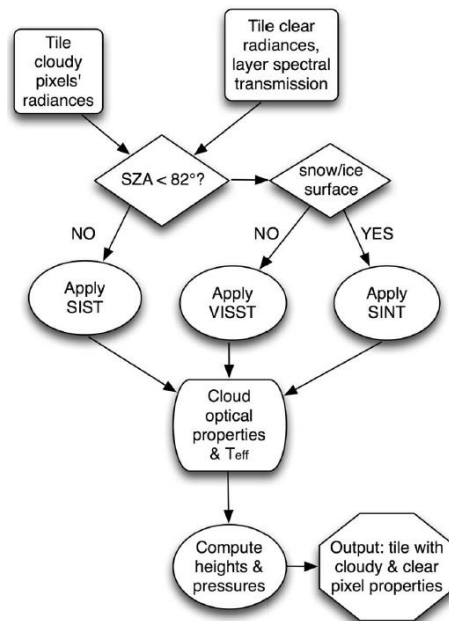


Figura 2.16: Procedimiento seguido para obtener las propiedades de las nubes con CERES (Minnis et al., 2011b).

Capítulo 3

Metodología

En este capítulo, se describen todas las técnicas utilizadas para determinar diferentes propiedades de las nubes y sus efectos a partir de medidas de suelo. Concretamente se obtiene la cobertura nubosa a partir de medidas de radiación de onda larga y onda corta, el espesor óptico, el albedo y los efectos de las nubes. Se muestran también los parámetros calculados específicamente para Burjassot necesarios para poder aplicar las técnicas mencionadas. Por otro lado, se detalla cómo se trabaja con los datos de satélite utilizados en este trabajo.

3. Metodología

3.1. Cobertura nubosa

En este primer apartado, se presentan los métodos utilizados para obtener la cobertura nubosa a partir de medidas de radiación de onda larga y onda corta. Todos los métodos han sido implementados en lenguaje Matlab por la doctoranda. A continuación, se incluye una breve explicación sobre las unidades con las que se puede expresar la cobertura nubosa.

3.1.1. Pirgeómetro

El método conocido como Automatic partial cloud amount detection algorithm (APCADA), desarrollado por Dürr y Philipona (2004), permite calcular la cobertura nubosa (CN) utilizando medidas de radiación de onda larga, temperatura (T) y humedad relativa (RH).

APCADA se basa en las diferencias de emisividad que presenta el cielo con y sin nubes para determinar, en primer lugar, si el cielo está cubierto o no. Para ello se calcula, a través de la ley de Stephan-Boltzmann, la emisividad aparente del cielo utilizando las medidas de radiación de onda larga y T (3.1):

$$\varepsilon_A = \frac{LW^\downarrow}{\sigma T} \quad (3.1)$$

Por otro lado, hay que conocer la emisividad aparente del cielo despejado. Ésta se obtiene a partir de la ecuación propuesta por Brutsaert (1975) (3.2), con ciertas modificaciones (Dürr and Philipona, 2004).

$$\varepsilon_{AC} = \varepsilon_{AD} + [k(t) + \Delta k(t)] \left(\frac{e}{T}\right)^{1/7} \quad (3.2)$$

Donde e es la presión de vapor y T la temperatura del aire. El término ε_{AD} , que no aparece en la ecuación original de Brutsaert, representa la emisividad de una atmósfera completamente seca con un valor de 0.23, obtenida con MODTRAN para una atmósfera estándar en latitudes medias (Marty and Philipona, 2000).

A partir de la emisividad aparente del cielo y la emisividad aparente de cielo despejado se define el “cloud free index” o CFI (3.3):

3. Metodología

$$CFI = \frac{\epsilon_A}{\epsilon_{AC}} \quad (3.3)$$

$CFI \leq 1$ indica cielo despejado, mientras que $CFI > 1$ indica cielo cubierto.

Otra modificación sobre la ecuación de Brutsaert viene con el término $[k(t)+\Delta k(t)]$, representado en la ecuación original por una constante dependiente de la zona de estudio. En este caso, $k(t)$ y $\Delta k(t)$ son funciones que representan el gradiente vertical de temperatura y su variación con el tiempo, y también dependen de la zona de estudio. Para su determinación se analizan los datos registrados 3 horas después del mediodía y después del amanecer, para obtener las constantes de día y de noche, respectivamente. Además, se distingue también entre invierno (diciembre, enero, febrero y marzo) y verano (junio, julio, agosto y septiembre). En primer lugar, se calcula ϵ_{AC} suponiendo $[k(t)+\Delta k(t)] = 0.48$. A continuación se determina la desviación estándar de la radiación LW en un intervalo de 2 horas alrededor del instante de estudio y el coeficiente CFI. Se escogen los casos con desviación estándar inferior a 1 Wm^{-2} , los cuales corresponden a instantes de poca variabilidad, es decir, completamente cubiertos o despejados. Seguidamente, se establece un límite superior al CFI para seleccionar solamente los despejados. Por último, se representa ϵ_A en función de (e/T) y, a través de un ajuste, se determina k . En la Figura 3.1 se muestra un ejemplo del ajuste realizado para obtener k . Los ajustes realizados para el resto de casos se incluyen en el Anexo A.

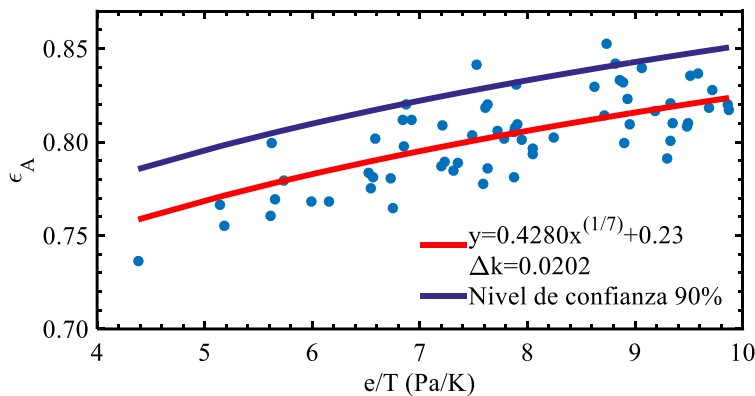


Figura 3.1: Ajuste realizado para obtener la constante k de día en verano.

El cálculo de Δk se realiza a partir de información extraída del ajuste anterior, aplicando la ecuación (3.4), donde $\varepsilon_{A\ 90\%}$ representa el límite superior del nivel de confianza del 90 %, $\varepsilon_{A(\overline{e/T})}$ es ε_A en el valor medio de (e/T) .

$$\Delta k = \frac{\varepsilon_{A\ 90\%} - \varepsilon_{A(\overline{e/T})}}{(\overline{e/T})^{1/7}} \quad (3.4)$$

Tabla 3.1: Valores de k para Burjassot.

k	Invierno	Verano
Día	0.4164 ± 0.0013	0.4280 ± 0.0015
Noche	0.4454 ± 0.0017	0.4503 ± 0.0012

Tabla 3.2: Valores de Δk para Burjassot.

Δk	Invierno	Verano
Día	0.0218 ± 0.0011	0.0202 ± 0.0013
Noche	0.0248 ± 0.0015	0.0170 ± 0.0013

Una vez calculadas las constantes y el ciclo anual y diario de k y Δk , se determina la emisividad aparente del cielo despejado y el CFI. Además, es necesario conocer también la variabilidad de la radiación de onda larga, de modo que se calcula la desviación estándar durante la hora anterior al instante de estudio.

Finalmente, aplicando unos criterios que se presentan en la Tabla 3.3 establecidos por Dürr y Philipona (2004) se determina la cobertura nubosa en octas. Estos criterios se basan en la variabilidad de la radiación de onda larga y el CFI. Además, se introduce una nueva variable, z , definida como indica la ecuación (3.5).

$$z = \frac{1}{\varepsilon_{AC}} - 1 \quad (3.5)$$

3. Metodología

Tabla 3.3: Criterios para obtener CN_{LW} con el método APCADA (Dürr and Philipona, 2004).

CFI (x)	Stdev LDR (y) (Wm-2)	CN_{LW} (octas)
$x \leq 1$	$y \leq 0.5$	0
$x \leq 1$	$0.5 < y \leq 2$	1
$x \leq 1$	$y > 2$	2
$1 < x \leq (1 + 0.12 z)$	$y \leq 1$	1
$1 < x \leq (1 + 0.12 z)$	$1 < y \leq 2$	2
$1 < x \leq (1 + 0.12 z)$	$y > 2$	3
$(1 + 0.12 z) < x \leq (1 + 0.21 z)$	$y \leq 1$	2
$(1 + 0.12 z) < x \leq (1 + 0.21 z)$	$y > 1$	4
$(1 + 0.21 z) < x \leq (1 + 0.38 z)$	$y \leq 4$	5
$(1 + 0.21 z) < x \leq (1 + 0.38 z)$	$y > 4$	6
$x > (1 + 0.38 z)$	$y > 8$	6
$x > (1 + 0.38 z)$	$2 < y \leq 8$	7
$x > (1 + 0.38 z)$	$y \leq 2$	8

Las limitaciones que presenta este método están relacionadas con la influencia de las nubes en la radiación de onda larga (Dürr and Philipona, 2004). Por un lado, las nubes cerca del horizonte tienen menos efectos en la radiación que aquellas cerca del cénit, por tanto, el algoritmo se muestra poco sensible a ellas. Por otro lado, las nubes altas tienen una temperatura inferior a las bajas de forma que su emisión es considerablemente menor. Como consecuencia, su presencia puede no causar modificaciones en la radiación de onda larga que sean perceptibles por el pirgeómetro, de modo que tampoco son identificadas por APCADA. Las limitaciones de este algoritmo se analizarán en el capítulo 4.

3.1.2. Piranómetro

También es posible utilizar la radiación de onda corta para identificar cielos despejados, como describen en su trabajo Long y Ackerman (2000). En concreto, el método utiliza la radiación global y difusa medidas por piranómetros cuando la altura solar (α) es mayor que 10° . El procedimiento empleado se basa en la atenuación o variación que experimenta la radiación de onda corta (global o difusa) en presencia de nubes, si se compara con la radiación que llega a la superficie en instantes claros. Además de identificar instantes claros, este método permite obtener la radiación

global y difusa en condiciones de cielo despejado, de modo que también es posible calcular el efecto radiativo de las nubes en onda corta.

El método de Long y Ackerman (2000) utiliza cuatro test para determinar qué instantes del día presentan cielo claro. Cada uno de estos test analiza una de las características que presenta el cielo cubierto como, por ejemplo, la atenuación de la radiación global o el aumento de la radiación difusa en presencia de nubes. Los test utilizados son:

1. Radiación global de onda corta normalizada

La radiación global normalizada (SW_n) se define como se indica en la ecuación (3.6):

$$SW_n = \frac{SW_{\downarrow}}{b_{\text{global}} \mu_0} \quad (3.6)$$

SW_{\downarrow} representa la radiación global descendente, μ_0 el coseno del ángulo solar cenital y b_{global} una constante. Se establecen unos límites entre los cuales se considera que el cielo está despejado en función de una constante llamada a_{global} , la cual se define más adelante junto con b_{global} . Con este test se eliminan situaciones obvias de cielo cubierto.

2. Radiación difusa máxima

Con esta prueba se pretende comparar la radiación difusa con un valor máximo que se elige en base a la radiación difusa existente en un día claro. Pero dicho límite no puede ser el mismo durante todo el día, ya que la radiación difusa varía con μ_0 . Por esta razón, se define un límite (DSW_{lim}) para cada instante en función de μ_0 según la ecuación (3.7):

$$DSW_{\text{lim}} = DSW_{\text{max}} \mu_0^{0.5} \quad (3.7)$$

DSW_{max} es una constante que se define a partir del máximo de radiación difusa que se observa en un día despejado. Para establecer DSW_{max} se analiza la distribución de la radiación difusa cuando la cámara de nubes indica cielo despejado. Se observa que el 99% de los casos la radiación difusa no supera los 150 W/m^2 . Por tanto, se escoge este valor como límite. Cuando en un instante determinado DSW_{lim} se supera, se considera que hay presencia de nubes. Como en el test anterior, se eliminan periodos evidentes de nubosidad.

3. Metodología

3. Cambios en la radiación global con el tiempo

En este test se compara la variación con el tiempo de la radiación global medida por el piranómetro y de la radiación global en el techo de la atmósfera. La radiación global en TOA se obtiene como se indica en la ecuación (3.8).

$$SW_{\downarrow}^{TOA} = 1366 \mu_0 \quad (3.8)$$

Para determinar la variación temporal de la radiación se calcula la diferencia entre el dato anterior y posterior al instante de estudio, tanto de la radiación en TOA ($\Delta SW_{\downarrow}^{TOA} / \Delta t$) como de la medida ($\Delta SW_{\downarrow} / \Delta t$). A continuación, se define un máximo y un mínimo a partir de la variación de SW^{TOA} con el tiempo y μ_0 . Los casos en los que $\Delta SW_{\downarrow} / \Delta t$ quede entre el máximo y el mínimo se consideran instantes de cielo despejado. Así, los periodos con nubosidad que producen cambios más sutiles en la radiación que los identificados en el test 1, pueden ser reconocidos.

4. Variabilidad de la radiación difusa normalizada.

Los cambios en la radiación difusa producidos por nubes finas pueden ser muy leves y difíciles de detectar con los test anteriores. Por esta razón se incluye un último test con el que se identifican estas situaciones. Se define el ratio de la radiación difusa (DSW_{ratio}) como el cociente entre la radiación difusa y la radiación global medidas por el piranómetro (3.9).

$$DSW_{ratio} = \frac{DSW_{\downarrow}}{SW_{\downarrow}} \quad (3.9)$$

Con esta magnitud se pretende hacer más visibles las variaciones en la radiación difusa para que puedan ser detectadas. Para aplicar el test se utiliza el ratio de la radiación difusa normalizado (DSW_{ration}) (3.10), donde b_{difusa} representa una constante.

$$DSW_{ration} = \frac{DSW_{ratio}}{\mu_0^{b_{difusa}}} \quad (3.10)$$

Se analiza la variación de DSW_{ration} a través de un promedio móvil y su correspondiente desviación estándar. El intervalo temporal utilizado para el cálculo es de 11 minutos: 5 minutos antes y después del instante de estudio. Como en los test anteriores, se establece un límite para distinguir las situaciones

de cielo claro y las de cielo cubierto. Son considerados instantes despejados aquellos en los que el límite no se supera.

Después de aplicar los cuatro test y de que se hayan identificado los instantes de cielo despejado, se realiza un ajuste diario utilizando la radiación global en cielo despejado ($SW_{\downarrow}^{\text{claro}}$) y el coseno del ángulo solar cenital (μ_0) siguiendo la ecuación (3.11):

$$SW_{\downarrow}^{\text{claro}} = a_{\text{global}} \mu_0^{b_{\text{global}}} \quad (3.11)$$

Para que la radiación global obtenida sea representativa de un cielo despejado, los autores Long y Ackerman aconsejan disponer, al menos, de 120 puntos para realizar el ajuste diario. Una vez conocidos los coeficientes a_{global} y b_{global} , es posible determinar la radiación global del cielo despejado ($SW_{\downarrow}^{\text{claro}}$) en cualquier instante de cualquier día. Este mismo ajuste se realiza también para el ratio de la radiación difusa (3.12).

$$DSW_{\text{ratio}}^{\text{claro}} = a_{\text{difusa}} \mu_0^{b_{\text{difusa}}} \quad (3.12)$$

Por tanto, con los coeficientes a_{difusa} y b_{difusa} y $SW_{\downarrow}^{\text{claro}}$ se obtiene la radiación difusa que llega a la superficie terrestre si no hay nubes en la atmósfera.

El proceso descrito, el uso de los test y el ajuste, se aplicará de forma iterativa hasta que los coeficientes a_{global} , b_{global} , a_{difusa} y b_{difusa} converjan. Los valores iniciales de b_{global} y b_{difusa} , utilizados en la primera iteración, son 1.2 y -0.8, respectivamente. En el caso de a_{global} , que establece los límites en el test 1, su valor inicial como límite superior es 1250 Wm^{-2} , mientras que como límite inferior es 1000 Wm^{-2} si $SZA < 78.5^\circ$ o 900 Wm^{-2} si $SZA \geq 78.5^\circ$. En las siguientes iteraciones, se utilizan los coeficientes obtenidos justo en la anterior para b_{global} y b_{difusa} y $a_{\text{global}} \pm 150 \text{ Wm}^{-2}$ como límites para el test 1. Al final de todo este proceso, quedan identificados los instantes en los que el cielo está despejado.

El cálculo de la fracción de cobertura nubosa se realiza siguiendo el procedimiento descrito por Long et al. (2006). Al igual que para identificar los instantes de cielo despejado, se utilizan las medidas de radiación global y difusa realizadas por un piranómetro. Con este procedimiento se busca identificar casos completamente cubiertos y, a continuación, encontrar una relación entre una magnitud representativa de los casos parcialmente cubiertos y la cobertura nubosa obtenida con otro método como, por ejemplo, una cámara de nubes.

3. Metodología

La primera magnitud que se define es el efecto normalizado de las nubes en la radiación difusa (CRE_{DSWn}), cómo indica la ecuación (3.13):

$$CRE_{DSWn} = \frac{DSW_{\downarrow} - DSW_{\downarrow}^{claro}}{SW_{\downarrow}} \quad (3.13)$$

Se normaliza el efecto de las nubes para evitar la dependencia con μ_0 . En presencia de cielos completamente cubiertos, la radiación difusa se puede ver reducida de tal forma que su valor sea incluso menor al que se da en cielo despejado. De esta forma, CRE_{DSWn} es menor que 0. Pero ya que el cálculo de la radiación difusa en cielo despejado puede no ser exacto, es posible que haya instantes sin nubes en los que CRE_{DSWn} sea también negativo. Para asegurar que realmente el cielo está completamente cubierto, se incluye otra condición a través del cociente entre la radiación global medida y la radiación global en cielo despejado (3.14):

$$SW_{ratio} = \frac{SW_{\downarrow}}{SW_{\downarrow}^{claro}} \quad (3.14)$$

Así, se consideran casos completamente cubiertos aquellos en los que $CRE_{DSWn} \leq 0$ y $SW_{ratio} < 0.4$, mientras que cuando $CRE_{DSWn} < 0$ y $SW_{ratio} \geq 0.4$ se identifican como cielo claro.

Por otro lado, se especifican una serie de condiciones para identificar cielos cubiertos cuando $CRE_{DSWn} > 0$. Para ello se utilizan el promedio y desviación estándar móvil de DSW_{ratio} , calculados utilizando un minuto anterior y un minuto posterior al instante de estudio.

La primera condición se establece a partir del promedio móvil de DSW_{ratio} . En situaciones con cielos totalmente cubiertos, gran parte de la radiación global que llega a la superficie viene dada por la componente difusa, ya que la componente directa se ve reducida significativamente. Esto implica que DSW_{ratio} toma valores cercanos a 1. En consecuencia, se establece que aquellos casos en los que el promedio móvil $DSW_{ratio} > 0.9$ son cubiertos, es decir, aquellos en los que al menos el 90% de la radiación global es radiación difusa.

El objetivo de esta parte es identificar periodos con cobertura total y efectos claros en la radiación, es decir, periodos con nubes que atenúen la radiación que llega a la superficie. Para ello se analiza CRE_{DSWn} . Las nubes finas, aunque cubran totalmente

el cielo, producen un aumento de la radiación difusa que llega a la superficie en comparación con la que llega en situaciones de cielo despejado. Por el contrario, si las nubes son gruesas, atenúan la radiación difusa. Para determinar situaciones con cielos completamente cubiertos, en los que las nubes tienen un espesor óptico significativo, se establece un límite sobre CRE_{DSWn} , por debajo del cual se encuentran este tipo de nubes. Este límite es 0.37 (Long et al., 2006).

Por último, la variabilidad de la radiación también tiene una gran importancia cuando se quiere conocer si hay o no nubes presentes en el cielo. La última condición se basa en el hecho de que la variabilidad de la radiación difusa es muy baja en casos con cobertura total si se compara con casos con cobertura parcial. Por este motivo se considera que si la desviación estándar móvil de DSW_{ratio} es inferior a 0.05 la cobertura nubosa es total.

En definitiva, aquellos instantes en los que el promedio móvil de $DSW_{ratio} < 0.9$, $0 < CRE_{DSWn} < 0.37$ y la desviación estándar móvil de $DSW_{ratio} < 0.05$ son clasificados como completamente cubiertos.

En este punto, teniendo identificados los instantes despejados y los totalmente nublados, se establece una relación entre DSW_{ratio} y la cobertura nubosa determinada con la cámara de nubes para casos con cobertura parcial. La relación entre estas dos variables se obtiene experimentalmente, utilizando los datos de la estación de medidas de Burjassot (Figura 3.2). La ecuación (3.15) es el resultado del ajuste realizado y es propia de Burjassot.

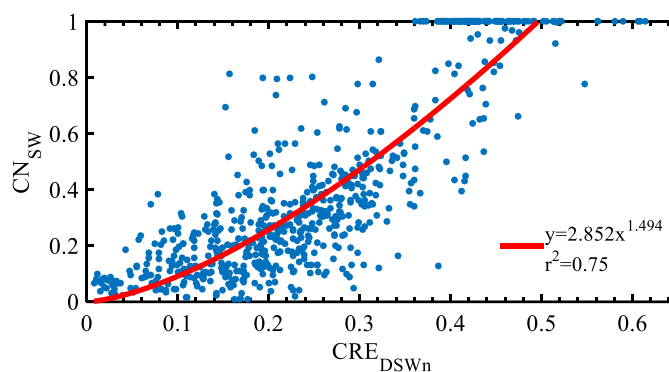


Figura 3.2: Ajuste para determinar la cobertura en cielos parcialmente cubiertos en Burjassot.

3. Metodología

$$CN_{SW} = (2.85 \pm 0.12) DSW_{ratio}^{(1.49 \pm 0.04)} \quad (3.15)$$

Finalmente, se hacen una serie de comprobaciones para corregir posibles errores que se producen en ocasiones en las que la cobertura nubosa es muy alta o muy baja.

3.1.3. Expresión de la cobertura nubosa

La cobertura nubosa se puede expresar de distintas formas según cómo se obtenga.

En primer lugar, la cobertura se puede expresar en porcentaje. De este modo, un valor de 0 % representa cielos despejados, mientras que un valor del 100 % es propio de cielos completamente cubiertos. El resto de casos, correspondientes a cielos parcialmente cubiertos, tienen una cobertura entre estos dos valores. De forma análoga a la expresión en porcentaje, es posible presentar la cobertura con valores entre 0 y 1.

Como se ha mencionado en el capítulo 1, hay técnicas que utilizan los octas para expresar la cobertura nubosa. Cada octa corresponde a un intervalo de nubosidad, al contrario del porcentaje o el tanto por uno, los cuales representan exactamente la fracción de cielo que está cubierta. Por esta razón, ante la imposibilidad de conocer la equivalencia exacta entre la escala en octas y la fracción nubosa (ya sea en porcentaje o tanto por 1) se va a trabajar en octas. De esta forma, se tiene en cuenta además, la incertidumbre asociada a la cobertura nubosa que será de 1 octa. Se utilizan los intervalos definidos en Boers et al. (2010) para establecer la equivalencia desde porcentaje, o tanto por uno, a octas.

Tabla 3.4: Correspondencia entre octas y porcentaje (Boers et al., 2010).

Octas	Porcentaje (%)
0	0
1	$0 < \% < 18.75$
2	$18.75 \leq \% < 31.25$
3	$31.25 \leq \% < 43.75$
4	$43.75 \leq \% < 56.25$
5	$56.25 \leq \% < 68.75$
6	$68.75 \leq \% < 81.25$
7	$81.25 \leq \% < 100$
8	100

3.2. Espesor óptico

Barnard y Long (2004) proponen una expresión empírica para estimar el espesor óptico a partir de medidas de radiación global realizadas por un piranómetro en cielos completamente cubiertos. Utilizan un factor de modificación de nubes para el cálculo del espesor óptico, basándose en su relación con la transmisión de radiación en la atmósfera.

El factor de modificación de nubes (CMF) se define como un factor de transmisión que considera únicamente la atenuación de la radiación provocada por las nubes (Serrano et al., 2015). Este se calcula como se muestra en la ecuación (3.16).

$$CMF = \frac{SW_{\downarrow}^{nubes}}{SW_{\downarrow}^{claro}} \quad (3.16)$$

Con el fin de incluir el efecto del SZA, se define CMF' como indica (3.17), donde α representa una constante.

$$CMF' = \frac{CMF}{\mu_0^\alpha} \quad (3.17)$$

Finalmente, se determina el espesor óptico a partir del CMF' a través de una función exponencial (3.18). Donde A es el albedo de la superficie, que para la estación de Burjassot toma un valor de 0.17, y se considera constante a lo largo del año (Serrano et al., 2014).

$$COD = \exp(a + A + b \operatorname{arctanh}(1 + c \operatorname{CMF}')) \quad (3.18)$$

a, b y c son coeficientes que se determinan mediante un ajuste. Serrano et al. (2015) presentan los valores de los coeficientes a, b y c de la constante α para Burjassot. Sus valores son 2.39, 1.845, 1.95 y 0.35, respectivamente. Además, los autores proponen una nueva ecuación (3.19), más sencilla, con la que obtener el espesor óptico y que además mejora los resultados, pasando de un error cuadrático medio (RMSE) de 3.6 a 2.9.

$$COD = -14.7 + 15.4 \operatorname{CMF}'^{-0.876} \quad (3.19)$$

La expresión (3.19) es la que se utiliza en este trabajo para el cálculo del espesor óptico.

3.3. Tipos de nubes

Duchon y O'Malley (1999) presentan un método para determinar automáticamente el tipo de nube presente en una localización concreta durante el día a partir de medidas de radiación global realizadas por un piranómetro. Para ello se analiza la variabilidad de la radiación medida y sus diferencias con la radiación en cielo despejado. Se distinguen las siguientes situaciones o tipos de nubes: cirrus, cumulus, cirrus y cumulus, stratus, precipitación o niebla, sin nubes y otras nubes.

En primer lugar, se define la radiación global en cielo despejado escalada ($ScaSW_{\downarrow}^{clear}$) con un valor de 1400 Wm^{-2} . Se utiliza este valor por ser superior a la constante solar, de modo que no se supera nunca en un día claro. Con $ScaSW_{\downarrow}^{clear}$ y SW_{\downarrow}^{clear} , que se ha obtenido con el procedimiento descrito por Long et al. (2000), se define un factor que relaciona ambos parámetros (3.20).

$$F_{sw} = \frac{ScaSW_{\downarrow}^{clear}}{SW_{\downarrow}^{clear}} \quad (3.20)$$

A continuación, se determina la radiación global medida escalada ($ScaSW_{\downarrow}^{cloud}$) como indica la ecuación (3.21) y se calcula su promedio ($\overline{ScaSW_{\downarrow}^{cloud}}$) y desviación estándar móvil ($Std(ScaSW_{\downarrow}^{cloud})$) en un intervalo de 21 minutos alrededor del instante de estudio.

$$ScaSW_{\downarrow}^{cloud} = SW_{\downarrow}^{cloud} F_{sw} \quad (3.21)$$

Por último, se calcula el ratio (ScaRatio) entre $\overline{ScaSW_{\downarrow}^{cloud}}$ y la irradiancia en cielo despejado escalada (3.22).

$$ScaRatio = \frac{\overline{ScaSW_{\downarrow}^{cloud}}}{ScaSW_{\downarrow}^{clear}} \quad (3.22)$$

En la Figura 3.3 se muestran los criterios establecidos para identificar los tipos de nubes y situaciones nombradas anteriormente en base a $Std(\overline{ScaSW_{\downarrow}^{cloud}})$ y ScaRatio. Los límites marcados se establecen en base a una comparación realizada entre las medidas de un piranómetro y un observador, aunque no pueden considerarse límites exactos. Los stratus, la precipitación y la niebla se caracterizan por una alta atenuación de la radiación mientras que la variabilidad en ésta es baja. Por otro lado, los cumulus y cirrus provocan una variabilidad en la radiación más alta que los casos

anteriores, mientras que su atenuación es menor. La presencia de cirrus en solitario produce poca variabilidad y atenuación en la radiación.

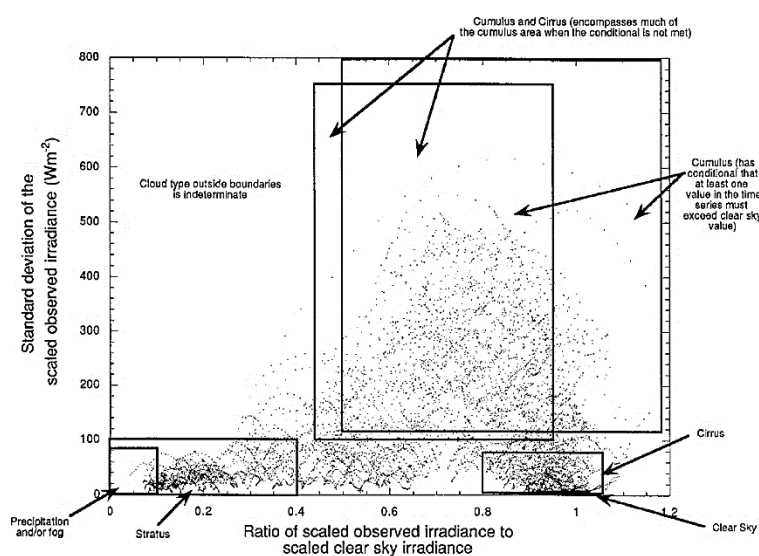


Figura 3.3: Criterio para identificar los distintos tipos de nubes y situaciones meteorológicas (Duchon and O'Malley, 1999).

Las principales diferencias entre este método y un observador son que el piranómetro tiende a identificar los casos en los que las nubes ocultan el Sol, mientras que el observador ve todas las nubes presentes en el cielo. Además, los aerosoles afectan a las medidas del piranómetro, pudiendo provocar una sobrestimación de los casos de cirrus y cirrus más cumulus (Duchon and O'Malley, 1999).

3.4. Albedo de las nubes

Liu et al. (2011) proponen una expresión que relaciona el efecto radiativo y el albedo de las nubes con la cobertura nubosa. Con ella, es posible obtener el albedo de las nubes a partir de medidas realizadas desde superficie. Partiendo de la definición del CRE_{SW} (1.33) pero considerando solamente las componentes descendentes, se redefine el efecto de las nubes como muestra la ecuación (3.23).

$$CRE_{SW} = SW_{\downarrow}^{nubes} - SW_{\downarrow}^{claro} \quad (3.23)$$

3. Metodología

Betts et al. (2009) proponen una expresión alternativa para cuantificar los efectos de las nubes basada en la ecuación (3.23), pero normalizada con el flujo descendente en cielo despejado (3.24). Esta normalización se lleva a cabo para minimizar los efectos en la radiación producidos por otros factores, como α , que no tienen relación con las nubes. Se denomina esta magnitud como efecto de las nubes normalizado (NCRF).

$$\text{NCRF}_{\text{sw}} = 1 - \frac{SW_{\downarrow}^{\text{cloud}}}{SW_{\downarrow}^{\text{clear}}} \quad (3.24)$$

Desarrollando la ecuación (3.24) para expresarla en función de la cobertura nubosa y asumiendo que solamente existe una capa de nubes y que no absorbe radiación, Liu et al. (2011) presentan la siguiente expresión con la que determinar el albedo de las nubes (CALb) (3.25).

$$\text{CALb} = \frac{\text{NCRF}_{\text{sw}}}{\text{Cobertura nubosa}} \quad (3.25)$$

Hay que tener en cuenta que la cobertura nubosa debe expresarse con valores entre 0 y 1. Esta expresión es una generalización de la propuesta por Shi (1994).

Para obtener la expresión (3.25) no se han tenido en cuenta, además de la absorción por parte de las nubes, otros factores como la presencia de varias capas de nubes en la atmósfera, el albedo de la superficie, las reflexiones de la radiación entre la superficie y las nubes y la absorción por parte de gases atmosféricos.

3.5.Efectos radiativos

El efecto radiativo de las nubes en onda larga nos informa cuantitativamente de la variación que se produce en la cantidad de la radiación que llega a la superficie cuando el cielo está cubierto. Para conocer su valor es necesario disponer, por un lado, de las medidas realizadas por un pirgeómetro. Por otro lado, es también necesario saber cuál es la radiación de onda larga descendente en cielo despejado ($LW_{\downarrow}^{\text{claro}}$). Calcular ésta última magnitud puede ser complicado debido a su dependencia con la temperatura y la humedad relativa. En el trabajo realizado por Long y Turner (2008) se presenta un procedimiento mediante el cual se identifican cielos despejados y se calcula $LW_{\downarrow}^{\text{claro}}$.

Siguiendo su propuesta, en primer lugar, se determina un factor de corrección que se aplica sobre el gradiente térmico. Este factor, que crece con la RH, se incluye con el objetivo de no confundir la presencia de niebla con nubes. Se obtiene a partir de los instantes de cielo despejado diurnos identificados mediante el proceso descrito por Long y Ackerman (2000), utilizando la diferencia en el gradiente térmico entre los casos con $RH \geq 75\%$ y los casos con $RH < 75\%$. El factor RH que se obtiene para Burjassot viene dado por la ecuación (3.26):

$$F_{RH} = 9.124 \cdot 10^{-11} RH^{4.328} \quad (3.26)$$

Por otro lado, hay que determinar qué particularidades presentan los casos de cielo despejado para poder identificarlos. A partir de los instantes de cielo despejado diurnos, se analizan ciertas características de modo que, más tarde, sea posible extrapolar estos resultados a los casos nocturnos. Así, es posible conocer en qué instantes, de las 24 horas del día, el cielo no presenta nubes. La primera de las características que se utiliza es la variabilidad de la radiación de onda larga. Esta magnitud se analiza a través de la desviación estándar calculada en un intervalo de 21 minutos alrededor del instante de estudio. La elección de este periodo de tiempo se debe a los resultados presentados por Kassianov et al. (2004), donde se demuestra que el tiempo de decorrelación en instrumentos como el pirgeómetro es de 10 a 15 minutos. Por tanto, se decide utilizar las medidas registradas 10 minutos antes y después del instante de estudio. La segunda característica es la diferencia entre la temperatura ambiente (T) y la temperatura de brillo efectiva del cielo (T_e), calculada siguiendo la ecuación (3.27):

$$T_e = \left(\frac{LW^{\downarrow}}{\sigma} \right)^{1/4} \quad (3.27)$$

Con estas características se establecen dos límites con los que discernir cielos despejados de cielos nublados. Los límites obtenidos experimentalmente para la estación de medidas de Burjassot se muestran en la Tabla 3.5.

3. Metodología

Tabla 3.5: Límites para identificar cielos despejados y cubiertos En Burjassot.

Límites	
Cielo claro	$\text{Std}(LW^{\downarrow}) < 1.58 \text{ W/m}^2$ $T - T_e > 14.49 \text{ }^{\circ}\text{C}$
Cielo nublado	$\text{Std}(LW^{\downarrow}) \geq 1.58 \text{ W/m}^2$ $T - T_e \leq 14.49 \text{ }^{\circ}\text{C}$

Una vez identificados los momentos despejados, se calcula el gradiente térmico teniendo en cuenta F_{RH} y se interpola para los instantes nublados. Finalmente, es posible calcular la radiación de onda larga descendente en cada instante aplicando la ecuación propuesta por Brutsaert (1975).

El efecto radiativo de las nubes en onda larga se calcula como indica la ecuación (3.28). Esta ecuación se basa en la (1.34) pero considerando solamente los flujos descendentes.

$$CRE_{LW} = LW_{nubes}^{\downarrow} - LW_{claro}^{\downarrow} \quad (3.28)$$

Los efectos radiativos de las nubes en onda corta se calculan a partir del método propuesto por Long y Ackerman (2000), con el que se identifican instantes de cielo claro. En este procedimiento se obtienen una serie de coeficientes (a_{global} , b_{global} , a_{difusa} , b_{difusa}) para determinar la radiación que llega a la superficie cuando no hay nubes. Con estos coeficientes se puede determinar tanto la radiación global, como la radiación difusa, siguiendo las ecuaciones (3.11) y (3.12). El efecto que tienen las nubes sobre la radiación global que llega a la superficie se calcula con la ecuación (3.23).

Por último, es posible conocer el efecto neto de las nubes sobre la radiación a través de la suma de las dos componentes, onda larga y onda corta, como indica la ecuación (3.29). Por la noche, solamente se tiene en cuenta el efecto radiativo de las nubes en onda larga, pues el efecto en onda corta es cero.

$$CRE_{NETO} = CRE_{LW} + CRE_{SW} \quad (3.29)$$

3.6. Satélite

Para analizar los datos de satélite en la zona de estudio y para establecer sinergias entre estos datos y los de suelo, hay que tener en cuenta la resolución espacial y temporal que poseen.

En primer lugar, se define una ventana espacial alrededor de la zona de estudio para seleccionar solamente los píxeles más cercanos. Los puntos que quedan fuera de la ventana son excluidos del análisis. Con la intención de analizar de qué manera afecta el tamaño de la ventana en una comparación con medidas de suelo, se utilizan diferentes tamaños: 20 km x 20 km, 30 km x 30 km, 40 km x 40 km, 50 km x 50 km, 75 km x 75 km y 100 km x 100 km.

Los píxeles en los que CERES tiene un ángulo cenital de visión (VZA) $> 60^\circ$ no se incluyen en el estudio, ya que representan los puntos que más alejados están de la zona de paso del satélite. Como consecuencia estos píxeles contienen una superficie de suelo mayor y puede no ser representativa de la localización analizada. Por tanto, no es conveniente considerarlos en una comparación con datos de suelo.

Una vez seleccionados los datos que cumplen las condiciones anteriormente mencionadas, se realiza un promedio de todos los puntos que se encuentran dentro de la ventana espacial. Las variables sobre las que se realizan los promedios son la radiación, la cobertura nubosa y las propiedades de las nubes. Hay que tener en cuenta que, al utilizar el instrumento CERES situado en Terra y Aqua y que estos dos satélites realizan dos pasadas diarias por la zona de estudio, se dispone de 4 medidas diarias realizadas desde satélite a distintas horas. En el caso de Aqua, las pasadas se realizan alrededor de las 2 y 13 h GMT, mientras que las pasadas de Terra son cercanas a las 11 y 22 h GMT.

3. Metodología

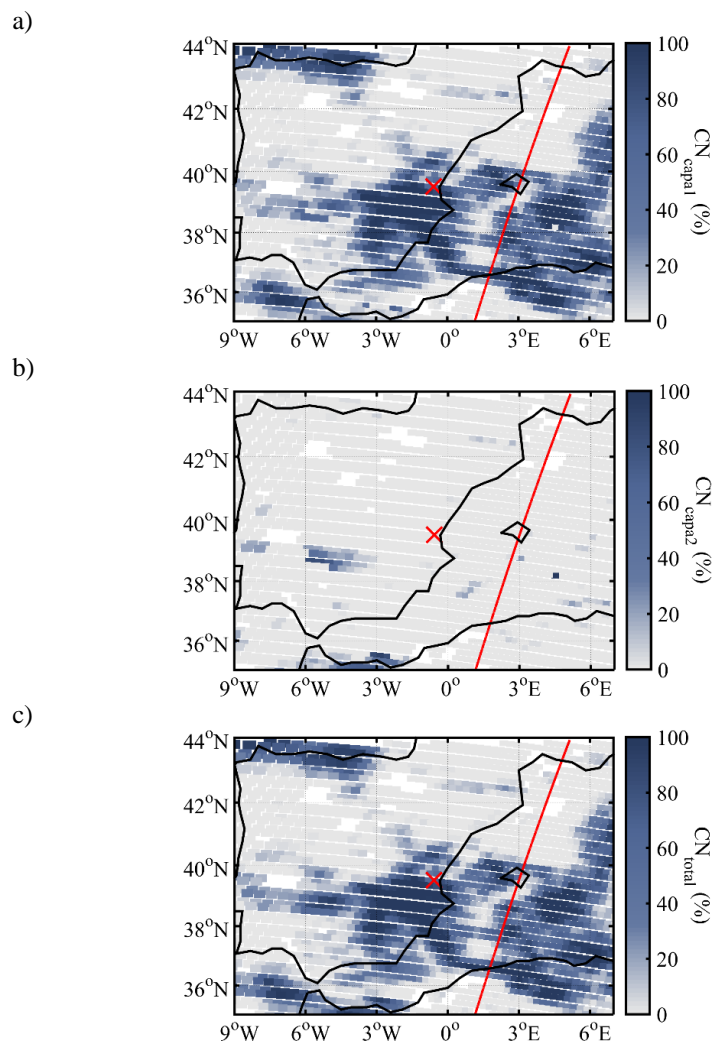


Figura 3.4: CN registrada por CERES-Terra el día 09/02/2015 a) Capa1, b) Capa2 y c) Total.

CERES proporciona la cobertura nubosa en dos capas, expresada en tanto por ciento. CN_{capa1} representa la capa más baja, mientras que CN_{capa2} es la capa de más altura. Además, la variable $CN_{\text{superposición}}$ indica el porcentaje de píxel en el que hay superposición de las dos capas. Con todo esto, la cobertura total se determina aplicando la ecuación (3.30).

$$CN_{\text{total}} = CN_{\text{capa1}} + CN_{\text{capa2}} - CN_{\text{superposición}} \quad (3.30)$$

En la Figura 3.4 se muestra la CN en la capa 1, en la capa 2 y la cobertura total, resultado de la suma de las dos anteriores.

En el caso de las propiedades de las nubes (Prop), que se proporcionan también en dos capas, se calcula una media ponderada en función de la cobertura nubosa (3.31) con el objetivo de tener un valor representativo de las propiedades en cada píxel.

$$\text{Prop}_{\text{medio}} = \frac{\text{Prop}_{\text{capa1}} CN_{\text{capa1}} + \text{Prop}_{\text{capa2}} CN_{\text{capa2}}}{CN_{\text{capa1}} + CN_{\text{capa2}}} \quad (3.31)$$

A modo de ejemplo, la Figura 3.5 muestra la altura de la cima de la nube (CTH) en la capa 1, en la capa 2 y, por último, la media ponderada obtenida a partir de las anteriores.

El cálculo del efecto de las nubes en superficie se realiza a partir de los datos de radiación en cielo cubierto y cielo despejado que proporciona el producto SSF y las ecuaciones (3.23), (3.28) y (3.29). Para determinar el efecto de las nubes en TOA, hay que hacer uso de otro producto, ya que el SSF no ofrece las medidas de radiación en TOA en cielo despejado. Por tanto, se utiliza el producto SYN1deg de nivel 3, el cual sí contiene los datos de radiación en cielo despejado en TOA, aunque con una resolución de $1^\circ \times 1^\circ$. Se selecciona el píxel que contiene la zona de estudio y se combina con la radiación del producto SSF para el cálculo del efecto de las nubes.

3. Metodología

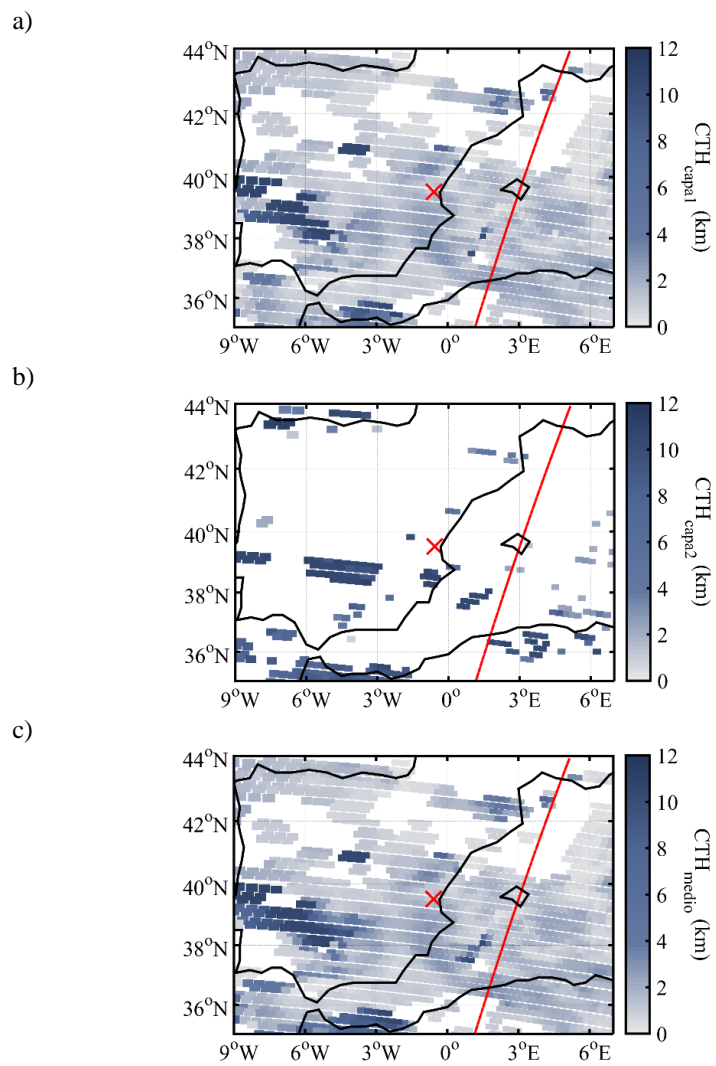


Figura 3.5: Altura de la cima de la nube (CTH) obtenida por CERES-Terra el día 09/02/2015 a) Capa1, b) Capa2 y c) Medio.

La Figura 3.6 presenta el resultado del procedimiento descrito para la determinación del efecto de las nubes en TOA.

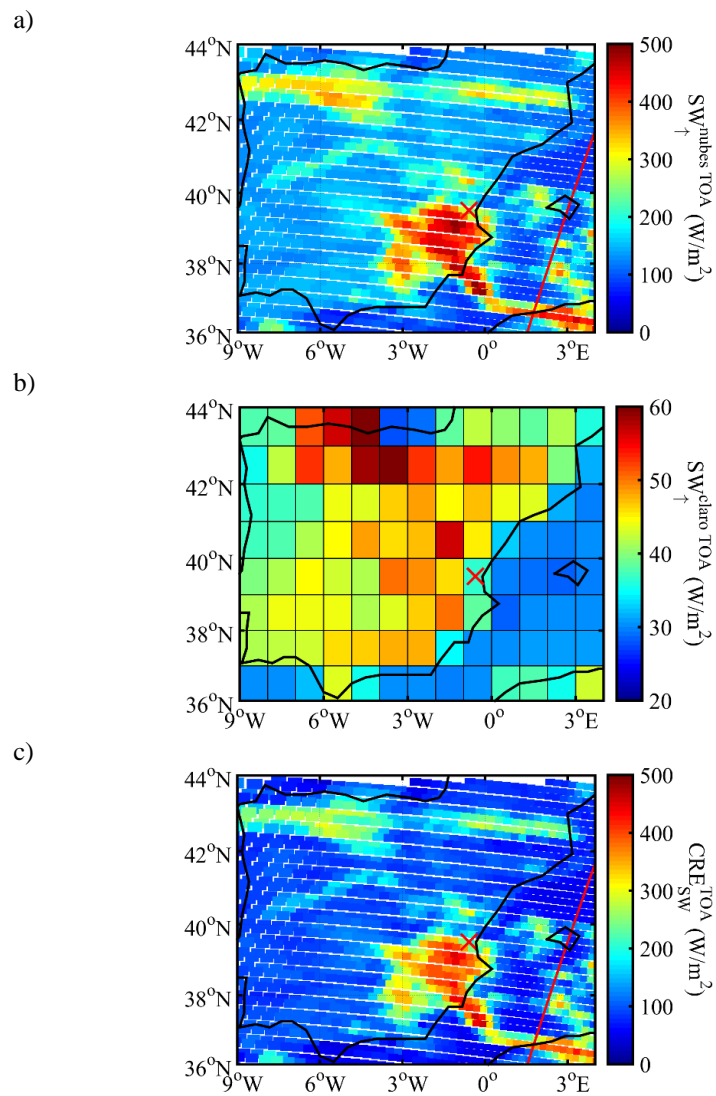


Figura 3.6: Cálculo del efecto de las nubes en TOA combinando datos de nivel 2 y 3. a) Radiación SW en cielo cubierto en TOA L2, b) Radiación SW en cielo despejado en TOA L3 y c) CRE_{SW}^{TOA} en TOA.

3. Metodología

En referencia a la comparación entre medidas de suelo y satélite, se definen una serie de ventanas temporales que se utilizan para promediar las medidas de suelo alrededor de la hora de paso del satélite. De este modo, según cual sea la longitud de la ventana, se utilizan más o menos datos de suelo para su promedio. Las ventanas utilizadas son de 10, 20, 30 y 60 minutos. Por otro lado, se cambian las unidades de la cobertura nubosa de tanto por ciento a octas (Tabla 3.4) para examinar sus similitudes con la cobertura obtenida desde suelo.

Resultados

Los próximos capítulos contienen los resultados obtenidos en este trabajo. En el capítulo 4 se analizan las propiedades y efectos de las nubes determinadas desde suelo. El capítulo 5 incluye la comparación entre las propiedades y efectos de las nubes calculadas desde suelo y desde satélite. En el último capítulo, el número 6, se realiza un análisis temporal de los datos, tanto desde suelo como desde satélite.

Capítulo 4

Propiedades de las nubes desde suelo

Las propiedades de las nubes calculadas desde suelo son: la cobertura nubosa, el tipo de nube, el espesor óptico y el albedo. También se determinan sus efectos en la radiación de onda larga y la radiación de onda corta en la superficie terrestre. Por otro lado, gracias a las medidas realizadas por el ceilómetro, se dispone también de la altura de la base de las nubes. Se analiza de qué modo afecta esta última propiedad a los métodos con los que se determina la cobertura nubosa y su influencia en los efectos de las nubes en superficie.

4. Propiedades de las nubes desde suelo

4.1. Cobertura nubosa

En esta sección se analizan las diferencias entre las técnicas utilizadas en la determinación de la cobertura nubosa. También se utilizan tablas de contingencia para profundizar en los resultados. El número de datos disponible en cada comparación depende de la resolución temporal, de las medidas registradas y de la coincidencia entre las bases de datos implicadas.

4.1.1. Pirgeómetro

La distribución de la cobertura nubosa obtenida a partir de medidas de radiación LW (CN_{LW}), durante los años 2011 a 2016, se muestra en la Figura 4.1. CN_{LW} se ha calculado como se indica en el apartado 3.1.1. Casi el 30 % de los casos analizados corresponden a cielos despejados y otro 25 % coberturas de 1 octa. Estas dos son las situaciones más comunes en la estación de medidas de Burjassot. En cambio, tan solo el 6 % de los casos son identificados como cielos completamente cubiertos. Los cielos parcialmente cubiertos, con una cobertura entre 2 y 7 octas, son identificados con una frecuencia entre 4 y 12 %.

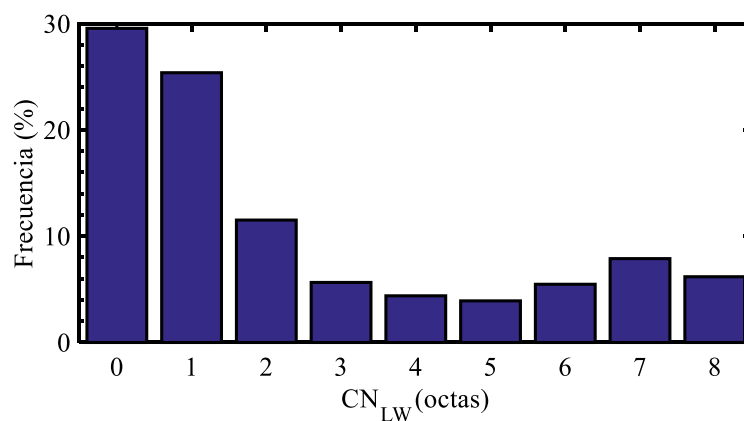


Figura 4.1: Histograma de CN_{LW} .

4. Propiedades de las nubes desde suelo

4.1.1.1. Comparación con la cobertura nubosa medida por un observador

CN_{LW} se compara con las observaciones realizadas desde el aeropuerto de Manises. La comparación se realiza con los datos obtenidos desde enero de 2011 hasta junio de 2016, utilizando los tres datos diarios registrados por el observador, con lo que se dispone de 5283 casos para el análisis. Además, como el observador distingue entre nubes bajas y cobertura total, se realizan dos comparaciones distintas, una para cada tipo.

Figura 4.2 (izquierda) se muestra el histograma que representa las diferencias entre CN_{LW} y $CN_{Obs\ bajas}$, expresadas en porcentaje. En un 35 % de los casos existe coincidencia entre los dos métodos, es decir, la cobertura que proporcionan es exactamente la misma. Se encuentra una diferencia de ± 1 octas, que es el error en la determinación de la cobertura en ambos métodos, en un 36 % de los casos, lo que implica que en un 71 % de las horas sinópticas analizadas la diferencia entre CN_{LW} y $CN_{Obs\ bajas}$ no supera 1 octa. Por último, en un 81 % de los casos la diferencia máxima es de ± 2 octas. Por tanto, existe un 20 % de casos en los que los dos métodos discrepan en ± 3 octas o más. Además, se puede ver claramente en el histograma que está desplazado a la derecha, llegando incluso a extremos en el que CN_{LW} contabiliza 8 octas mientras que el observador considera que el cielo está completamente libre de nubes bajas. En este caso, estas diferencias son debidas al hecho de que se están considerando solamente las observaciones de nubes bajas.

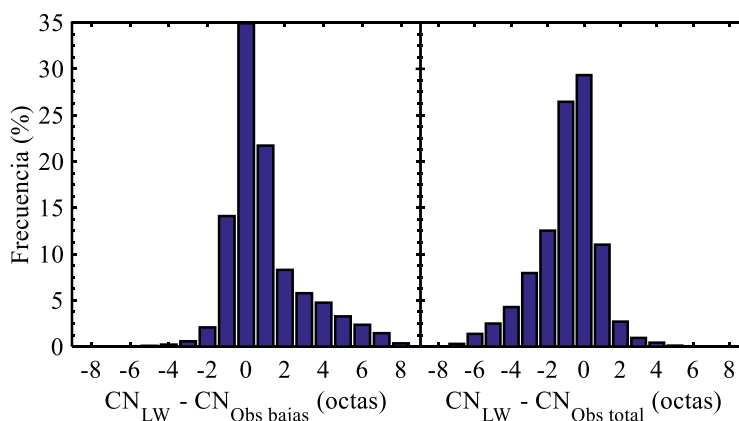


Figura 4.2: Diferencias entre CN_{LW} y $CN_{Obs\ bajas}$ (izquierda) y CN_{LW} y $CN_{Obs\ total}$ (derecha).

4. Propiedades de las nubes desde suelo

Para analizar los resultados de la comparación con mayor detalle, se presenta una tabla de contingencia (Tabla 4.1). La Tabla 4.1 representa la distribución de CN_{LW} para cada valor de $CN_{Obs\ bajas}$. Por ejemplo, el valor 34.8% indica el número de casos en los que $CN_{LW} = 1$ octas dentro de los casos con $CN_{Obs\ bajas} = 0$ octas, de forma que la suma de cada columna es igual al 100% y es independiente del resto de columnas. En la diagonal de la tabla aparece el número coincidencias entre los dos procedimientos.

Tabla 4.1: Tabla de contingencia de CN_{LW} y $CN_{Obs\ bajas}$.

		$CN_{Obs\ bajas}$ (octas)								
		0	1	2	3	4	5	6	7	8
CN_{LW} (octas)	0	45.9	25.5	6.1	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	1	34.8	39.0	25.9	7.8	4.0	2.7	0.6	0.0	0.0
	2	6.6	13.6	15.3	15.6	10.4	6.1	2.5	2.5	0.0
	3	3.1	5.2	12.4	16.3	12.8	6.8	4.4	2.5	0.0
	4	3.2	4.1	9.0	13.7	10.0	6.8	5.0	1.2	0.0
	5	2.6	4.5	6.7	6.3	4.8	2.0	3.8	1.2	0.0
	6	1.2	2.3	7.6	15.9	22.8	24.3	19.4	14.1	4.1
	7	1.4	2.9	9.0	13.7	24.0	31.8	35.0	44.2	20.3
	8	1.0	3.0	8.0	9.6	11.2	19.6	29.4	34.4	75.7

Los casos extremos, es decir, los correspondientes a 0, 1, 7 y 8 octas, son los que mejor consigue identificar CN_{LW} (Tabla 4.1). En especial, el caso de 8 octas, donde en un 76 % de los casos en los que el observador considera que el cielo está completamente cubierto, también lo hace CN_{LW} . Sin embargo, en ninguno de los casos intermedios, con cielos parcialmente cubiertos, se supera el 20 % de coincidencia. Las discrepancias entre las dos bases de datos en estos casos están ligadas, en gran medida, a los intervalos fijados en la variación de la radiación de onda larga y en el CFI definidos por el método utilizado (Tabla 3.3). El inconveniente que presenta la modificación de estos intervalos es que, si se intentan ajustar para mejorar un determinado valor de cobertura, se perjudica a otro valor. Los intervalos seleccionados por los autores Dürr y Philipona (2004) son aquellos que optimizan los resultados obtenidos y, por tanto, no es conveniente realizar cambios en ellos. Por otro lado, la sobrestimación de CN_{LW} con respecto a $CN_{Obs\ bajas}$ se debe a que CN_{LW}

4. Propiedades de las nubes desde suelo

no discrimina la altura de las nubes, ya que identifica nubes más allá de lo que el observador considera nubes bajas, es decir, por encima de los 2km de altura dada la variación que provocan en la radiación LW. Esta afirmación es coherente con la información ofrecida en la Tabla 4.1, ya que cuando el observador determina que, por ejemplo, el cielo está completamente despejado, en un 20 % de los casos CN_{LW} detecta 2 o más octas de cobertura. Con todo esto, se concluye que CN_{LW} identifica nubes bajas y medias. Posteriormente, se analizará la sensibilidad de CN_{LW} con la altura.

Con respecto a la cobertura total, la semejanza entre los resultados es menor que en el caso anterior. Esto es consecuencia de una de las limitaciones de CN_{LW} , la imposibilidad de identificar nubes altas, por encima de 6 km de altura (Tabla 1.1), debido a la baja temperatura de estas (Dürr and Philipona, 2004).

Al comparar entre las dos bases de datos se obtiene casi un 30 % de coincidencia total (Figura 4.2, derecha). En un 37 % de los casos la diferencia es de ± 1 octa y en un 15 % de ± 2 octas. Finalmente, en un 17 % de los instantes disponibles la discrepancia supera los ± 2 octas. Se observa que CN_{LW} subestima los valores de la cobertura considerada por el observador. La explicación de esta subestimación radica, como se ha indicado anteriormente, en que CN_{LW} no consigue identificar nubes altas (Dürr and Philipona, 2004) mientras que el observador sí lo hace.

Tabla 4.2: Tabla de contingencia de CN_{LW} y $CN_{Obs\ total}$.

		$CN_{Obs\ total}$ (octas)								
		0	1	2	3	4	5	6	7	8
CN_{LW} (octas)	0	65.5	51.1	27.2	15.8	9.3	5.2	3.9	1.3	0.6
	1	33.6	42.1	50.5	35.0	27.1	19.5	12.9	6.7	2.0
	2	0.7	5.0	12.5	20.4	22.0	21.6	14.0	5.7	1.5
	3	0.2	1.0	4.7	12.7	14.7	13.7	12.7	4.9	1.5
	4	0.0	0.3	1.8	7.9	11.2	11.1	11.6	8.0	2.9
	5	0.0	0.2	1.1	3.4	3.5	6.4	8.2	10.9	7.6
	6	0.0	0.3	1.6	3.2	7.9	12.5	16.4	13.6	4.4
	7	0.0	0.0	0.3	1.4	3.5	8.2	13.8	29.3	26.3
	8	0.0	0.0	0.3	0.2	0.7	1.7	6.5	19.6	53.2

Al igual que ocurría en el caso de las nubes bajas, en la cobertura total también existe mayor similitud en los casos extremos (0, 1, 7 y 8 octas) (Tabla 4.2). Cuando el cielo está casi o completamente cubierto (7 y 8 octas), el porcentaje de coincidencia es inferior al que se consigue con las nubes bajas. En cambio, para cielos casi o completamente despejados (0 y 1 octas) este porcentaje es mayor. La razón es que, ahora, el observador sí incluye las nubes intermedias además de las altas. Así, cuando el observador estima que el cielo está despejado, es porque lo está por completo, sin posibilidad de que haya ningún tipo de nube.

4.1.1.2. Comparación con la cobertura nubosa medida por una cámara de nubes

La cobertura con la cámara de nubes se determina entre las 8 y las 16 horas con una resolución temporal de 5 minutos. El conjunto de datos abarca desde enero de 2011 a junio de 2015. Durante este período se tienen 39202 datos de CN_{SONA} que se comparan con CN_{LW} , muchos más que en la comparación con las observaciones humanas, que solamente se realizan tres al día. Hay que tener en cuenta que las nubes altas no han sido consideradas por CN_{LW} ni CN_{SONA} , de forma que la coincidencia entre ambos es mayor que en la comparación entre CN_{LW} y $CN_{Obs\ total}$.

Como se muestra en la Figura 4.3, en un 43 % de los casos analizados CN_{LW} y CN_{SONA} presentan el mismo valor de cobertura. En un 47 % de los casos, la diferencia entre ambos métodos es de ± 1 octas, lo que supone un 90 % de diferencias inferiores a 2 octas. A la vista de estos resultados, podemos decir que CN_{LW} logra reproducir la cobertura determinada por la cámara de nubes con gran precisión.

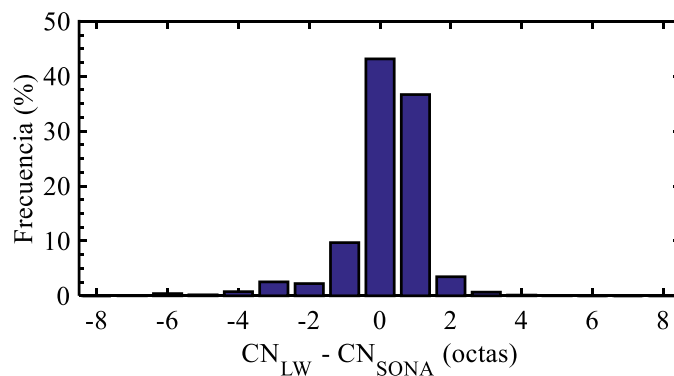


Figura 4.3: Diferencias entre CN_{LW} y CN_{SONA} .

4. Propiedades de las nubes desde suelo

Tabla 4.3: Tabla de contingencia de CN_{LW} y CN_{SONA} .

		CN_{SONA} (octas)								
		0	1	2	3	4	5	6	7	8
CN_{LW} (octas)	0	45.0	1.4	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	1	52.1	26.2	7.8	2.7	0.6	0.0	0.0	0.1	0.2
	2	2.6	46.0	33.3	17.2	5.6	2.2	0.4	0.5	1.8
	3	0.2	20.1	39.9	39.2	25.0	9.8	2.8	1.8	0.7
	4	0.0	4.9	14.2	25.6	38.7	26.4	12.7	3.7	3.2
	5	0.0	0.3	1.0	2.7	4.2	9.8	10.1	7.1	10.7
	6	0.0	1.0	3.3	11.6	22.9	40.5	47.6	35.9	6.9
	7	0.0	0.1	0.4	0.9	3.1	10.9	25.1	46.9	31.7
	8	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.3	1.3	4.0	44.8

CN_{LW} y CN_{SONA} presentan más similitud en los cielos parcialmente cubiertos que la de las series de CN_{LW} y las medidas del observador (Tabla 4.3). Sin embargo, el rango con más coincidencias sigue siendo en el de cielos casi o completamente cubiertos. Curiosamente no ocurre lo mismo cuando la cobertura es de 1 octas, donde no se supera el 30 % de coincidencia entre ambos métodos. CN_{LW} identifica con 2 o 3 octas una cantidad importante de casos en los que la cámara considera que sólo hay 1 octa. Como se ha comentado anteriormente, estas diferencias se deben en gran medida a los intervalos establecidos para la variación de la radiación de onda larga (Tabla 3.3).

Los procedimientos para calcular la cobertura nubosa a partir de medidas de radiación basan parte de su metodología en la variabilidad de la radiación (Duchon and O'Malley, 1999; Long and Ackerman, 2000; Long et al., 2006). El intervalo de tiempo utilizado para el cálculo de esta variabilidad es un factor de gran importancia, ya que de él depende el valor de cobertura que toma el momento de estudio. Dürr y Philipona (2004) consideran la radiación una hora antes del instante de estudio, ya que su objetivo es obtener la cobertura nubosa casi en tiempo real. En otros procedimientos, en los que la cobertura se calcula con posterioridad a la toma de medidas se utilizan periodos de tiempo inferior a una hora y centrados en el instante de estudio. Por esta razón, se investiga cómo afecta la elección de este intervalo a la cobertura obtenida con medidas de radiación LW. Se compara la cobertura obtenida en cada caso con la de la cámara de nubes. No se utilizan las medidas obtenidas por

4. Propiedades de las nubes desde suelo

el observador debido a que, tanto cuando se consideran nubes bajas como cuando se considera la cobertura total, los dos métodos no identifican exactamente lo mismo, como se ha puesto de manifiesto en las comparaciones hechas anteriormente. En la Tabla 4.4 se presentan las comparaciones realizadas para los intervalos temporales seleccionados: 20 y 30 minutos antes del instante de estudio y 20 y 30 minutos centrados en el instante de estudio. Se incluyen también los valores de la comparación inicial (60 minutos antes).

Tabla 4.4: Comparación en función del intervalo temporal utilizado para el cálculo de CN_{LW} .

Intervalo temporal	$CN_{LW} - CN_{SONA}$		
	0 octas	± 1 octas	± 2 octas
60 min antes	43 %	90 %	95 %
30 min antes	60 %	91 %	95 %
20 min antes	68 %	91 %	95 %
30 min centrado	62 %	92 %	95 %
20 min centrado	67 %	91 %	95 %

En todos los casos se observa que la reducción del periodo temporal mejora los resultados de las comparaciones. En concreto, el número de coincidencias entre CN_{LW} y CN_{SONA} aumenta considerablemente cuando se calcula la variabilidad 20 minutos antes: de un 42 % a un 68 %. Este cambio no es significativo cuando se amplía el intervalo a una diferencia de ± 1 o ± 2 octas, ya que en todos los periodos analizados ronda el 91 % y 95%, respectivamente. Los mejores resultados se dan en los periodos de 20 minutos. Por tanto, a partir de ahora se trabaja con el de 20 minutos centrados que además es el intervalo que utilizan otros autores (Duchon and O'Malley, 1999; Long and Ackerman, 2000).

4.1.1.3. Comparación con la cobertura nubosa medida por un ceilómetro

El ceilómetro proporciona la cobertura total y, además, es capaz de obtener la distribución vertical con una resolución de 1 km entre 0 y 15 km, en diferentes alturas de la atmósfera, tanto de día como de noche. En total se dispone de 272244 datos, ya que tanto CN_{LW} como CN_{CL} se obtienen también por la noche, al contrario que CN_{Obs} y CN_{SONA} . En primer lugar, se realiza una comparación directa entre CN_{LW} y la cobertura total del ceilómetro (CN_{CL}), de la misma forma que se ha hecho con los

4. Propiedades de las nubes desde suelo

métodos anteriores. Ya que el ceilómetro utiliza información recogida durante los 30 minutos anteriores al instante de estudio, se calcula también el promedio de CN_{LW} a partir de los 30 minutos anteriores al momento considerado. La cobertura determinada por ambos métodos es la misma en un 46% de los casos analizados. En un 66 y 75 % la diferencia es igual o inferior a 1 y 2 octas, respectivamente. En la Figura 4.4 se observa que, en general, CN_{CL} es mayor que CN_{LW} . Al igual que en otros análisis anteriores, estas diferencias se deben a que las nubes a partir de cierta altura no son detectadas por el pirgeómetro pero sí por el ceilómetro.

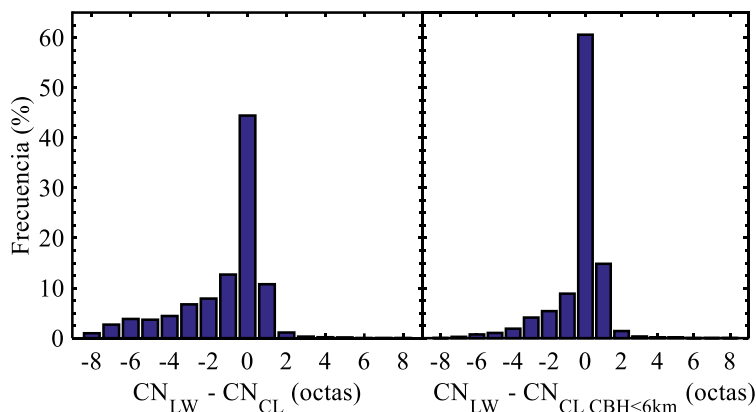


Figura 4.4: Diferencias entre CN_{LW} y CN_{CL} (izquierda) y CN_{LW} y CN_{CL} en casos en los que la altura de la base de las nubes (CBH) no supera los 6 km de altura (derecha).

En la Tabla 4.5 se observa el gran acuerdo que existe entre CN_{LW} y CN_{CL} para cielos despejados, superando el 88 % de coincidencia. Solamente en un 1 % de los casos CN_{LW} proporciona una cobertura mayor de 1 octa cuando el ceilómetro identifica cielo claro. En cuanto a situaciones de cielo completamente cubierto, el número de coincidencias supera ligeramente el 50 %. En el 50 % restante CN_{LW} considera que el cielo está parcialmente cubierto o incluso despejado. Como en apartados anteriores, los casos en los que menos similitudes se encuentran son los de cobertura parcial y únicamente se supera el 25 % de coincidencia en el caso de $CN = 1$ octa.

4. Propiedades de las nubes desde suelo

Tabla 4.5: Tabla de contingencia de CN_{LW} y CN_{CL} .

		CEILÓMETRO (octas)								
		0	1	2	3	4	5	6	7	8
CN_{LW} (octas)	0	88.7	66.2	55.2	47.6	40.1	30.6	22.3	9.6	8.1
	1	10.3	27.1	27.5	26.1	24.8	23.4	20.1	13.9	9.4
	2	0.4	4.3	11.1	14.6	14.7	14.5	12.9	9.1	4.9
	3	0.1	1.0	3.7	7.2	10.8	13.2	12.3	8.0	2.8
	4	0.1	0.6	1.1	2.8	5.9	9.9	11.6	9.7	3.2
	5	0.2	0.7	1.3	1.4	2.9	6.1	10.7	13.1	10.3
	6	0.0	0.0	0.1	0.2	0.7	1.6	4.8	10.4	3.7
	7	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.5	2.2	13.6	7.3
	8	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.3	3.1	12.7	50.3

Se ha comentado en varias ocasiones la dificultad que supone identificar nubes altas con medidas de radiación LW, pero se desconoce a partir de que altura se presenta esta limitación. Gracias a las medidas que realiza el ceilómetro de cobertura nubosa para distintas alturas, es posible determinar aproximadamente la altura (CBH) a partir de la cual el pirgeómetro tiene problemas para identificar nubes. Con este objetivo, se ha realizado un análisis de las similitudes en la cobertura nubosa por alturas. Para una determinada altura, se identifican los casos en los que CN_{CL} toma el valor de 0 octas por debajo de dicha altura, mayor de 1 octa en la altura considerada y toma cualquier valor en las capas superiores a dicha altura. Una vez hecha esta identificación, se compara CN_{LW} con CN_{CL} . De esta manera, se tiene en cuenta tanto la cobertura de la capa considerada, como la de las capas superiores. En la Figura 4.5 se presenta el número de coincidencias entre las dos bases de datos en función de la altura. Se alcanza un máximo de coincidencia entre ambas, superior al 50 %, en la capa comprendida entre 1 y 2 km. En las siguientes capas, el número de coincidencias va disminuyendo hasta que en el intervalo entre 6 y 7 km es prácticamente 0 %. A partir de aquí, CN_{LW} no es capaz de identificar nubes debido a que no producen un efecto en la radiación LW que el pirgeómetro detecte.

A continuación, se realiza de nuevo la comparación entre CN_{LW} y CN_{CL} considerando solamente los casos en los que la altura de las nubes no supera los 6 km. Así, es posible verificar las conclusiones obtenidas de la Figura 4.4 (derecha).

4. Propiedades de las nubes desde suelo

CN_{LW} y CN_{CL} proporcionan el mismo valor de cobertura en el 65 % de los casos con altura por debajo de los 6 km. Aproximadamente, en un 18 % la diferencia es de 1 octa y en un 7 % de 2 octas. Con esto, queda un 10 % de casos en los que la diferencia es de 3 octas o más.

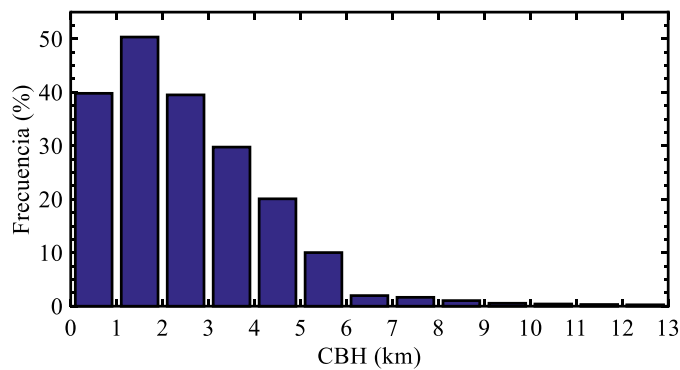


Figura 4.5: N° de coincidencias en porcentaje entre CN_{LW} y CN_{CL} en función de la altura de la base (CBH).

En la Tabla 4.6 se muestra como el porcentaje de coincidencias aumenta en todos los casos, respecto a la Tabla 4.5. En particular, los valores de 1, 2 y 8 octas son los que crecen de forma más considerable, alcanzando casi un 70 % en el caso de 8 octas.

Tabla 4.6: Tabla de contingencia de CN_{LW} y CN_{CL} en casos en los que la base de las nubes no supera los 6 km de altura.

		CN_{CL} (octas)								
		0	1	2	3	4	5	6	7	8
CN_{LW} (octas)	0	88.7	34.8	14.6	9.1	5.7	3.8	2.3	0.7	0.2
	1	10.3	51.8	46.8	34.0	24.2	18.0	9.6	3.6	1.2
	2	0.4	9.7	25.4	31.4	26.8	20.7	13.4	4.7	1.3
	3	0.1	1.7	8.5	16.4	23.3	23.0	17.9	6.7	1.4
	4	0.1	0.8	2.4	6.3	12.8	18.8	19.4	10.7	2.2
	5	0.2	0.9	1.9	2.0	5.3	10.8	18.2	15.9	9.6
	6	0.0	0.1	0.3	0.5	1.5	3.3	9.1	14.8	4.4
	7	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	1.0	4.1	21.3	9.8
	8	0.1	0.1	0.0	0.3	0.2	0.5	5.9	21.7	69.9

Con todos estos resultados, se puede concluir que CN_{LW} identifica nubes bajas y medias (Tabla 1.1), pero no es sensible a las nubes por encima de 6 km de altura.

4.1.2. Piranómetro

En esta sección se analiza la cobertura nubosa obtenida a partir de medidas de radiación SW (CN_{SW}) del mismo modo que en el caso de las medidas del pirgeómetro. En este caso, la cobertura se obtiene solamente de día. En este caso, el máximo valor de cobertura que se tiene corresponde a 1 octa, en el 30 % de los casos, mientras que los cielos despejados representan un 20 % del total, aproximadamente (Figura 4.6). Por otro lado, los casos de cielo completamente cubierto suponen casi un 20 % del total, muchos más que los obtenidos con radiación LW.

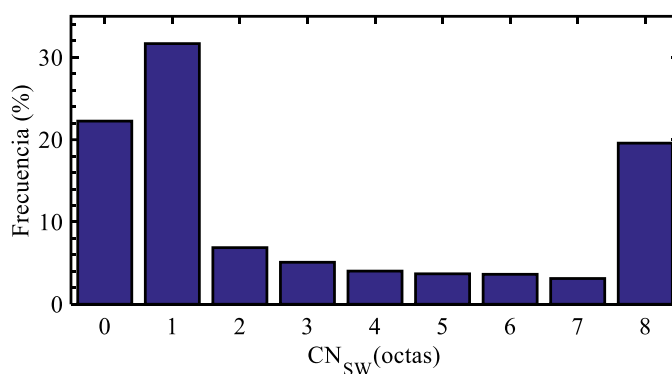


Figura 4.6: Histograma de CN_{SW} .

4.1.2.1. Comparación con la cobertura nubosa medida por un observador

Se utilizan medidas obtenidas entre los años 2011 y 2015, registradas en el aeropuerto de Manises, dando lugar a una muestra de 2561 datos. El número de datos disponibles es inferior al de la comparación de CN_{LW} debido a que CN_{SW} se obtiene cuando $\alpha > 10^\circ$ y la primera observación del día puede que se haya hecho antes.

4. Propiedades de las nubes desde suelo

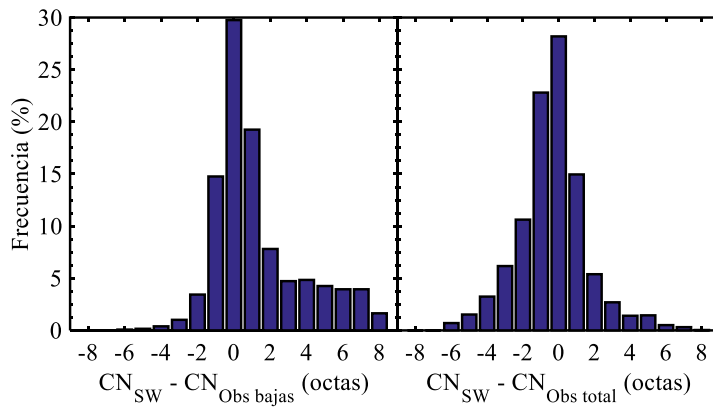


Figura 4.7: Histograma de las diferencias entre CN_{SW} y CN_{Obs} bajas (izquierda) y CN_{SW} y CN_{Obs} total (derecha).

La Figura 4.7 (izquierda) presenta las diferencias entre la cobertura nubosa determinada con el piranómetro (CN_{SW}) y la proporcionada por el observador (CN_{Obs} bajas). En este caso, existe coincidencia en el 30 % de los casos, mientras que hay una diferencia de 1 o 2 octas en un 34 % y 11 %, respectivamente. CN_{SW} muestra valores de cobertura mayores que CN_{Obs} bajas en un 20 % aproximadamente. Estas diferencias se deben a que CN_{SW} incluye nubes medias y altas, al contrario de lo que hace el observador, el cual se limita a nubes por debajo de los 2 km.

Tabla 4.7: Tabla de contingencia de CN_{SW} y CN_{Obs} bajas.

		CN_{Obs} bajas (octas)								
		0	1	2	3	4	5	6	7	8
CN_{SW} (octas)	0	36.9	26.8	11.1	4.1	0.0	1.3	0.0	0.0	0.0
	1	38.2	39.1	30.9	18.9	10.9	5.3	3.8	2.4	0.0
	2	7.1	8.2	9.9	8.8	10.9	4.0	5.1	0.0	0.0
	3	3.5	6.2	8.6	11.5	11.8	5.3	3.8	2.4	0.0
	4	4.0	2.8	4.3	6.1	6.7	4.0	5.1	1.2	0.0
	5	2.0	2.5	4.0	6.8	6.7	13.3	6.3	3.6	0.0
	6	1.2	3.8	4.3	4.1	5.0	2.7	5.1	4.8	0.0
	7	1.9	1.1	1.9	4.1	5.9	8.0	5.1	10.8	0.0
	8	5.2	9.6	25.0	35.8	42.0	56.0	65.8	74.7	100.0

La Figura 4.7 (izquierda) y la Tabla 4.7 muestran que, en ocasiones, $CN_{Obs\ bajas}$ es de 0 octas, aunque haya presencia de nubes altas que sí son detectadas por CN_{SW} . En el caso de $CN_{Obs\ bajas} = 1$ octa, hay más de un 26 % en el que CN_{SW} estima que el cielo está despejado, posiblemente debido a que las nubes presentes no provocan la suficiente influencia sobre la radiación como para poder identificarlas. En cielos completamente cubiertos CN_{SW} coincide con $CN_{Obs\ bajas}$ en un 100 % de los casos analizados.

A continuación, se exponen los resultados de la comparación de CN_{SW} con las observaciones de la cobertura total ($CN_{Obs\ total}$). La Figura 4.7 (derecha) representa el histograma de las diferencias entre ambas bases de datos. En este caso, las coincidencias no superan el 28 %, mientras que en un 54 % las discrepancias son iguales o inferiores a 2 octas. Aunque estos valores son similares a los obtenidos con $CN_{Obs\ bajas}$, en la Figura 4.7 (derecha) sí se observan variaciones en cuanto a la distribución de los datos. En la comparación con $CN_{Obs\ bajas}$, se muestra claramente como CN_{SW} proporciona valores superiores a las observaciones humanas. En cambio, cuando la comparación se realiza con la cobertura total, los datos están uniformemente distribuidos alrededor de 0 octas.

La Tabla 4.8 muestra que existe casi un 54% de coincidencia en cielos despejados, aunque existe un importante número de casos en los que el observador considera que el cielo está despejado pero el piranómetro identifica 1 octa. Estos casos son consecuencia del límite de 150 Wm^{-2} en la radiación difusa establecido en el test 2 del procedimiento (Long and Ackerman, 2000). Este valor se obtiene a partir de un análisis de cielos despejados, pero es posible que en ocasiones en las que la presencia de aerosoles es mayor, este límite se supere a pesar de la ausencia de nubes.

Aunque ahora no se alcanza el 100 % de coincidencia en los cielos completamente cubiertos, se obtiene un 87 %, que es un valor relativamente alto en comparación con los análisis anteriores. En cielos parcialmente cubiertos, las similitudes son mucho menores, superando difícilmente el 10 %, excepto en el caso de 1 octa.

4. Propiedades de las nubes desde suelo

Tabla 4.8: Tabla de contingencia de CN_{SW} y $CN_{Obs\ total}$.

		$CN_{Obs\ total}$ (octas)								
		0	1	2	3	4	5	6	7	8
CN_{SW} (octas)	0	53.5	45.2	23.3	12.7	4.3	3.1	0.9	0.0	0.0
	1	36.9	43.6	52.3	41.1	35.1	20.9	10.3	5.3	0.0
	2	4.9	5.5	8.7	10.6	16.5	14.1	11.6	2.8	0.6
	3	2.8	2.6	5.2	11.0	14.4	11.0	9.5	4.6	1.2
	4	0.9	1.0	3.2	4.7	7.4	6.7	10.8	4.9	0.6
	5	0.3	0.3	1.5	4.2	3.7	11.0	11.6	4.9	1.8
	6	0.3	0.5	1.2	2.1	4.3	5.5	7.3	9.1	4.1
	7	0.0	0.0	1.2	1.3	1.6	2.5	6.5	9.1	4.7
	8	0.3	1.3	3.5	12.3	12.8	25.2	31.5	59.3	87.0

4.1.2.2. Comparación con la cobertura nubosa medida por la cámara de nubes

Se hace uso de las medidas registradas en los años 2014 y 2015, ya que los años anteriores se utilizan en la determinación de una ecuación para la cobertura en cielos parcialmente cubiertos (Figura 3.2). En total se dispone de 39202 datos para realizar la comparación.

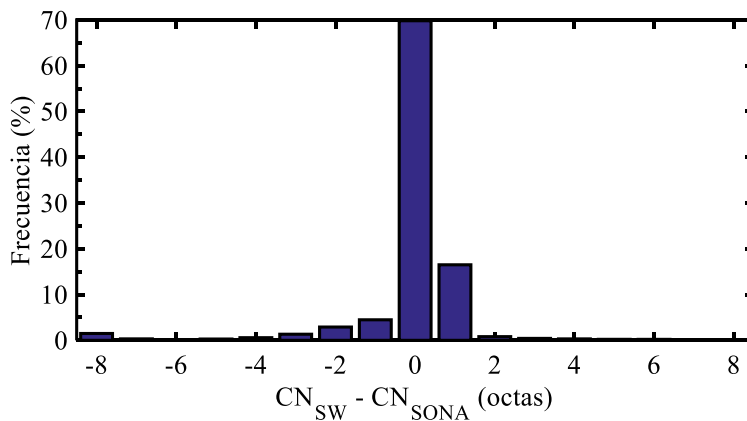


Figura 4.8: Histograma de las diferencias entre CN_{SW} y CN_{SONA} .

4. Propiedades de las nubes desde suelo

En este caso, existe un 70 % de casos en los que ambas técnicas presentan resultados idénticos (Figura 4.8). Este es el valor más alto de coincidencia que se ha obtenido en todo el análisis realizado entre los diferentes métodos. En un 21 % de los instantes disponibles la diferencia es de 1 octa, mientras que en un 4 % es de 2 octas. Por tanto, solamente se superan los 2 octas de diferencia en un 5 %, un porcentaje realmente bajo en comparación con los resultados de otras comparaciones. En la Tabla 4.9 se pueden ver también las similitudes que existen entre CN_{SW} y CN_{SONA} en cielos completamente despejados y cubiertos.

Tabla 4.9: Tabla de contingencia de CN_{SW} y CN_{SONA} .

		CN_{SONA} (octas)								
		0	1	2	3	4	5	6	7	8
CN_{SW} (octas)	0	76.5	24.6	21.8	17.2	16.0	12.3	9.5	9.7	6.0
	1	23.5	58.4	30.2	13.7	3.8	0.7	0.3	0.3	0.0
	2	0.0	10.0	26.7	23.5	13.5	7.8	3.0	1.0	0.1
	3	0.0	2.2	9.8	23.2	23.4	15.8	6.3	2.1	0.2
	4	0.0	0.4	2.4	8.4	16.2	19.6	14.1	5.3	0.6
	5	0.0	0.2	1.2	3.1	6.5	14.4	16.0	8.9	2.0
	6	0.0	0.0	0.5	0.8	3.8	5.2	12.0	12.3	4.0
	7	0.0	0.1	0.0	0.2	1.6	3.8	5.4	10.0	3.7
	8	0.0	4.0	7.4	9.8	15.2	20.3	33.4	50.3	83.3

4. Propiedades de las nubes desde suelo

4.1.2.3. Comparación con la cobertura nubosa medida por el ceilómetro

La comparación entre los valores de CN_{SW} y CN_{CL} se realiza a partir de medidas registradas entre los años 2013 y 2016, lo que supone un total de 126038 casos.

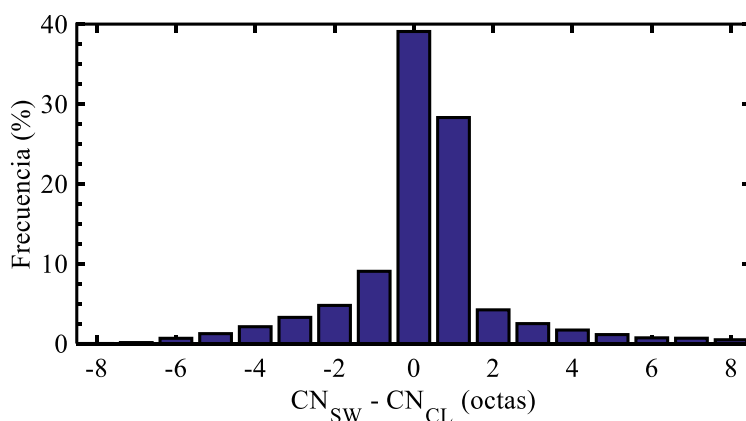


Figura 4.9: Histograma de las diferencias entre CN_{SW} y CN_{CL} .

En la Figura 4.9, se presenta el histograma de las diferencias entre las dos bases de datos. En un 39 % de los casos la cobertura proporcionada por ambas es la misma. Por otro lado, en un 27 % y un 9 % las diferencias son de 1 y 2 octas, respectivamente.

La Tabla 4.10 muestra una coincidencia que supera el 47 % para el caso de 0 octas, y en más del 43 % de los casos en los que el ceilómetro considera que el cielo está completamente despejado, el piranómetro proporciona 1 octa. Como se ha comentado anteriormente, esta discrepancia se debe al límite establecido en el test 2 y la presencia de aerosoles. El 80 % de cielos completamente cubiertos según el ceilómetro, reciben también un valor de $CN_{SW} = 8$ octas. Aunque en cielos parcialmente cubiertos la concordancia suele ser baja en todas las comparaciones realizadas, llama la atención el porcentaje tan bajo correspondiente a 7 octas. Por definición, 7 octas de cobertura representan un cielo completamente cubierto excepto por un pequeño claro de un tamaño inferior a 1 octavo. Si el área de cielo claro es tan pequeña puede resultar difícil de identificar a partir de su efecto en la radiación de onda corta. En cambio, el ceilómetro sí es capaz de reconocer estos huecos en la cobertura si pasa por la vertical, ya que las medidas se realizan verticalmente sobre un punto concreto del cielo. Por tanto, no es extraño que en el 50 % de los casos con $CN_{CL} = 7$ octas, CN_{SW} indique que el cielo está completamente cubierto.

Tabla 4.10: Tabla de contingencia de CN_{sw} y CN_{CL} .

		CN_{CL} (octas)								
		0	1	2	3	4	5	6	7	8
CN_{sw} (octas)	0	47.3	24.0	8.0	4.3	2.6	1.6	0.9	0.3	0.1
	1	43.4	45.8	40.6	32.7	25.7	17.8	12.2	3.8	0.7
	2	3.5	10.4	15.9	16.4	15.3	14.3	10.9	4.3	1.0
	3	1.9	5.8	11.0	13.1	14.6	13.1	11.0	6.0	1.4
	4	1.3	3.8	6.8	9.4	10.6	10.9	10.1	6.8	1.8
	5	0.8	3.0	4.7	6.2	7.8	9.4	10.7	8.9	3.5
	6	0.5	2.0	3.5	4.3	5.8	8.3	9.0	10.0	5.3
	7	0.3	1.3	2.5	2.8	4.4	5.1	7.2	9.4	5.7
	8	1.1	4.0	7.2	10.7	13.2	19.6	28.0	50.5	80.6

Se analiza también en este caso cómo varía el número de coincidencias entre CN_{sw} y CN_{CL} con la altura de la base de las nubes (Figura 4.10). En esta figura se observa como el número de coincidencias va disminuyendo a medida que la altura de las nubes crece, exceptuando el primer tramo de la curva, donde se produce un aumento desde el intervalo de 0-1km al de 1-2 km. La gran diferencia con el caso de onda larga es que CN_{sw} sí es capaz de identificar con más o menos precisión nubes con una altura superior a 6 km. Esto es consecuencia de la base de cada una de las técnicas: ambas se fundamentan en la variación de radiación pero en el caso de la radiación LW, su valor está directamente relacionado con la temperatura a la que se encuentran las nubes y, por tanto, a su altura. Si su temperatura es suficientemente baja como para que la radiación emitida no sea medida por el pirgeómetro, no es posible identificar la nubosidad.

4. Propiedades de las nubes desde suelo

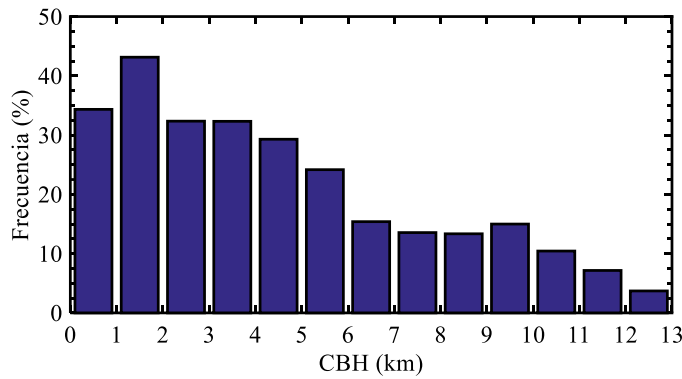


Figura 4.10: N° de coincidencias en porcentaje entre CN_{SW} y CN_{CL} en función de la altura de la base.

4.1.3. Comparación de CN_{LW} y CN_{sw}

En este apartado se realiza una comparación entre los dos métodos empleados para la determinación de la cobertura nubosa con medidas de radiación. Se utilizan datos diurnos obtenidos entre los años 2011 y 2016, dando lugar a un total de 128950 casos.

En la Figura 4.11 se representa el histograma de las diferencias entre CN_{SW} y CN_{LW} . Los dos métodos coinciden totalmente en un 40% de los casos analizados, mientras que en otro 40% la diferencia es de 1 octa y en un 10% de 2 octas. Además, se puede ver que CN_{SW} suele ser mayor que CN_{LW} , debido a la presencia de nubes altas.

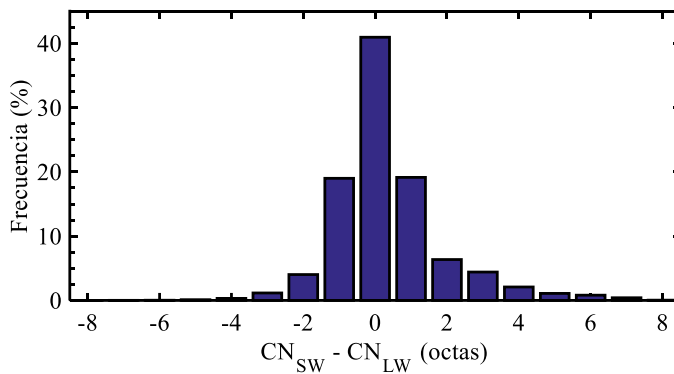


Figura 4.11: Histograma de las diferencias entre CN_{SW} y CN_{LW} .

4. Propiedades de las nubes desde suelo

La Tabla 4.11 muestra que en un 62 % de los casos en los que CN_{LW} considera que el cielo está despejado, también lo hace CN_{SW} . Mientras que en un 33 %, CN_{SW} considera que existe 1 octa de cobertura. Esta diferencia podría ser consecuencia de una concentración alta de aerosoles, los cuales producen un aumento de la radiación difusa y son identificados erróneamente como nubes por CN_{SW} , mientras que, en general, no producen ningún efecto notable en la radiación LW. Se observa también el caso contrario, es decir, CN_{LW} tiene un valor de 1 octa y CN_{SW} estima que el cielo está despejado. La variación en la radiación SW producida por ciertas nubes puede ser muy sutil, sobre todo si α tiene valores bajos, de forma que los test que se aplican a la radiación SW no las detectan (Long and Ackerman, 2000).

Por otro lado, se consigue una gran concordancia entre los dos métodos en la detección de cielos completamente cubiertos, más del 93 %.

Tabla 4.11: Tabla de contingencia de CN_{SW} y CN_{LW} .

		CN_{LW} (octas)								
		0	1	2	3	4	5	6	7	8
CN_{SW} (octas)	0	61.8	33.2	7.4	1.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0
	1	33.2	50.2	43.4	25.1	8.2	1.0	1.2	0.2	0.1
	2	2.7	6.8	15.9	16.5	10.3	2.4	3.0	0.4	0.1
	3	1.2	3.7	10.7	16.3	14.3	4.7	5.9	1.1	0.2
	4	0.5	2.4	6.7	12.7	13.9	7.2	8.3	2.1	0.4
	5	0.2	1.3	4.9	8.8	14.5	10.3	11.6	4.8	1.2
	6	0.1	0.7	3.2	5.5	11.0	14.7	14.1	7.2	2.2
	7	0.0	0.4	1.9	3.5	8.4	12.9	13.4	8.1	2.3
	8	0.2	1.3	5.8	10.4	19.2	46.6	42.5	76.0	93.5

Tabla 4.12: Resumen comparaciones de CN_{LW} y CN_{SW} .

	CN_{LW}	CN_{SW}
CN_{Obs} bajas	36 %	30 %
CN_{Obs} total	30 %	28 %
CN_{SONA}	43 %	70 %
CN_{CL-51}	46 %	38 %

4. Propiedades de las nubes desde suelo

En la Tabla 4.12 se presenta un resumen de todas las comparaciones realizadas. La coincidencia más alta se encuentra entre CN_{SW} y CN_{SONA} , aunque hay que recordar que la ecuación (3.15), utilizada para obtener CN_{SW} en cielos parcialmente cubiertos, se determina a partir de CN_{SONA} entre los años 2011 y 2013. Exceptuando este caso, CN_{LW} proporciona resultados más acordes con el resto de técnicas.

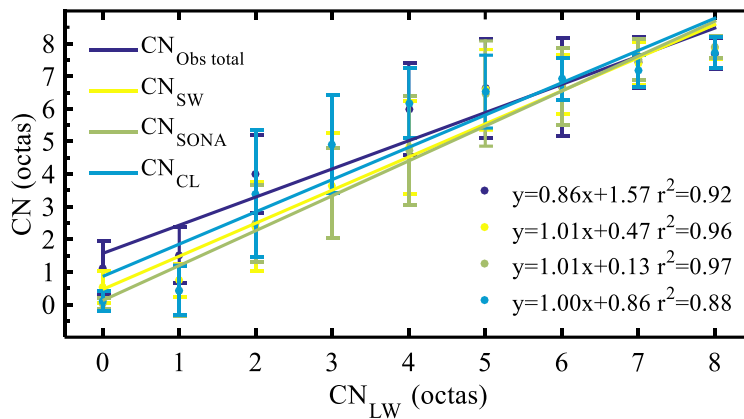


Figura 4.12: Comparación mediante un ajuste de CN_{LW} con el resto de técnicas utilizadas para obtener la cobertura nubosa.

En la Figura 4.12 se representan los promedios de $CN_{Obs\ total}$, CN_{SW} , CN_{SONA} y CN_{CL} para cada valor de CN_{LW} y la desviación estándar correspondiente, además de los ajustes a una recta obtenidos a partir de estos promedios. Se utilizan los datos de los años 2014 y 2015. Exceptuando el caso de $CN_{Obs\ total}$, en el que la pendiente es de 0.86, las comparaciones de CN_{LW} con las otras técnicas presentan unos resultados satisfactorios. En todos los casos la pendiente es cercana o igual a 1. Además, el coeficiente de determinación muestra la elevada correlación que existe entre las variables consideradas. También se observa que la desviación estándar en coberturas parciales es mayor que en 0 y 8 octas. Como se ha mencionado en el apartado 4.1.1.1 el desacuerdo entre CN_{LW} y $CN_{Obs\ total}$ se debe a la identificación de nubes altas.

4.2. Tipos de nubes

En esta sección se analizan los tipos de nubes obtenidos a partir del método propuesto por Duchon y O'Malley (1999) con medidas de radiación SW, registradas entre los años 2011 y 2016 cada minuto. Se dispone, por tanto, de una amplia muestra formada por 1087239 datos.

En la Figura 4.13 se presentan las frecuencias de cada tipo de nube o situación atmosférica obtenidas en la estación de medidas de Burjassot. La situación más abundante son los cielos claros, seguida por el grupo "Otros" en los que se incluyen otros tipos de nubes que no es posible identificar o situaciones indeterminadas. En cuanto a tipos de nubes, los resultados muestran que el caso más común es la presencia conjunta de cirrus y cumulus. Por separado, es más frecuente la existencia de cirrus. Los tipos o situaciones menos usuales son los stratus y la precipitación o niebla. AEMET proporciona, en la publicación "Guía resumida del clima en España" (2012) valores medios mensuales y anuales de distintas variables meteorológicas durante el período 1981-2010 (Tabla 4.13). A la vista de esta información, se comprueba que, efectivamente, el número de días con lluvia superior a 1mm o niebla son escasos ya que no superan el 14 % de los días del año.

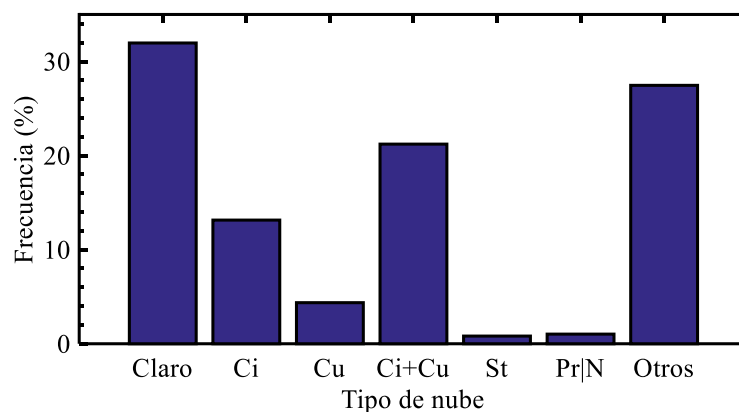


Figura 4.13: Histograma de los tipos de nubes y situaciones atmosféricas definidas por Duchon y O'Malley entre los años 2011 y 2016.

4. Propiedades de las nubes desde suelo

Tabla 4.13: Valores normales de temperatura (T), precipitación (R), humedad relativa (HR), días de lluvia (DR), de niebla (DF) y despejados (DD) en el aeropuerto de Manises (AEMET, 2012).

Mes	T	R	HR	DR	DF	DD
Enero	10.5	37	66	4	0.6	8.4
Febrero	11.4	34	65	3.8	1.3	6.6
Marzo	13.6	30	61	3.3	0.8	6.7
Abril	15.5	40	59	4.7	0.4	5.1
Mayo	18.7	38	60	4.5	0.3	5.4
Junio	22.7	18	59	2.6	0.2	9
Julio	25.5	12	61	1.1	0.1	13.3
Agosto	25.9	16	63	2	0.1	10
Septiembre	23	63	65	4.8	0.1	6.6
Octubre	19	72	67	4.7	0.4	5.1
Noviembre	14.2	51	67	4.1	0.1	6.1
Diciembre	11.2	48	67	4.4	0.6	7.8
Año	17.6	461	63	43.9	5.1	92.5

En la Tabla 4.14 se incluye información sobre CN_{SW} de cada tipo de nube. Los cirrus y los cumulus, por separado, no cubren nunca completamente el cielo. Al contrario, la cobertura media que presentan es relativamente baja. Al tratarse de nubes altas y con espesores ópticos bajos, su efecto en la radiación SW es leve, de forma que puede ser complicado identificarlos. Cuando hay cirrus y cumulus simultáneamente, la cobertura media es de 4 octas, aunque se encuentran valores desde 1 a 8 octas. Los stratus presentan coberturas altas, con un valor medio de 8, en un rango entre los 7 y 8 octas, coincidiendo con la descripción de Duchon y O'Malley (1999). En los casos con nubes con precipitación o niebla, la cobertura es siempre 8 octas. Ambas situaciones, precipitación y cielos completamente cubiertos, se caracterizan por una variabilidad de la radiación SW baja y una atenuación alta. Por tanto, el resultado obtenido es el esperado. Por último, la categoría "otros" contiene todas las situaciones que no es posible clasificar con otra de las categorías definidas. Presenta una cobertura desde 2 a 8 octas, con una media de 7 octas.

Tabla 4.14: Media, desviación estándar, mediana, máximo y mínimo de CN_{sw} en función del tipo de nube.

CN_{sw}	Media	Std	Mediana	Máx	Mín
Ci	1	0.3	1	2	1
Cu	2	1.5	2	6	1
Ci+Cu	4	2	4	8	1
St	8	0.07	8	8	7
Prec/Niebla	8	0	8	8	8
Otros	7	1.7	8	8	2

4.3. Espesor óptico

El espesor óptico de las nubes se calcula aplicando la ecuación (3.19) a los casos de cielo completamente cubierto registrados entre los años 2011 y 2016. Se obtienen un total de 179267 valores de espesor óptico que se analizan a continuación.

En la Figura 4.14 se presenta un histograma del espesor óptico de las nubes. Más del 85 % de los casos se encuentran en los dos primeros intervalos, con valores por debajo de 50. Los instantes con $COD > 100$ no representan más del 4 % de los datos analizados. Según la clasificación realizada por el ISCCP (Tabla 1.2), los resultados indican que las nubes más habituales son finas o de espesor intermedio, aunque también se identifican casos de nubes gruesas, con un $COD > 23$.

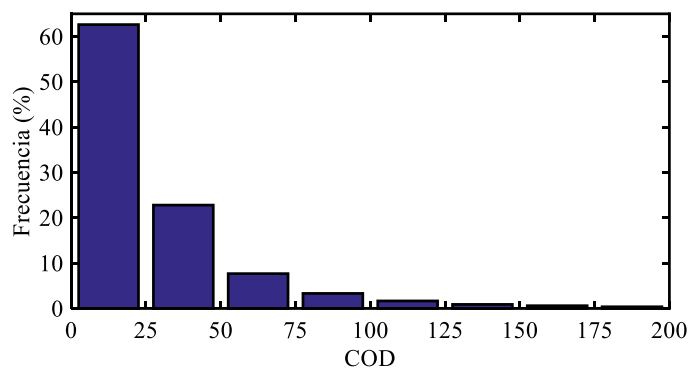


Figura 4.14: Histograma del espesor óptico calculado a partir de medidas de radiación SW.

4. Propiedades de las nubes desde suelo

En la Tabla 4.15 se analizan los resultados de forma más detallada. No se incluyen los casos en los que únicamente hay presentes cirrus o cumulus porque no se han identificado en estas categorías casos de cielos completamente cubiertos y, por tanto, no ha sido posible determinar el espesor óptico. Cuando cirrus y cumulus se presentan simultáneamente, el COD no supera en ningún caso el valor de 28, con un valor medio de 11 ± 6 . Con esto se concluye que el espesor de estas nubes es bajo o medio (Tabla 1.2). Los stratus presentan un valor medio de 25 ± 13 , con lo que según el ISCCP se clasifican como nubes gruesas, ya que su $COD > 23$ (Tabla 1.2). Cuando hay nubes de precipitación (nimbostratus, cumulonimbus y stratus), el COD es siempre mayor de 45, llegando a alcanzar un valor de 184. Los stratus se incluyen también en esta categoría ya que pueden producir precipitación. Los casos no identificados anteriormente poseen espesores en un rango más amplio, desde valores cercanos a 0 hasta 65, con un valor medio de 23 ± 14 . Conviene aclarar que los valores mínimos en las categorías Ci+Cu y otros no son estrictamente 0, si no que se trata de valores inferiores a 0.5 que se han aproximado a 0.

Tabla 4.15: Media, desviación estándar, mediana, máximo y mínimo del COD en función del tipo de nube (Duchon and O'Malley, 1999).

	Media	Std	Mediana	Máx	Mín
Ci+Cu	11	6	11	28	0
St	25	13	22	64	2
Prec/Niebla	111	31	106	184	45
Otros	23	14	19	65	0

4.4. Albedo

El albedo de las nubes (CAIb) se obtiene a partir de medidas de radiación SW aplicando la ecuación (3.25), dando lugar a 443895 datos correspondiente a los años comprendidos entre 2011 y 2016.

En la Figura 4.15 se muestra el histograma del CAIb calculado. Los valores cubren todo el rango desde 0 a 1, con el máximo entre 0.60 y 0.70, que representa un 18 % del total. Los casos con $CAIb < 0.40$ representan el 25 %. Por tanto, en el 75% de los casos, las nubes reflejan más del 50 % de la radiación SW que les llega.

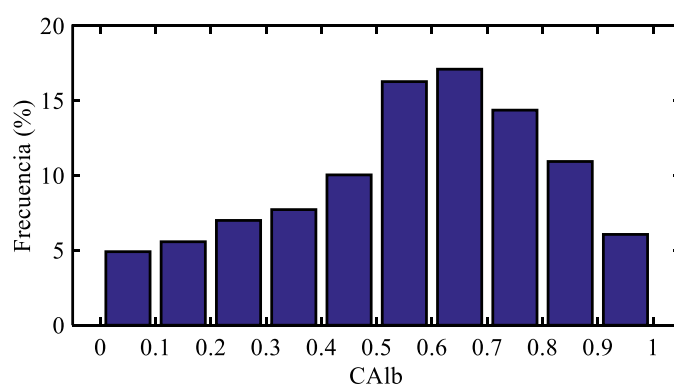


Figura 4.15: Histograma del albedo de las nubes calculado a partir de medidas de radiación SW.

Tabla 4.16: Media, desviación estándar, mediana, máximo y mínimo del CALb en función del tipo de nube.

	Media	Std	Mediana	Máx	Mín
Ci	0.42	0.25	0.39	0.95	0.00
Cu	0.28	0.23	0.23	0.84	0.00
Ci+Cu	0.47	0.23	0.50	0.96	0.00
St	0.72	0.08	0.72	0.90	0.55
Prec/Niebla	0.93	0.02	0.93	0.99	0.88
Otros	0.68	0.13	0.68	0.98	0.34

Los cirrus, en conjunto con los cumulus y en solitario, presentan un valor medio de CALb similar, alrededor de 0.45 (Tabla 4.16). En ambos casos, el rango en el que se puede encontrar CALb en este tipo de nubes es amplio, llegando hasta 0.96. Los cumulus en solitario presentan un valor medio más bajo, 0.28, y su máximo es 0.84. Estas categorías pertenecen a tipos de nubes con valores medios de cobertura y espesor óptico bajos (Tabla 4.14 y Tabla 4.15), por tanto, no es extraño que su albedo sea también más bajo que en otras categorías, indicando que provocan una menor reflexión de la radiación SW. Los stratus poseen un valor medio de 0.72, bastante más elevado que en los casos anteriores, encontrándose su mínimo en 0.55, con lo que prácticamente la mitad de la radiación que reciben se refleja. El CALb más extremo aparece en las nubes de precipitación. El valor medio en esta situación es de

4. Propiedades de las nubes desde suelo

0.93, con un máximo de 0.99, de forma que prácticamente toda la radiación que llega a la nube se refleja, y se transmite solamente un 1 %. En la categoría “Otros” se encuentran casos con un CALb intermedio, donde el valor medio es de 0.68, aunque su rango va desde 0.34 hasta 0.98. Los valores mínimos iguales a 0.00 son valores inferiores a 0.005 que se han aproximado a 0.00.

Para analizar la relación entre CALb y COD se realiza un ajuste exponencial. Los casos analizados corresponden a cielos completamente cubiertos, en los que se ha podido determinar COD. La función utilizada es una doble exponencial con cuatro coeficientes (4.1), los cuales se muestran en la Figura 4.16 junto con el ajuste obtenido.

$$y = a \exp(bx) + c \exp(dx) \quad (4.1)$$

Se observa en la Figura 4.16 cómo CALb aumenta con el COD, confirmando que cuanto mayor es el espesor óptico de una nube más radiación SW refleja (Twomey, 1977). El valor del coeficiente de determinación, 0.99, corrobora la alta correlación que existe entre las dos variables analizadas y que se puede deducir también de los resultados presentados en la Tabla 4.15 y la Tabla 4.16.

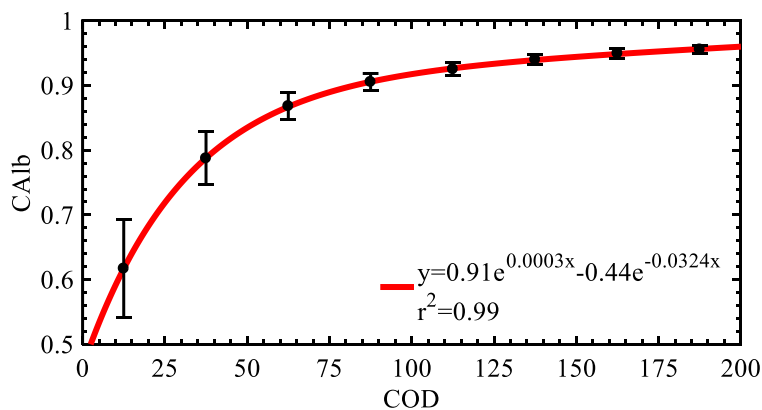


Figura 4.16: CALb en función del COD.

4.5.Efectos radiativos de las nubes

El efecto radiativo de las nubes se calcula aplicando las ecuaciones (3.23) y (3.28) a la radiación LW y SW, respectivamente. La Figura 4.17 muestra la distribución de los valores de CRE_{SW} , que se encuentran en un intervalo entre -700 y 200 Wm^{-2} . La distribución obtenida es muy similar a la distribución de CRE_{SW} producido por cúmulos en el trabajo de Berg et al. (2011). Más de un 40 % de los casos se encuentran en el intervalo entre -100 y 0 Wm^{-2} . También hay un porcentaje importante de casos en el intervalo entre 0 y 100 Wm^{-2} , los cuales corresponden a casos en los que se produce un realce de la radiación SW por parte de cielos parcialmente cubiertos. Casi el 75 % de los datos presentan un $CRE_{SW} < 0 \text{ Wm}^{-2}$, indicando que las nubes producen, en general, un efecto de enfriamiento con respecto a la radiación SW.

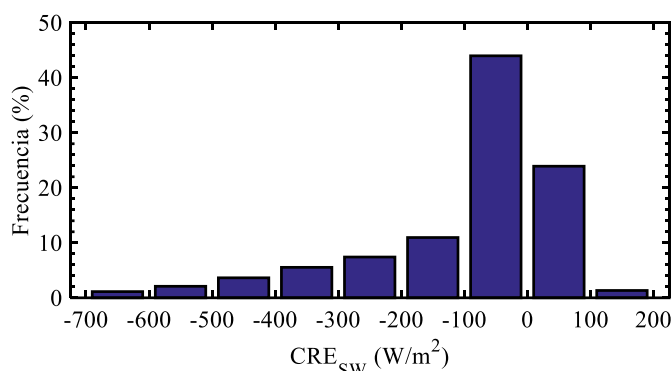


Figura 4.17: Histograma de CRE_{SW} .

En la Figura 4.18 se representa el histograma de CRE_{LW} . El intervalo de valores que toma CRE_{LW} va desde -20 a 80 Wm^{-2} , aunque un gran porcentaje de casos, más del 60 %, se encuentra entre los -10 y 10 Wm^{-2} . Si se compara con la distribución de Berg et al. (2011), el rango de valores en el que se extiende CRE_{LW} es prácticamente el mismo. Sin embargo, el máximo se encuentra en 30 Wm^{-2} , mientras que aquí se halla en 10 Wm^{-2} . La gran diferencia con CRE_{SW} es que CRE_{LW} es positivo en más del 70 % de los datos, además de tratarse de un efecto de menor intensidad. CRE_{LW} representa aproximadamente el 10 % de CRE_{SW} . Por tanto, el efecto de las nubes con respecto a la radiación LW es, generalmente, de calentamiento.

4. Propiedades de las nubes desde suelo

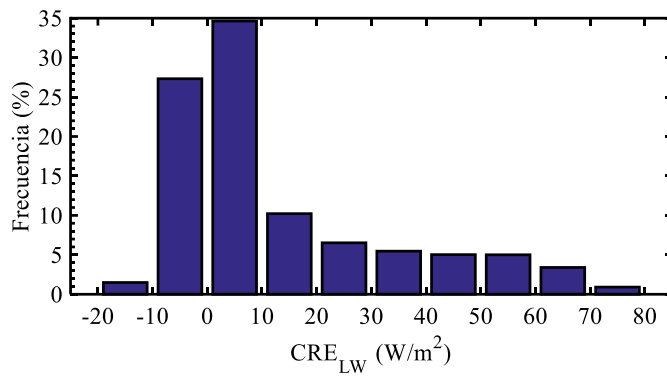


Figura 4.18: Histograma de CRE_{LW}.

Por último se analiza CRE_{NET}, determinado aplicando la ecuación (3.29). En la Figura 4.19 se muestra el histograma de esta magnitud. CRE_{NET} toma valores entre -600 y 200 Wm⁻², como se observa también en Aebi et al. (2017). Casi el 75 % de los datos presentan un efecto neto negativo. De modo que, habitualmente, las nubes reducen la cantidad de radiación neta que llega a la superficie terrestre, provocando un enfriamiento del sistema. Cuando el valor de CRE_{NET} es positivo, es consecuencia del realce que se produce sobre la radiación SW en cielos parcialmente cubiertos. En estas situaciones la cantidad de radiación que llega a la superficie aumenta y, por tanto, el efecto es de calentamiento.

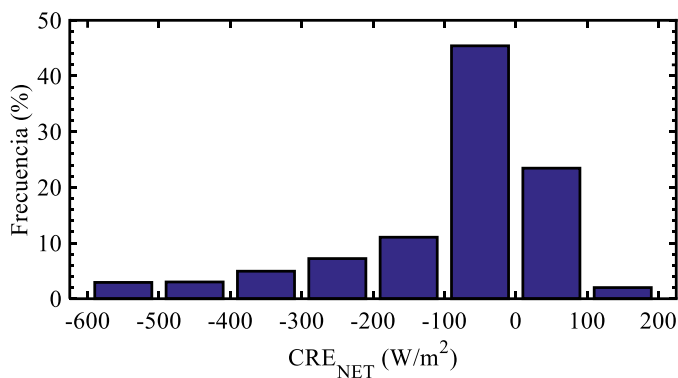


Figura 4.19: Histograma de CRE_{NET}.

4.5.1. En función de la cobertura nubosa

En esta sección se analiza la variación de los efectos radiativos de las nubes en función de la cobertura nubosa. En primer lugar, se considera CRE_{SW} . En la Figura 4.20 se representa el promedio de CRE_{SW} con su desviación estándar para cada valor de CN_{LW} y CN_{SW} . En ambos casos el mejor ajuste se obtiene con un polinomio de segundo grado (4.2).

$$y = ax^2 + bx + c \quad (4.2)$$

La tendencia de CRE_{SW} que se observa con CN_{LW} y CN_{SW} es la misma, aunque con ligeras diferencias. El valor absoluto de CRE_{SW} aumenta con la cobertura nubosa. Además, el CRE_{SW} depende, entre otros parámetros, de la altura solar (α). Al dividir los datos en intervalos de α , la desviación estándar en cada intervalo se reduce. La Figura 4.21 muestra los ajustes de CRE_{SW} con CN_{LW} y CN_{SW} obtenidos en tres intervalos de α . Las curvas resultantes de los ajustes indican que el aumento de CRE_{SW} con la cobertura es más pronunciado cuanto mayor es α , es decir, cuanta más radiación llega a la atmósfera.

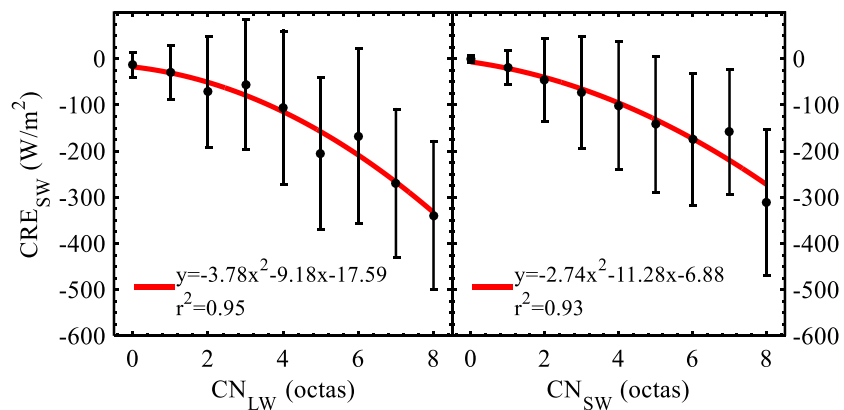


Figura 4.20: CRE_{SW} en función de CN_{LW} y CN_{SW} .

4. Propiedades de las nubes desde suelo

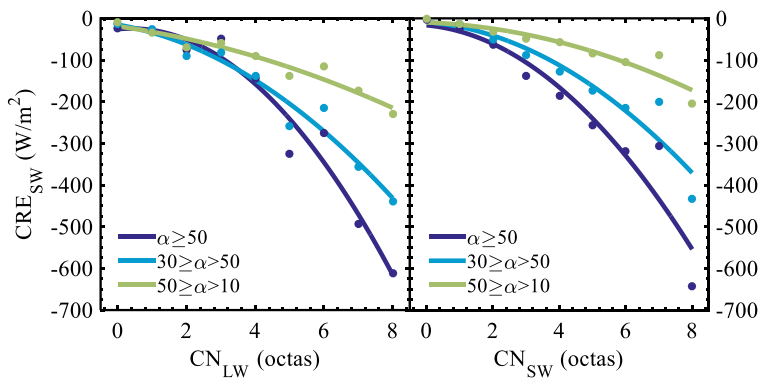


Figura 4.21: CRE_{SW} en función de CN_{LW} y CN_{SW} para distintos intervalos de α .

Con CRE_{LW} se sigue el mismo procedimiento que con CRE_{SW} . En este caso también se observa como CRE_{LW} se intensifica cuando la cobertura crece, aunque CRE_{LW} es positivo (Figura 4.22). A simple vista se observa cómo, ahora, la desviación estándar en los intervalos es menor que la desviación calculada en SW. El ajuste se ha realizado utilizando la ecuación (4.2). Para comprobar si α influye de algún modo en CRE_{LW} , se hace la división en los tres intervalos de α definidos anteriormente. Los resultados incluidos en la Figura 4.23 demuestran que no existe ninguna relación entre CRE_{LW} y α , aunque se observan unas ligeras diferencias entre los intervalos de α en el caso de CN_{SW} . Estas diferencias, al ser muy inferiores a la desviación estándar que poseen los datos, no son significativas.

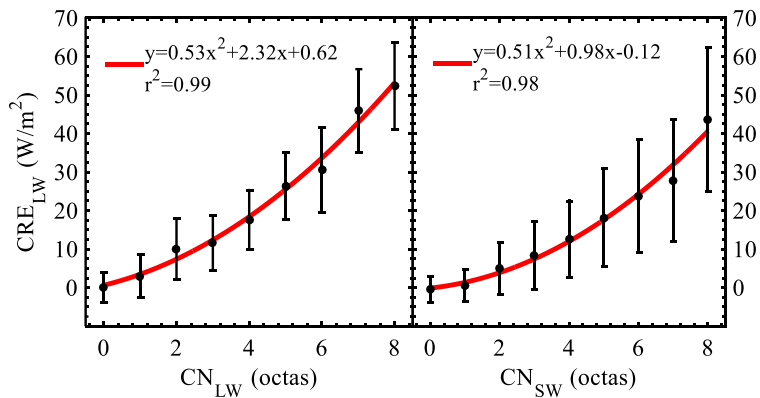


Figura 4.22: CRE_{LW} en función de CN_{LW} y CN_{SW} .

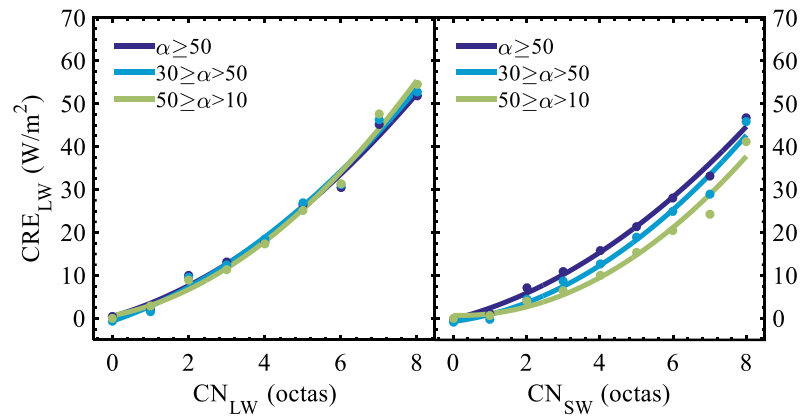


Figura 4.23: CRE_{LW} en función de CN_{LW} y CN_{SW} para distintos intervalos de α .

4.5.2. En función del tipo de nube

En la Tabla 4.17 se presentan la media, desviación estándar, mediana, máximo y mínimo del CRE_{SW} para cada tipo de nube. El CRE_{SW} más intenso se da con nubes de precipitación o niebla, aunque su valor tan extremo es causa de las nubes que producen precipitación como los nimbostratus y cumulonimbus, las cuales poseen espesores ópticos altos. Los stratus, también con espesores ópticos que pueden ser elevados, son los siguientes en tener efectos SW más intensos. La combinación de cirrus y cumulus y los casos con un tipo indeterminado, presentan valores más altos que los anteriores, indicando un efecto menos intenso al tratarse de valores negativos. Por otro lado, el valor medio del efecto SW de los cumulus resulta positivo. Esto significa que, en promedio, la radiación SW en cielo cubierto es mayor que en cielo despejado, lo cual solamente es posible a través del realce de la radiación SW en cielos parcialmente cubiertos (Berg et al., 2011; Inman et al., 2016; Aebi et al., 2017). Teniendo en cuenta que los cumulus no cubren completamente el cielo, es posible que produzcan este efecto.

4. Propiedades de las nubes desde suelo

Tabla 4.17: Media, desviación estándar, mediana, máximo y mínimo del CRE_{SW} en función del tipo de nube.

CRF_{SW}	Media	Std	Mediana	Máx	Mín
Ci	-19	26	-16	50	-90
Cu	31	66	39	230	-200
Ci+Cu	-120	140	-96	190	-480
St	-330	160	-320	-60	-710
Prec/Niebla	-470	210	-440	-100	-910
Otros	-220	180	-200	160	-650

La Tabla 4.18 contiene los resultados obtenidos del CRE_{LW} según el tipo de nube. El efecto medio de los cirrus es $0 \pm 4 \text{ Wm}^{-2}$. Al tratarse de nubes altas que se encuentran a T bajas, la emisión de radiación LW es también pequeña. Por tanto, su efecto en la superficie terrestre es, en promedio, nulo. En otros estudios, como el de Chen et al. (2000) y Aebi et al. (2017), el efecto LW a nivel global de los cirrus se encuentra dentro de nuestras barras de error, con un valor de 1.1 Wm^{-2} . Aunque no es nulo, es un valor bajo si se compara con los que presentan los demás tipos de nubes. Los cumulus en solitario y junto con los cirrus producen un efecto intermedio en la radiación LW en comparación con otras categorías, con unos valores medios de $8 \pm 9 \text{ Wm}^{-2}$ y $14 \pm 13 \text{ Wm}^{-2}$. En ambos casos su cobertura media es relativamente baja (Tabla 4.14), lo cual también influye en el efecto que provocan. Las de nubes de precipitación, nimbostratus y cumulonimbos, tienen su base en las capas bajas, aunque su cima puede alcanzar una altura considerable debido a su desarrollo vertical, especialmente los cumulonimbos. En consecuencia, su temperatura efectiva es alta, y también lo es su emisión de radiación LW. Su presencia hace que llegue a la superficie de la Tierra una cantidad de radiación LW superior a la que llega cuando el cielo está despejado. Por esta razón, es natural que su CRE_{LW} sea elevado, con un valor medio de $60 \pm 10 \text{ Wm}^{-2}$. El caso de los stratus es similar al de los nimbostratus y cumulonimbos, aunque su efecto medio es inferior. Concretamente se obtiene $51 \pm 14 \text{ Wm}^{-2}$.

Tabla 4.18: Media, desviación estándar, mediana, máximo y mínimo del CRE_{LW} en función del tipo de nube.

CRE_{LW}	Media	Std	Mediana	Máx	Mín
Ci	0	4	0	12	-10
Cu	8	9	7	33	-14
Ci+Cu	14	13	11	48	-17
St	51	14	53	83	14
Prec/Niebla	60	10	62	82	36
Otros	27	25	25	76	-22

Con respecto al CRE_{NET} , en todos los casos se obtiene un valor medio negativo, indicando un enfriamiento en la superficie como consecuencia de la presencia de nubes, excepto en la categoría Cu. Los cumulus tienen un CRE_{SW} positivo, producido por el realce de la radiación SW. Este valor sumado al CRE_{LW} , provoca que el efecto neto de los cumulus sea de calentamiento de la superficie.

Tabla 4.19: Media, desviación estándar, mediana, máximo y mínimo del CRE_{NET} en función del tipo de nube.

CRE_{NET}	Media	Std	Mediana	Máx	Mín
Ci	-18	27	-15	50	-90
Cu	40	68	35	240	-180
Ci+Cu	-110	130	83	200	-450
St	-290	150	-270	-12	-650
Prec/Niebla	-390	200	-370	-35	-820
Otros	-190	160	-170	160	-580

4.5.3. En función del espesor óptico

En la Figura 4.24 (superior) se representa CRE_{LW} en función de COD y el ajuste realizado entre ambas magnitudes utilizando una función potencial (4.3). En ella se observa como el CRE_{LW} aumenta con el espesor óptico hasta llegar a un COD de 75, aproximadamente, donde empieza a estabilizarse. En este punto la nube empieza a

4. Propiedades de las nubes desde suelo

emitir como un cuerpo negro y la sensibilidad de CRE_{LW} a COD es prácticamente nula (Shupe and Intrieri, 2004).

$$y = a x^b + c \quad (4.3)$$

A continuación, se realiza el mismo ajuste, pero utilizando CRE_{SW} . La Figura 4.24 (inferior) muestra el resultado obtenido, con un coeficiente de determinación de 0.93. Dada la dependencia de CRE_{SW} con α , se seleccionan los casos con $\alpha \geq 50^\circ$ para reducir la variabilidad que pueda introducir en los datos. Ahora no es necesario aplicar ninguna condición sobre la cobertura nubosa ya que el COD solamente se calcula en cielos completamente cubiertos. El CRE_{SW} aumenta (en valor absoluto) con COD. Para $COD > 50$ el ritmo de crecimiento (en valor absoluto) de CRE_{SW} disminuye (Shupe and Intrieri, 2004).

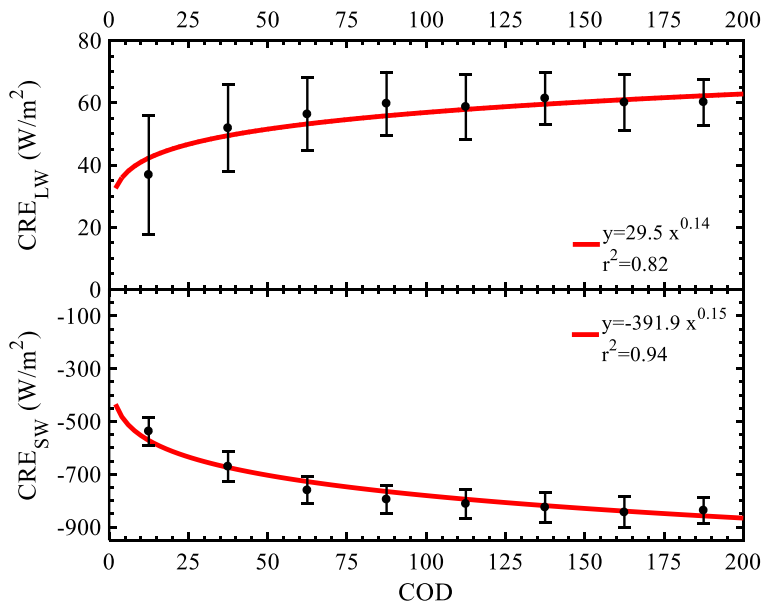


Figura 4.24: CRE_{LW} (superior) y CRE_{SW} (inferior) en función de COD con $\alpha \geq 50^\circ$.

4.5.4. En función del albedo

Para analizar cómo influye CALb en el efecto radiativo de las nubes, se calcula el promedio y desviación estándar de CRE_{LW} a intervalos de CALb de 0.1. Como en el apartado 4.5.3, se aplica una restricción sobre α , seleccionando solo los datos con $\alpha \geq 50^\circ$, y cielos completamente cubiertos. Después se realiza un ajuste lineal, utilizando la ecuación (4.4). La Figura 4.25 contiene los promedios, y su desviación estándar, y el resultado del ajuste.

$$y = a x \quad (4.4)$$

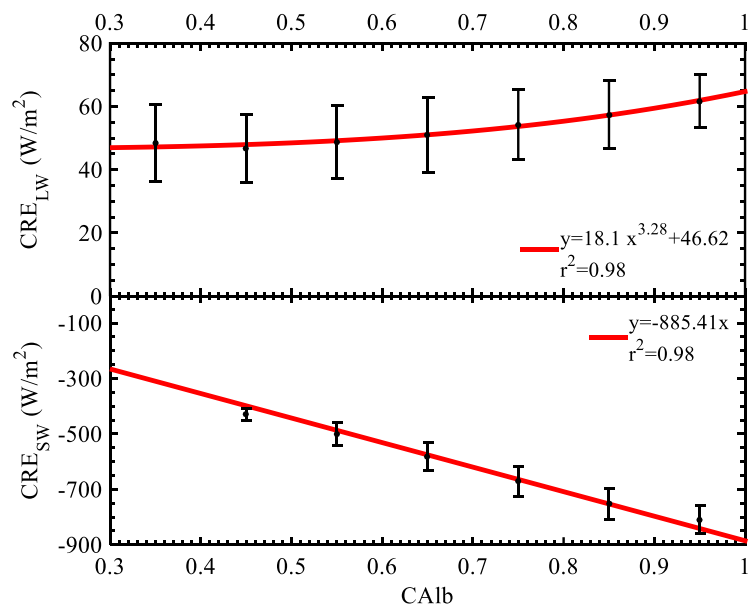


Figura 4.25: CRE_{LW} (superior) y CRE_{SW} (inferior) en función de CALb en cielos completamente cubiertos y con $\alpha \geq 50^\circ$.

La variación de CRE_{LW} con CALb es muy débil y, dada la desviación estándar que presentan los intervalos definidos, se concluye que no existe ninguna relación entre ambas magnitudes.

4. Propiedades de las nubes desde suelo

En el caso de CRE_{SW} , un aumento en $CAIb$ provoca que CRE_{SW} sea mayor, ya que su valor absoluto aumenta también. El hecho de que las nubes tengan un $CAIb$ alto, hace que reflejen mayor cantidad de radiación SW que les llega del Sol, impidiendo que ésta alcance la superficie terrestre.

4.5.5. En función de la altura

El ceilómetro proporciona la cobertura nubosa en determinados intervalos de altura. Para poder realizar correctamente un análisis de la altura sobre el efecto radiativo de la nube, es necesario que el CRE determinado a través de las medidas de radiación sea producido por las nubes cuya base se encuentre a la altura que se esté considerando. Por tanto, se seleccionan los casos en los que se tenga $CN = 8$ octas a una altura determinada y $CN = 0$ octas en alturas inferiores o superiores. Se consideran los datos con $\alpha \geq 50^\circ$. Solamente se obtienen casos en los que se cumplen las condiciones mencionadas hasta 7 km de altura. Se calcula una media de CRE_{SW} por cada intervalo de altura y se realiza un ajuste lineal, siguiendo la ecuación (4.5)

$$y = a x + b \quad (4.5)$$

La Figura 4.26 (inferior) muestra la variación de CRE_{SW} con la altura. No se observa ninguna relación entre CRE_{SW} y CBH .

El comportamiento de CRE_{LW} con CBH es diferente al de CRE_{SW} . La Figura 4.26 (superior) presenta el valor medio y la desviación estándar de CRE_{LW} en cada intervalo y el ajuste realizado, utilizando un polinomio de segundo grado (4.2). En este caso se observa claramente como CRE_{LW} disminuye al aumentar CBH , como consecuencia de la disminución en la emisión de radiación LW por las nubes más altas.

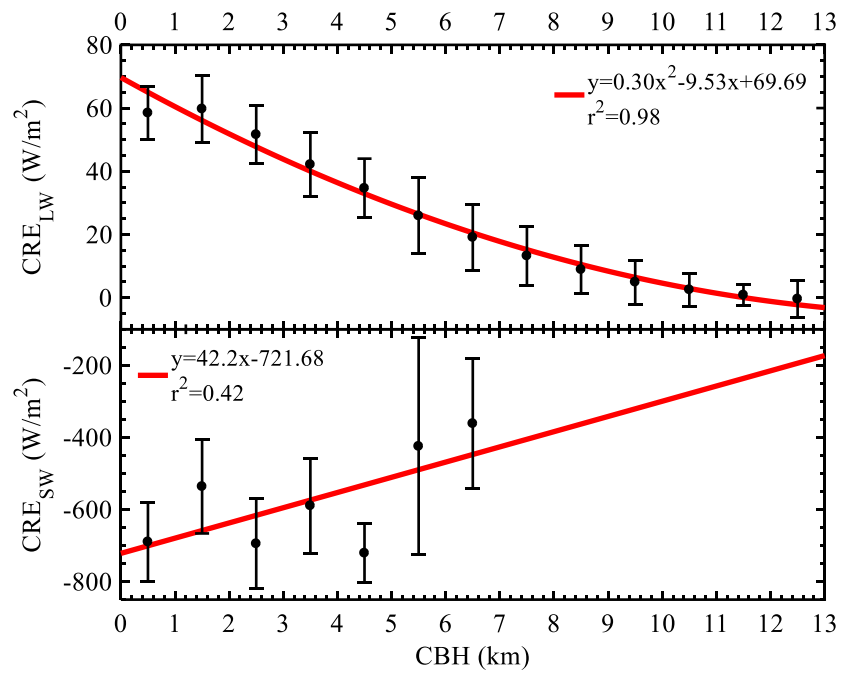


Figura 4.26: CRE_{LW} (superior) y CRE_{SW} (inferior) en función de CBH para casos con $CN_{CL}=8$ octas y $\alpha \geq 50^\circ$.

Capítulo 5

Comparación suelo - satélite

En primer lugar se analiza qué dimensiones deben tener la ventana espacial y la ventana temporal utilizadas para promediar los datos de satélite y de suelo para realizar la comparación. A continuación, se compara la radiación de onda larga y la radiación de onda corta en diferentes situaciones: con nubes, sin nubes y sin nubes ni aerosoles. Además, se analiza cómo influye la altura de la base de las nubes a la comparación entre suelo y satélite. Por último, se compara el espesor óptico y los efectos radiativos. Todas las comparaciones se hacen por separado para los datos CERES recogidos por Aqua y por Terra. Se incluye también la comparación de todos los datos en conjunto.

5. Comparación suelo – satélite

En esta parte del trabajo se realiza una comparación entre algunas de las magnitudes obtenidas desde suelo y las que proporciona el instrumento CERES (Wielicki et al., 1996): radiación, cobertura nubosa, espesor óptico y efectos de las nubes en superficie.

5.1. Ventana espacial y temporal

En primer lugar se analiza el efecto de la ventana temporal y espacial utilizada para promediar los datos de suelo y satélite, sobre la comparación entre ambos tipos de medidas. La ventana espacial se aplica a los datos de satélite. Así, se seleccionan los píxeles que se encuentran alrededor de la estación de medidas de Burjassot y dentro del área delimitada por la ventana. Por otro lado, con la ventana temporal se promedian los datos de suelo alrededor de la hora de paso de los satélites Terra y Aqua.

En la Figura 5.1 (izquierda) se representan el número de coincidencias entre CN obtenida con medidas de suelo y la que proporciona el instrumento CERES desde los satélites Aqua y Terra en función de la ventana espacial utilizada para promediar los datos de satélite. Se muestran los resultados obtenidos para las combinaciones entre datos de suelo y satélite (ΔCN): $CN_{SW}-CN_{Terra}$, $CN_{SW}-CN_{Aqua}$, $CN_{LW}-CN_{Terra}$ y $CN_{LW}-CN_{Aqua}$. Partiendo del tamaño de la huella de CERES, las ventanas espaciales utilizadas son de 20km x 20km, 30km x 30km, 40km x 40km y 50km x 50km. Para promediar los datos de suelo alrededor de la hora de paso del satélite se han utilizado también una serie de ventanas temporales, que se analizan más adelante. De momento, para los resultados que se presentan en la Figura 5.1 (izquierda), se utiliza una ventana de 60 minutos alrededor del paso de Aqua y Terra. Claramente se observa que, el mayor número de coincidencias en la cobertura nubosa se obtiene cuando la ventana espacial es de 20km x 20km. Esta ventana coincide con la resolución de CERES y es la ventana que más se ajusta a la zona donde se encuentra la estación de medidas de Burjassot. A medida que aumenta el tamaño de la ventana las similitudes entre suelo y satélite se reducen, ya que se incluyen píxeles más alejados de la estación.

5. Comparación suelo - satélite

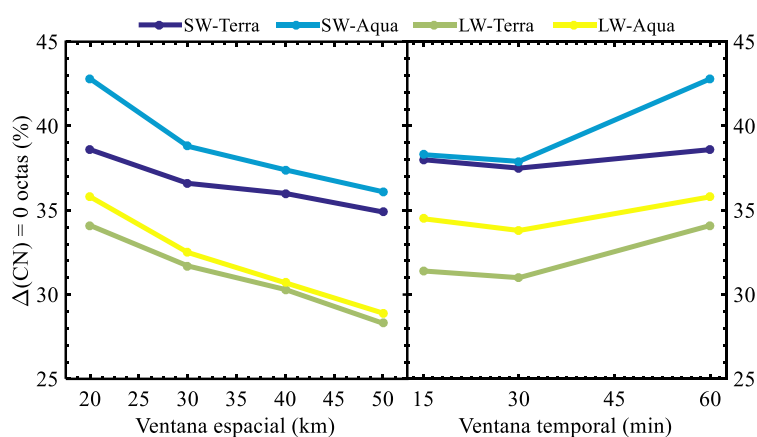


Figura 5.1: N° de coincidencias en CN en porcentaje entre datos de suelo y satélite para diferentes ventanas espaciales y temporales.

Como se ha explicado anteriormente, la ventana temporal se utiliza para promediar los datos de suelo alrededor de la hora de paso de Aqua y Terra. Se definen tres ventanas temporales: 15, 30 y 60 minutos. En la Figura 5.1 (derecha) se muestran con resultados conseguidos utilizando una ventana de 20 km x 20 km, aunque también se ha hecho el estudio con otras ventanas espaciales para comprobar que el resultado obtenido no depende de éstas. El número de coincidencias entre suelo y satélite es muy similar para las ventanas de 15 y 30 minutos. Sin embargo, éstas aumentan, en algunos casos de forma considerable, si la ventana escogida es de 60 minutos. La elección de una ventana temporal de 60 minutos se encuentra también en otros trabajos, como el realizado por Dong et al. (2008).

Por tanto, en las secciones siguientes, en las que se van a comparar distintas magnitudes obtenidas desde suelo y desde satélite se utiliza una ventana espacial de 20 km x 20 km alrededor de la estación de Burjassot y de 60 minutos alrededor de la hora de paso del satélite.

5.2. Radiación

La radiación descendente medida por la instrumentación de suelo se compara con la radiación que proporciona CERES, en el rango espectral SW y LW. En primer lugar, se considera la radiación medida directamente desde suelo y la que proporciona CERES, que se obtiene a través de una parametrización. Tras examinar todos los

datos conjuntamente, se particulariza para situaciones de cielo despejado y de cielo despejado y sin aerosoles. Para identificar los casos de cielo despejado se seleccionan datos con $CN_{SW} = 0$ octas y $CN_{LW} = 0$ octas. Se consideran instantes sin aerosoles aquellos en los que el espesor óptico de aerosoles a 500 nm (AOD) diario proporcionado por AERONET es inferior a 0.1.

En la Figura 5.2 se incluyen los resultados de la comparación entre la radiación SW_{\downarrow} medida desde suelo con la radiación SW_{\downarrow} que proporciona CERES a bordo de Aqua (Figura 5.2 superior) y Terra (Figura 5.2 inferior).

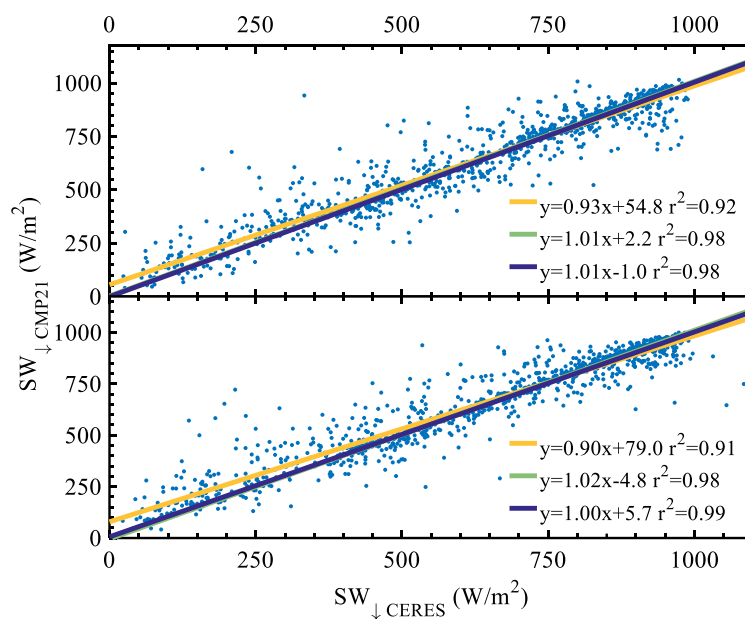


Figura 5.2: Comparación de la radiación SW medida por un piranómetro $CMP21$ y por $CERES$ -Aqua (superior) y $CERES$ -Terra (inferior), utilizando todos los datos (naranja), en cielos despejados (verde) y en cielos despejados y sin aerosoles (azul).

Tanto para Aqua como para Terra, los resultados obtenidos cuando se comparan todos los datos disponibles son buenos, con una pendiente de 0.9 y un coeficiente de determinación alto, aunque la ordenada en el origen alcanza los 79 Wm^{-2} en el caso del satélite Terra. Si se considera cielo despejado, los parámetros que definen el ajuste mejoran: la pendiente es más cercana a 1 y la ordenada en el origen disminuye considerablemente. Además el coeficiente de determinación es 0.98. Si se considera

5. Comparación suelo - satélite

cielo despejado y AOD bajo, los resultados son aún mejores. En el caso de Terra, la pendiente es 1 y el coeficiente de determinación 0.99. Al eliminar las nubes y los aerosoles, hay menos factores que afectan a la propagación de la radiación en la atmósfera y, por tanto, la modelización de CERES es más precisa y muestra menos variabilidad con respecto a las medidas de superficie.

La Tabla 5.1 y la Tabla 5.2 contienen los resultados obtenidos de las comparaciones de la radiación LW entre las medidas realizadas desde suelo y satélite (Aqua y Terra, respectivamente). Se muestran también los resultados de las comparaciones de la radiación SW de la Figura 5.2. En el Anexo 2 se incluyen el resto de figuras con los ajustes.

Además de la ecuación obtenida del ajuste, la Tabla 5.1 y la Tabla 5.2 contienen el coeficiente de determinación r^2 y el error cuadrático medio (RMSE), calculado como indica la ecuación (5.1).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_{a,i} - y_i)^2}{n}} \quad (5.1)$$

y representa la observación, y_a el valor dado por el ajuste y n el número de observaciones.

El superíndice “calc” hace referencia a la radiación SW y LW en cielo despejado calculada con los métodos propuestos por Long y Ackerman (2000) y Long y Turner (2008) como se describe en los apartados 3.1.2 y 3.5.

En la comparación de la radiación LW_l , al igual que sucede con SW_l , los parámetros del ajuste mejoran cuando se consideran situaciones de cielo despejado, aunque la pendiente no es tan cercana a 1 y la ordenada en el origen es mayor, en valor absoluto. El hecho de considerar instantes sin nubes y sin aerosoles no hace que la radiación LW_l proporcionada por Aqua o Terra sea más próxima a la medida desde superficie, como sí ocurre con SW.

Tabla 5.1: Comparación de la radiación SW y LW medida desde suelo y desde CERES-Aqua en distintas situaciones.

Aqua	Ajuste	r^2	RMSE
SW_{\downarrow}	$y = 0.93x + 54.8$	0.92	70
$SW_{\downarrow}^{\text{sin nubes}}$	$y = 1.01x + 2.20$	0.98	27
$SW_{\downarrow}^{\text{sin nubes ni aerosoles}}$	$y = 1.01x + 1.00$	0.98	26
$SW_{\downarrow}^{\text{sin nubes calc}}$	$y = 0.96x + 20.0$	0.98	28
LW_{\downarrow}	$y = 1.12x - 53.3$	0.87	18
$LW_{\downarrow}^{\text{sin nubes}}$	$y = 1.12x - 54.2$	0.91	15
$LW_{\downarrow}^{\text{sin nubes ni aerosoles}}$	$y = 1.14x - 61.4$	0.91	12
$LW_{\downarrow}^{\text{sin nubes calc}}$	$y = 1.13x - 60.7$	0.91	14

Tabla 5.2: Comparación de la radiación SW y LW medida desde suelo y desde CERES-Terra en distintas situaciones.

Terra	Ajuste	r^2	RMSE
SW_{\downarrow}	$y = 0.90x + 79.0$	0.91	74
$SW_{\downarrow}^{\text{sin nubes}}$	$y = 1.02x - 4.80$	0.98	27
$SW_{\downarrow}^{\text{sin nubes ni aerosoles}}$	$y = 1.00x + 5.70$	0.99	19
$SW_{\downarrow}^{\text{sin nubes calc}}$	$y = 0.95x + 22.1$	0.97	29
LW_{\downarrow}	$y = 1.10x - 45.3$	0.87	19
$LW_{\downarrow}^{\text{sin nubes}}$	$y = 1.09x - 44.7$	0.91	14
$LW_{\downarrow}^{\text{sin nubes ni aerosoles}}$	$y = 1.06x - 38.3$	0.88	13
$LW_{\downarrow}^{\text{sin nubes calc}}$	$y = 1.12x - 59.1$	0.91	14

El producto SSF de CERES incluye también los flujos de radiación SW y LW en cielo despejado. Por tanto, es posible compararlos con los flujos de radiación en cielo despejado calculados desde superficie. Los ajustes resultantes de la comparación de $SW_{\downarrow}^{\text{sin nubes}}$ para Aqua y Terra son muy similares y presentan una correlación alta entre la radiación calculada desde superficie y desde satélite.

5. Comparación suelo - satélite

Las comparaciones para $LW_{\downarrow}^{\text{sin nubes}}$ muestran también una correlación alta, aunque es ligeramente inferior que en SW. Hay que tener en cuenta que en la modelización de la radiación LW, la temperatura y la humedad relativa juegan un papel muy importante. Sin embargo, puede resultar complicado parametrizarlas, mientras que en SW la modelización depende casi exclusivamente de la geometría solar y resulta más sencilla.

La Tabla 5.3 contiene las comparaciones entre suelo y satélite cuando se consideran los datos de Aqua y Terra de forma conjunta. En todos los casos, la pendiente, la ordenada en el origen, el coeficiente de determinación y el error RMSE se encuentran entre los valores obtenidos al analizar Aqua y Terra independientemente.

Tabla 5.3: Comparación de la radiación SW y LW medida desde suelo y desde CERES (Aqua y Terra) en distintas situaciones.

CERES	Ajuste	r^2	RMSE
SW_{\downarrow}	$y = 0.92x + 66.8$	0.91	72
$SW_{\downarrow}^{\text{sin nubes}}$	$y = 1.01x - 1.23$	0.98	27
$SW_{\downarrow}^{\text{sin nubes ni aerosoles}}$	$y = 1.00x + 2.08$	0.99	22
$SW_{\downarrow}^{\text{sin nubes calc}}$	$y = 0.96x + 21.1$	0.97	29
LW_{\downarrow}	$y = 1.11x - 49.4$	0.87	18
$LW_{\downarrow}^{\text{sin nubes}}$	$y = 1.11x - 49.5$	0.91	15
$LW_{\downarrow}^{\text{sin nubes ni aerosoles}}$	$y = 1.10x - 50.6$	0.90	13
$LW_{\downarrow}^{\text{sin nubes calc}}$	$y = 1.13x - 59.9$	0.91	14

Los resultados obtenidos aquí son consistentes con los presentados por Yan et al. (2011). La correlación entre las medidas de radiación de suelo y satélite es alta, especialmente en SW y en cielos despejados. Las diferencias entre la comparación de cielo despejado y cielo cubierto se deben a la incertidumbre que introducen las nubes en la modelización de la radiación que proporciona CERES. Por otro lado, los resultados obtenidos con cada instrumento (CERES-Terra y CERES-Aqua) no son iguales dado que la calibración del canal VIS tampoco es la misma (Dong et al., 2008; Minnis et al., 2008). Por esta razón, y aunque aquí se incluya un análisis de los datos de Aqua y Terra juntos, es preferible trabajar con cada satélite por separado si se pretende estudiar sus similitudes con las medidas hechas desde superficie.

5.3. Cobertura

En esta sección se analizan las semejanzas entre la cobertura nubosa calculada con medidas de superficie y la cobertura proporcionada por CERES. Además, se examina como CBH afecta a dichas similitudes. CERES ofrece la cobertura en dos capas, en el caso en el que existan, pero los procedimientos utilizados con medidas de superficie no pueden hacer esta distinción. Por ello, la cobertura obtenida desde satélite que se utiliza en la comparación es la cobertura total calculada con la ecuación (3.30). En primer lugar se analizan Aqua (CN_{Aqua}) y Terra (CN_{Terra}) por separado, pero después se consideran todos los datos en conjunto (CN_{CERES}).

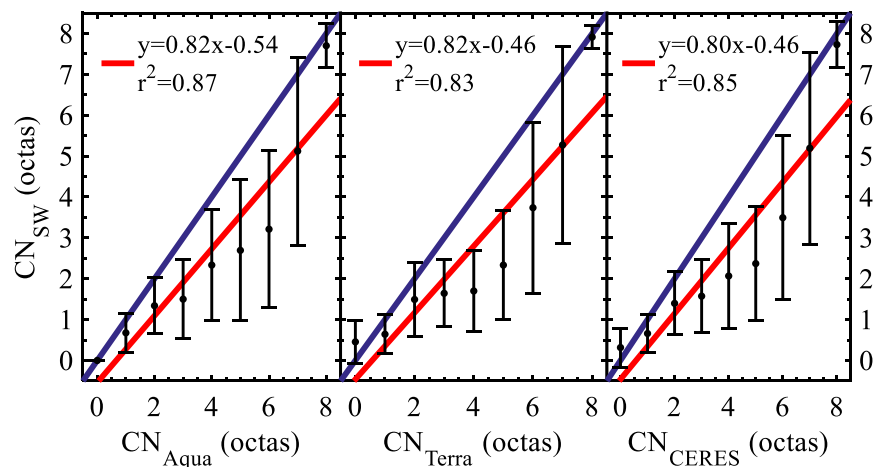


Figura 5.3: Promedio y desviación estándar de CN_{SW} para cada valor de CN_{Aqua} , CN_{Terra} y CN_{CERES} con el correspondiente ajuste a una recta (rojo) y la diagonal (azul).

La comparación entre CN_{SW} y CN_{Aqua} , CN_{Terra} y CN_{CERES} se muestra en Figura 5.3. En general, se observa cómo la cobertura proporcionada por Terra y Aqua es mayor que CN_{SW} , sobre todo en cielos parcialmente cubiertos. Esta subestimación por parte de CN_{SW} puede ser consecuencia de que las nubes más altas no son debidamente identificadas desde suelo, mientras que desde satélite sí. Se observa también como la dispersión, representada a través de la desviación estándar, aumenta con la cobertura, excepto en 8 octas. Los casos con cielo despejado o completamente cubierto (0 y 8 octas), son los que menor dispersión presentan y, por tanto, donde más coincidencias se obtienen entre suelo y satélite, independientemente del tipo de instrumento

5. Comparación suelo - satélite

considerado (Aqua o Terra). Los resultados son similares en ambos casos, con pequeñas diferencias en la ecuación que se obtiene del ajuste y el coeficiente de determinación. El error RMSE tiene un valor de 0.9 octas para Aqua, 1.1 octas para Terra y 0.97 para todo el conjunto de datos de satélite. Con todo esto, se puede decir que CN_{Aqua} guarda ligeramente más parecido con CN_{sw} .

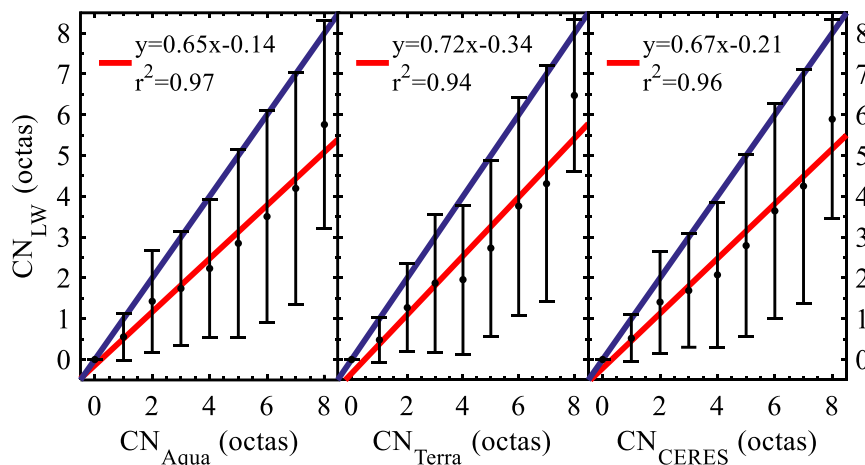


Figura 5.4: Promedio y desviación estándar de CN_{LW} para cada valor de CN_{Aqua} , CN_{Terra} y CN_{CERES} con el correspondiente ajuste a una recta (rojo) y la diagonal (azul).

La Figura 5.4 contiene la comparación entre CN_{LW} y CN_{Aqua} , CN_{Terra} y CN_{CERES} . En todos los casos se observa que la cobertura proporcionada por el satélite es mayor que CN_{LW} . Ya se ha mencionado en varias ocasiones la dificultad de detectar las nubes altas a través de medidas de radiación LW, de forma que la subestimación de la cobertura por parte de CN_{LW} con respecto a CN_{Aqua} y CN_{Terra} está completamente justificada. La única situación en la que hay coincidencia total es en el caso de cielos despejados, como demuestra la desviación estándar nula en 0 octas. En cuanto a los ajustes obtenidos, en los tres casos el coeficiente de determinación es alto, con lo que la función resultante es capaz de reproducir la cobertura obtenida desde suelo a partir de la cobertura del satélite satisfactoriamente, aunque la recta del ajuste dista considerablemente de la diagonal. El RMSE tiene un valor de 0.34 octas para Aqua, 0.55 para Terra y 0.39 para todo el conjunto de datos. En este caso, al agrupar todos los datos se obtiene una recta, RMSE y r^2 que se encuentran entre los de Terra y Aqua cuando se comparan por separado.

En el trabajo de Minnis et al. (2008) los autores realizan una comparación entre la cobertura proporcionada por CERES y la cobertura obtenida desde otras fuentes. Sus resultados muestran que, aunque la cobertura proporcionada por CERES es mayor que la obtenida desde superficie, sus valores son cercanos, del mismo modo que ocurre aquí.

Una vez se ha comparado de forma general la cobertura, se analiza cómo afecta la altura de la base de las nubes a los resultados obtenidos. Para ello, en primer lugar se calcula la altura de la base vista desde satélite (CBH_{CERES}), ya que el producto SSF solamente incluye la altura efectiva y la altura en la cima. El cálculo de CBH_{CERES} se describe en el trabajo de Minnis et al. (2011b). Se seleccionan únicamente los casos con una sola capa de nubes, de modo que se vea lo mismo desde superficie y desde satélite. Se calcula el promedio y la desviación estándar de la diferencia en valor absoluto de la cobertura a intervalos de altura de 1 km.

El término $CN_{Aqua/Terra}$ representa CN_{Aqua} y CN_{Terra} y hace referencia a uno o a otro satélite según sea lo que se representa en la figura. Se puede saber cuál de los dos satélites se está utilizando a través de la variable representada en el eje X.

Las diferencias entre CN_{Aqua} y CN_{SW} son constantes con CBH (Figura 5.5), mientras que en el caso de Terra la diferencia aumenta a partir de $CBH = 6$ km, aunque también aumenta considerablemente la desviación estándar. Además, debido a la falta de datos, no es posible conocer el comportamiento de $Abs(CN_{Aqua/Terra} - CN_{SW})$ más allá de los 7 u 8 km. Hay que recordar que CN_{SW} solamente proporciona valores diurnos, por tanto, solo se cuenta con la mitad de datos en comparación con CN_{LW} . Si a esto se le suma la condición de que solo exista una capa de nubes, el número de datos se reduce aún más. Con todo esto, no es posible determinar con exactitud de qué manera afecta CBH a CN_{SW} , aunque en la comparación con CN_{Terra} se intuye un aumento de las diferencias con CBH , del mismo modo que ocurre al comparar con el ceilómetro en el apartado 4.1.2.3.

5. Comparación suelo - satélite

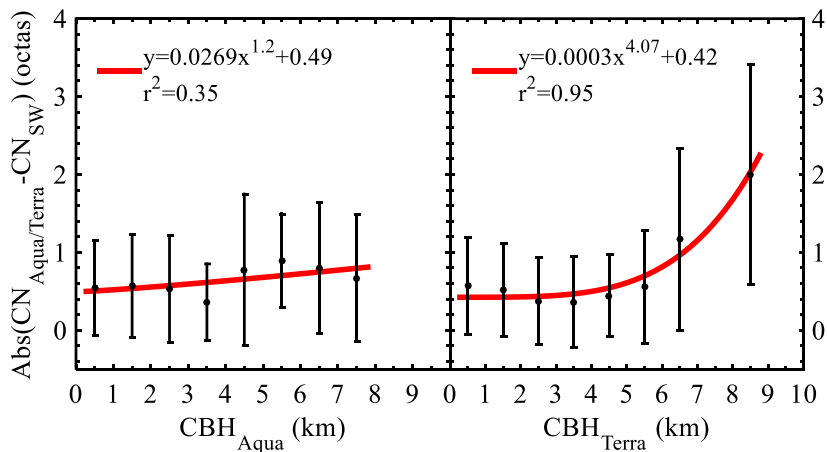


Figura 5.5: Promedio y desviación estándar de la diferencia entre $CN_{Aqua/Terra}$ y CN_{SW} a intervalos de CBH con el correspondiente ajuste a una función potencial (rojo).

En el análisis de las diferencias entre CN_{LW} y $CN_{Aqua/Terra}$, al contar con mayor cantidad de datos, es posible llegar a varias conclusiones. En la Figura 5.6 se observa claramente el aumento de las diferencias entre CN_{LW} y CN_{Aqua} o CN_{Terra} con CBH. En concreto, este aumento se hace patente a partir de los 6 km de altura. Esto confirma el resultado obtenido de las medidas del ceilómetro en el apartado 4.1.1.3, con las que se llegaba a la conclusión de que CN_{LW} empezaba a tener dificultades para identificar nubes a partir de los 6 km de altura. La desviación estándar crece también con CBH, sobre todo cuando CBH supera los 6 km. Además, se demuestra que las diferencias aumentan siguiendo una función potencial con CBH, especialmente en el caso de Aqua, con un coeficiente de determinación de 0.98.

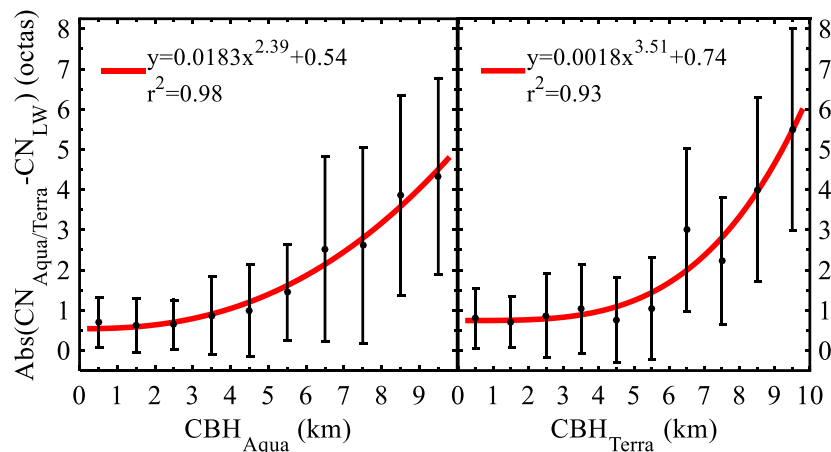


Figura 5.6: Promedio y desviación estándar de la diferencia entre $CN_{Aqua/Terra}$ y CN_{SW} a intervalos de CBH con el correspondiente ajuste a una función potencial (rojo).

5.4. Espesor óptico

El espesor óptico de las nubes es otra de las propiedades que se ha analizado. Desde suelo se determina a partir de la radiación SW utilizando la ecuación (3.19) propuesta por Serrano et al. (2015). Así que la comparación se realiza solamente con valores diurnos y con cobertura nubosa total. Al igual que se ha hecho con CN, se calcula el promedio y desviación estándar de COD_{SW} a intervalos de 10 unidades de COD_{Aqua} y COD_{Terra} . Además, se realiza también una comparación con los datos de Aqua y Terra juntos. Se analiza la relación entre los conjuntos de datos realizando un ajuste lineal. La Figura 5.7 muestra los resultados obtenidos. Tanto en el ajuste con Aqua, como con Terra, la pendiente es próxima a 1, lo que demuestra el buen acuerdo que existe entre COD_{SW} y $COD_{Aqua/Terra}$, aunque la ordenada en el origen, alrededor de 8 en ambos casos, señala una subestimación de $COD_{Aqua/Terra}$ con respecto a COD_{SW} . Conociendo la ordenada en el origen, se puede utilizar este valor para conseguir que los datos proporcionados por CERES sean más cercanos a los que se determinan desde superficie, dado que la pendiente es prácticamente 1. Del coeficiente de determinación se extrae que COD_{Terra} es el que más se asemeja a COD_{SW} . Esta información nos la da también el RMSE, con un valor de 12 para COD_{Aqua} y 6 para COD_{Terra} .

5. Comparación suelo - satélite

La comparación de COD_{SW} con los datos de Aqua y Terra conjuntamente, ofrece unos resultados intermedios entre los de Aqua y Terra por separada, como ha ocurrido en las comparaciones anteriores. La pendiente es muy cercana a 1, mientras que la ordenada en el origen presenta un valor de 8.15.

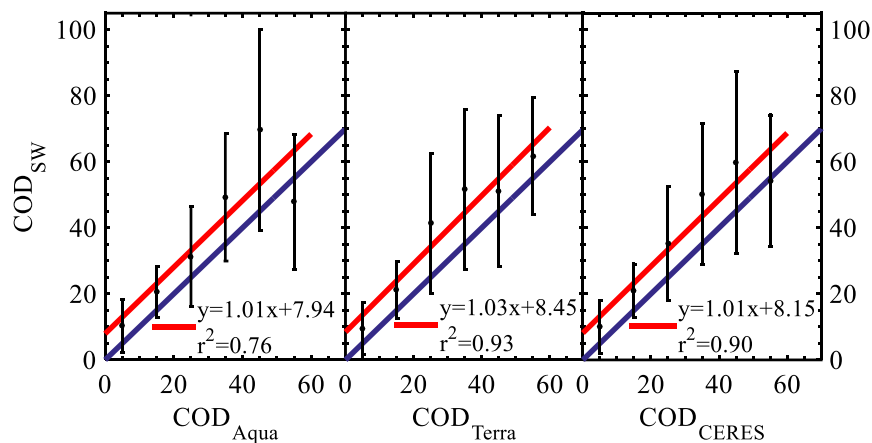


Figura 5.7: Promedio y desviación estándar de COD_{SW} para cada intervalo de COD_{Aqua} , COD_{Terra} y COD_{CERES} con el correspondiente ajuste a una recta (rojo) y la diagonal (azul).

Como se explica en (Minnis et al., 2011a), la estructura de las nubes puede provocar alteraciones en la radiancia que no son contempladas en el modelo de nubes plano-paralelas utilizado en la parametrización de las propiedades. Se obtienen resultados similares en el estudio realizado por Dong et al. (2008).

5.5.Efectos de las nubes

Se presenta la comparación entre los efectos radiativos de las nubes en superficie determinados desde suelo y desde satélite. Los resultados están directamente ligados a los obtenidos en la comparación de la radiación SW y LW.

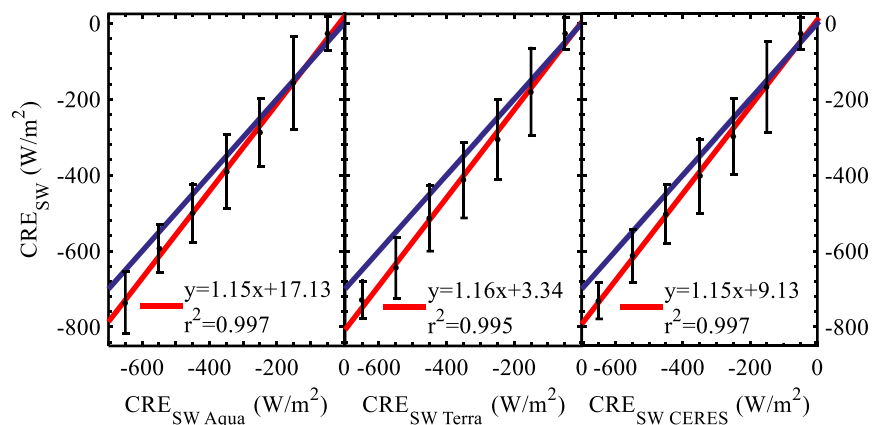


Figura 5.8: Promedio y desviación estándar de CRE_{SW} para cada intervalo de CRE_{SW} Aqua, CRE_{SW} Terra y CRE_{SW} CERES con el correspondiente ajuste a una recta (rojo) y la diagonal (azul).

En la Figura 5.8 se representa en función de CRE_{SW} Aqua y CRE_{SW} Terra. En ambos casos la correlación que se obtiene entre las magnitudes consideradas es alta y el coeficiente de determinación superior a 0.99. La pendiente determinada en el ajuste es similar en los tres casos, con un valor alrededor de 1.15. En cambio, la ordenada en el origen es mayor en el caso de Aqua, con un valor de 17.13 Wm⁻². El RMSE es 8.8 en Aqua y 25.3 en Terra, con lo que se deduce que CRE_{SW} determinado con medidas de Aqua se ajusta más al que se calcula con medidas de superficie.

En los parámetros analizados anteriormente, se ha visto que tratar los dos satélites de forma conjunta daba unos resultados intermedios entre los obtenidos al considerarlos por separado. En este caso, esto ocurre solamente con la ordenada en el origen y el error RMSE, con un valor de 15. La pendiente y r^2 son iguales a las de Aqua.

En los tres casos incluidos en la Figura 5.9, la recta del ajuste se aleja de la diagonal a medida que CRE_{SW} aumenta, en valor absoluto. Estos casos corresponden con instantes de nubosidad importante. Por tanto, es la propia nubosidad la que provoca las diferencias entre el efecto medido desde satélite y desde superficie. Esta conclusión queda respaldada por los resultados obtenidos en la comparación de la radiación en el apartado 5.2, donde la mejor comparación se obtiene para casos de cielo despejado. En cualquier caso, teniendo en cuenta su incertidumbre los valores desde satélite contemplan las estimaciones desde superficie.

5. Comparación suelo - satélite

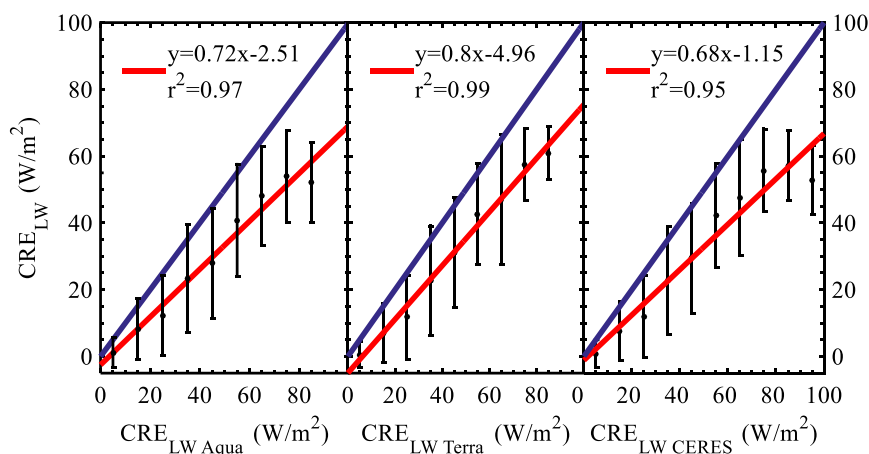


Figura 5.9: Promedio y desviación estándar de CRE_{LW} para cada intervalo de $CRE_{LW\ Aqua}$, $CRE_{LW\ Terra}$ y $CRE_{LW\ CERES}$ con el correspondiente ajuste a una recta (rojo) y la diagonal (azul).

En cuanto a los efectos en la radiación LW, cuyos resultados se presenta en la Figura 5.9, los datos obtenidos desde satélite son mayores que los determinados con medidas de superficie. Concretamente, CRE_{LW} no supera en ningún caso los 80 Wm^{-2} (como se aprecia también en la Figura 4.18), mientras que desde satélite alcanza los 100 Wm^{-2} . Esta discrepancia es consecuencia de las diferencias existentes entre la radiación medida desde suelo y la proporcionada por CERES, como también se ha indicado en el análisis de CRE_{SW} . Este comportamiento queda reflejado en la pendiente de la recta del ajuste, con un valor de 0.63 para Aqua y 0.71 para Terra. El RMSE para Aqua es de 4 y para Terra es 2. En este caso, al contrario de lo que ocurre en CRE_{SW} , son los datos de Terra los que se ajustan mejor con los del suelo, como demuestran la pendiente, el error RMSE y el coeficiente de determinación obtenido del ajuste. Hay que recordar que en la comparación realizada en el apartado 5.2, la radiación SW se ajusta mejor a la medida desde suelo que la radiación LW, lo cual afecta también al cálculo de CRE.

Cuando se consideran los datos de Aqua y Terra juntos ($CRE_{LW\ CERES}$) y se comparan con CRE_{LW} , los resultados muestran una mayor discrepancia entre satélite y superficie. Los valores de la pendiente y r^2 son inferiores a los obtenidos con Aqua y Terra por separado, mientras que el error RMSE es superior. Por tanto, es más conveniente tratar las dos bases de datos por separado.

Capítulo 6

Análisis temporal

En este capítulo se analizan los promedios anuales, estacionales y mensuales de las propiedades de las nubes y de sus efectos. Se incluyen los datos de suelo y de satélite. Se consideran los datos de CERES recogidos desde Aqua y Terra por separado en el estudio de los efectos de las nubes en la radiación de onda corta. En el resto, se realiza el análisis considerando todos los datos conjuntamente. Además, se aplican las ecuaciones obtenidas de las comparaciones del capítulo 5 sobre los datos de satélite. De esta forma se examina en qué medida son útiles las modificaciones realizadas por dichas ecuaciones.

6. Análisis temporal

En este apartado se incluye un análisis temporal de la cobertura nubosa, de algunas propiedades de las nubes y de sus efectos radiativos. Se analizan tanto los datos obtenidos desde suelo como los proporcionados por CERES. En el caso de los datos de suelo, el estudio abarca desde el año 2011 al 2016. El satélite Terra está operativo desde el año 2000, mientras que Aqua lo está desde el 2002. De modo que se utilizan los datos correspondientes al periodo 2000-2016.

Se calculan los promedios y las desviaciones estándar anual, mensual y estacional de cada variable. Los promedios anuales y mensuales se representan en figuras, que muestran también la desviación estándar si esta no dificulta la interpretación de los resultados. Así, es posible detectar sesgos entre métodos o cambios en las propiedades consideradas. Además, se aplican las ecuaciones obtenidas en el capítulo 5 sobre los datos de satélite para determinar si presentan tendencias similares a las que se obtienen desde suelo. Si se incluye más de una variable en la figura y la desviación estándar dificulta su interpretación, esta no se representa. Los resultados estacionales se incluyen en tablas. Se utilizan todos los datos disponibles de cada base de datos. Esto quiere decir que, en el caso de variables obtenidas a partir de radiación LW, se consideran tanto los datos diurnos como los nocturnos, mientras que si se obtienen a partir de radiación SW son solamente diurnos. En todos los casos se han examinado las tendencias de Aqua y Terra por separado, pero al no encontrar diferencias significativas, finalmente se analizan de forma conjunta, excepto en el caso de los efectos radiativos de las nubes.

6.1. Cobertura nubosa

En la Figura 6.1 se representa la evolución del promedio anual de CN obtenido desde suelo, satélite y satélite modificado (datos en los que se aplican las ecuaciones obtenidas de la comparación suelo-satélite).

CN_{LW} presenta unos promedios anuales que oscilan entre los 1.5 y 2.7 octas, con una desviación estándar alrededor de 0.8 octas. El mínimo se encuentra en el año 2012, mientras que el máximo de 2.7 octas se obtiene en los años 2011 y 2016. CN_{SW} posee unos valores promedios más elevados que CN_{LW}, entre 2.0 ± 0.9 y 3.8 ± 2.2 octas. El mínimo se encuentra en el año 2013 y el máximo en 2014. Las diferencias entre ambas bases de datos se deben a que, por un lado, CN_{LW} no identifica nubes altas y,

6. Análisis temporal

por otro lado, los datos de CN_{LW} son diurnos y nocturnos mientras que CN_{SW} solamente contiene valores diurnos.

En cuanto a los datos de satélite, CN_{CERES} representa la cobertura nubosa proporcionada por CERES. Su evolución es mucho más uniforme que las que presentan CN_{LW} y CN_{SW} . Los promedios de CN_{CERES} se calculan a partir de los 4 datos diarios que se registran, por tanto, se espera que existan diferencias entre CN_{CERES} y las bases de datos mencionadas anteriormente. En todos los casos, los promedios anuales de CN_{CERES} se encuentran alrededor de 3.4 octas, con un máximo de 3.7 ± 0.9 octas en el año 2010 y un mínimo de 2.5 ± 0.9 octas en el año 2012, el mismo año que CN_{LW} presenta su mínimo también.

Por último, se incluye la cobertura nubosa dada por CERES modificada, ya que sobre los valores proporcionados por el satélite se han aplicado las ecuaciones resultantes de las comparaciones suelo-satélite. De este modo, se dispone de datos de satélite pero con unos valores similares a los que se obtienen desde superficie. Se aplican las ecuaciones determinadas de la comparación con CN_{LW} ($CN'_{CERES LW}$) y con CN_{SW} ($CN'_{CERES SW}$). Esta última modificación se realiza solamente sobre los datos diurnos de satélite, ya que la comparación se ha realizado con estos datos.

Los promedios anuales de $CN'_{CERES LW}$ se encuentran cerca de los 2 octas y una desviación estándar alrededor de los 0.6 octas. El mínimo se encuentra también en el año 2012 con un valor de 1.5 ± 0.6 octas, sin embargo, el máximo se da en el año 2006 con 2.4 ± 0.6 octas. En la Figura 6.1 se observa como los promedios de $CN'_{CERES LW}$ son más cercanos a CN_{LW} que CN_{CERES} , gracias a la modificación realizada, aunque la tendencia de CN_{LW} no es tan uniforme.

En cuanto a $CN'_{CERES SW}$, sus valores son superiores a los de $CN'_{CERES LW}$, como ocurre con los datos de suelo, pero su tendencia es similar. Los promedios son cercanos a 2.4 octas, con una desviación estándar de unos 0.7 octas. Si se compara con CN_{SW} , los promedios no siguen la misma tendencia, y los máximos y mínimos tampoco coinciden. Estas diferencias seguramente sean debidas a que $CN'_{CERES SW}$ contiene solamente dos datos diarios, al contrario que CN_{SW} que contiene datos diurnos cada minuto. Al igual que en otros casos, el mínimo se encuentra en 2012 con 1.8 ± 0.6 octas, mientras que el máximo se presenta en el año 2009 con 2.7 ± 0.5 octas.

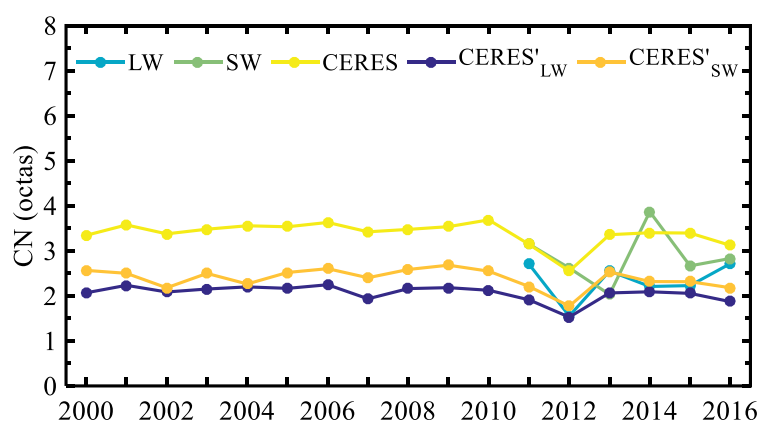


Figura 6.1: Evolución anual de la CN determinada mediante radiación LW, SW, proporcionada por CERES y proporcionada por CERES modificada.

En la Figura 6.2 se muestra la evolución mensual de las bases de datos consideradas en este apartado y en la Tabla 6.1 los promedios estacionales. En todos los casos el valor mínimo de cobertura nubosa se obtiene en verano, mientras que el máximo suele estar en primavera. Estos resultados son similares a los obtenidos en (Freile-Aranda et al., 2017). Si se compara con los valores medios dados por AEMET (Tabla 4.13), se confirman los resultados presentados en este apartado: primavera es la estación con menos días despejados y verano la que más. El promedio total de cobertura se calcula a partir de los promedios mensuales (Tabla 6.1). Su valor oscila entre los 2 y los 4 octas, indicando que la cobertura nubosa media en Burjassot es baja, como se ha podido ver en también en la Figura 4.1 y la Figura 4.6.

Tanto en la Figura 6.1 como en la Figura 6.2, se observa que las modificaciones hechas sobre los datos de satélite acercan los valores de CN_{CERES} a los calculados desde suelo, aunque son más eficaces sobre $CN'_{CERES\ LW}$ que sobre $CN'_{CERES\ SW}$. Las diferencias entre CN_{SW} y $CN'_{CERES\ SW}$ pueden deberse, además de al número de datos disponible como se ha mencionado, a la hora de paso del satélite. La altura solar tiene gran influencia sobre la radiación SW, de forma que puede tener repercusiones en el método utilizado para el cálculo de la cobertura nubosa.

6. Análisis temporal

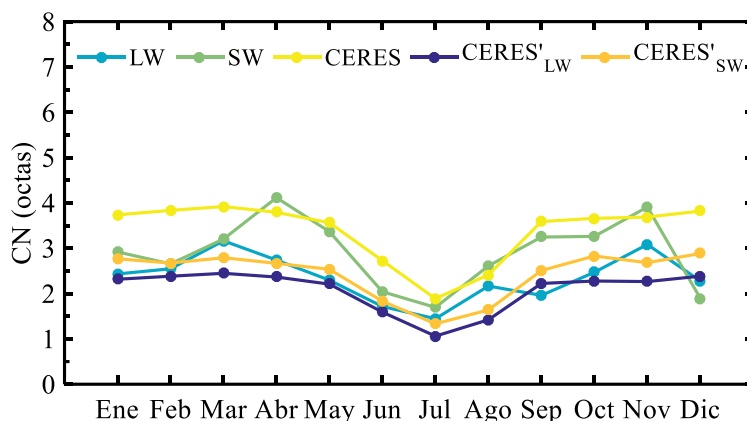


Figura 6.2: Evolución mensual de CN determinada mediante radiación LW, SW, proporcionada por CERES y proporcionada por CERES modificada.

Tabla 6.1: Promedio y desviación estándar estacionales de la CN.

	CN _{CERES}	CN' _{CERES LW}	CN' _{CERES SW}	CN _{LW}	CN _{SW}
Invierno	3.80 ± 0.05	2.36 ± 0.04	2.77 ± 0.11	2.42 ± 0.13	2.5 ± 0.5
Primavera	3.8 ± 0.2	2.34 ± 0.12	2.66 ± 0.13	2.7 ± 0.4	3.6 ± 0.5
Verano	2.3 ± 0.4	1.4 ± 0.3	1.6 ± 0.3	1.8 ± 0.4	2.1 ± 0.5
Otoño	3.65 ± 0.05	2.25 ± 0.03	2.7 ± 0.2	2.5 ± 0.6	3.5 ± 0.4
Global	3.5 ± 0.5	2.2 ± 0.3	2.5 ± 0.4	2.4 ± 0.5	2.9 ± 0.7

6.2. Espesor óptico

Para la evolución temporal del COD, se utiliza el valor calculado con medidas de radiación SW (COD_{SW}) y el que proporciona CERES desde Terra y Aqua (COD_{CERES}). Además, se incluye también COD_{CERES} sobre el que se han aplicado las ecuaciones obtenidas en el apartado 5.4 (COD'_{CERES}). Debido a que COD_{SW} se determina en cielos completamente cubiertos y la comparación con satélite se realiza solamente en esos casos, COD_{CERES} solo incluye cielos cubiertos también. En cambio, CERES lo proporciona siempre que CN es distinto de 0 octas, en una o dos capas, según la distribución vertical de las nubes. Si existen dos capas de nubes, se

calcula la media de COD ponderada por CN para tener un único valor que sea representativo de la situación.

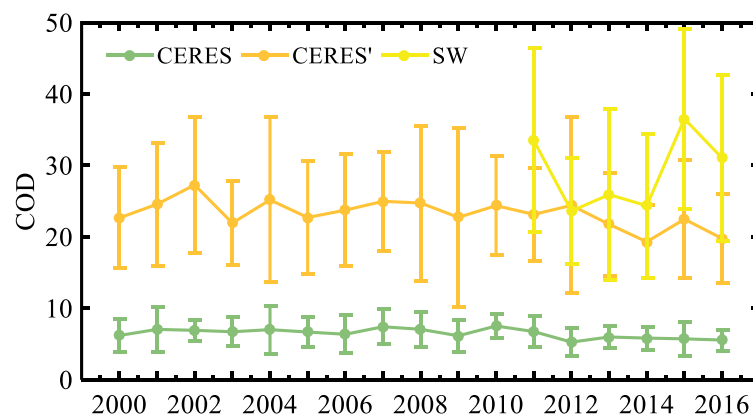


Figura 6.3: Evolución anual de COD proporcionado por CERES, proporcionado por CERES modificado y determinado mediante radiación SW.

En la Figura 6.3 se representa la evolución del promedio anual de COD. Se incluye COD_{CERES} , COD'_{CERES} y COD_{SW} . La evolución que muestra COD_{CERES} es relativamente estable a lo largo de los años, con un valor promedio cercano a 6 en todos los casos y una desviación estándar alrededor de 2. Estos valores de COD son representativos de nubes con un espesor medio, como son los cirrostratus, altostratus y stratocumulus (Tabla 1.2). Por otro lado, COD_{SW} presenta unos valores mucho más elevados que COD_{CERES} . Además, se aprecian claramente una serie de picos en los años 2011 y 2015 que no aparecen en los datos de satélite. Los promedios de COD_{SW} se encuentran alrededor de 30, con una desviación estándar de 11 aproximadamente. Ese valor de COD es característico de cumulonimbus, nimbostratus y stratus, todas ellas nubes con un espesor alto. COD'_{CERES} presenta unos promedios anuales mucho más cercanos a COD_{SW} que COD_{CERES} , alrededor de 23, aunque se puede apreciar un ligero descenso del promedio anual a lo largo de los años. Existen una serie de picos en los años 2002, 2004 y 2015. Este último aparece también en COD_{SW} , aunque con un valor mucho mayor que en COD_{CERES} .

6. Análisis temporal

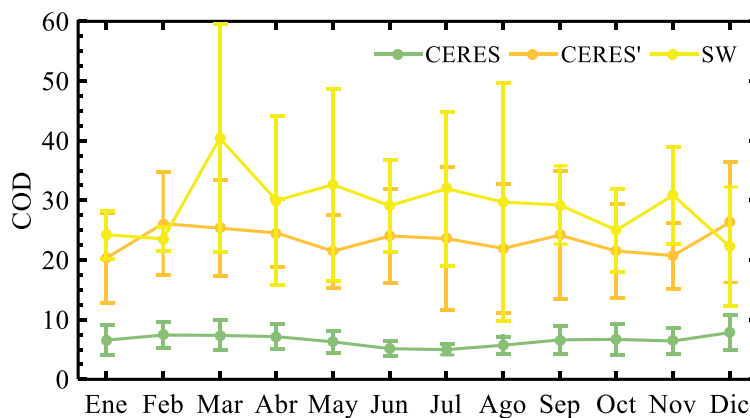


Figura 6.4: Evolución mensual del COD determinado mediante radiación SW y proporcionado por CERES.

La evolución mensual de las variables analizadas se muestra en la Figura 6.4. Además, el promedio estacional junto con su desviación estándar se presenta en la Tabla 6.2. COD_{CERES} tienen su máximo en invierno, mientras que COD_{SW} lo presenta en primavera y COD'_{CERES} tienen el mismo valor promedio en invierno y primavera. Por otro lado, el mínimo de COD_{CERES} se encuentra en verano, como se puede apreciar también en la Figura 6.4, y los de COD_{SW} y COD'_{CERES} en otoño. Teniendo en cuenta que estos dos últimos solo contienen casos completamente cubiertos, se puede decir que COD_{CERES} da una visión general de cuál es la evolución del COD, mientras que los otros dos solamente informan de la evolución en cielos completamente cubiertos. Por tanto, es natural que no muestren la misma tendencia que COD_{CERES} , con un mínimo en verano y valores ligeramente superiores en primavera y otoño.

Se comprueba que la modificación aplicada sobre los datos de satélite es una buena herramienta para conseguir datos de satélite que se asemejen a los que se determinan desde superficie, aunque solamente se puede aplicar con cobertura de 8 octas.

Tabla 6.2: Promedio y desviación estándar estacionales del COD.

	COD_{CERES}	COD'_{CERES}	COD_{SW}
Invierno	7.3 ± 0.6	24 ± 3	23.3 ± 1.0
Primavera	6.9 ± 0.6	24 ± 2	34 ± 5
Verano	5.3 ± 0.4	23.2 ± 1.1	30.3 ± 1.5
Otoño	6.58 ± 0.13	22.1 ± 1.8	28 ± 3
Global	6.5 ± 0.9	23 ± 2	28 ± 4

6.3. Altura

La altura de la base determinada a partir de los datos incluidos en el producto SSF de CERES se calcula en una o dos capas, según la distribución de las nubes en la atmósfera. Por tanto, la evolución de CBH se realiza para cada una de las capas, como se muestra en la Figura 6.5.

El promedio de la capa más baja se encuentra siempre alrededor de los 2 km, justo el límite que se utiliza para distinguir las nubes bajas de las medias (Figura 1.1). La desviación estándar es siempre inferior a 1 km. En el caso de la segunda capa, su evolución no sufre grandes variaciones a lo largo de los años, siempre con un promedio anual alrededor de los 7 km de altura, y una desviación estándar de 1 km, aproximadamente. En este caso, el promedio corresponde a la máxima CBH que puede tener una nube media por definición (Figura 1.1). Este valor es próximo a la altura a partir de la cual empiezan a existir diferencias importantes entre CN_{CERES} y CN_{LW} o CN_{SW} . Por tanto, en el caso en el que existan dos capas de nubes, es probable que solamente se pueda identificar la primera a partir de medidas de radiación LW o SW.

6. Análisis temporal

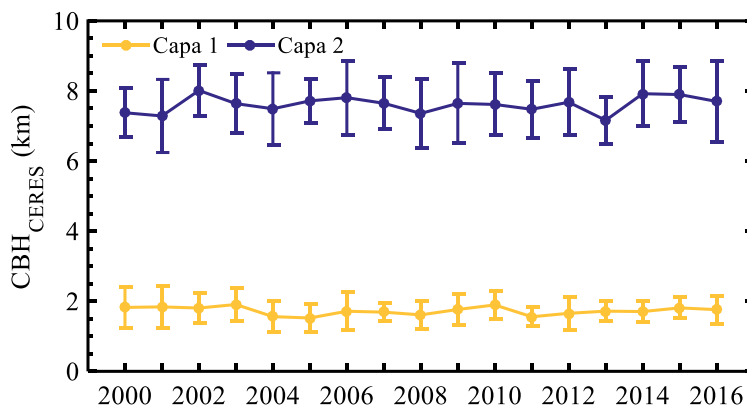


Figura 6.5: Evolución anual de CBH proporcionado por CERES.

La evolución mensual de CBH no es tan uniforme como la anual (Figura 6.6). Tanto en la capa inferior como en la superior, se observa un ligero ascenso de CBH en otoño, cuando alcanza su valor máximo (Tabla 6.3). En la capa inferior el mínimo se obtiene en julio (1.3 ± 0.4 km). Este comportamiento ha sido observado también en el trabajo de Costa et al. (2015), y posiblemente es consecuencia de la aparición de nubes de evolución y al paso eventual de frentes que favorecen la presencia de nubes en alturas bajas. En la capa superior el mínimo se produce en febrero (6.8 ± 0.6 km).

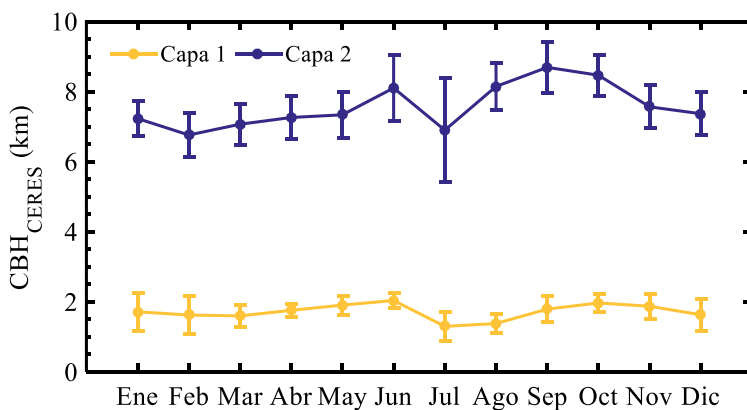


Figura 6.6: Evolución mensual de CBH proporcionado por CERES.

Tabla 6.3: Promedio y desviación estándar estacionales de CBH para cada capa.

	CBH _{CERES1} (km)	CBH _{CERES2} (km)
Invierno	1.66 ± 0.05	7.1 ± 0.3
Primavera	1.76 ± 0.15	7.22 ± 0.14
Verano	1.6 ± 0.4	7.7 ± 0.7
Otoño	1.88 ± 0.09	8.2 ± 0.7
Global	1.8 ± 0.2	7.6 ± 0.6

6.4. Efectos radiativos de las nubes en SW

La Figura 6.7 muestra la evolución anual de los efectos radiativos de las nubes en SW tanto en superficie como en TOA. Se incluye el efecto SW determinado desde suelo (CRE_{SW}), con datos de CERES ($CRE_{SW\ Aqua}$, $CRE_{SW\ Terra}$) y con datos de CERES sobre los que se ha aplicado la modificación obtenida de la comparación ($CRE'_{SW\ Aqua}$, $CRE'_{SW\ Terra}$). En este caso, dadas las características de la radiación SW y su dependencia con α , se trabaja con Aqua y Terra por separado, ya que sus horas de paso son distintas y esto tiene gran influencia sobre el efecto de las nubes.

La evolución anual del promedio de CRE_{SW} , $CRE_{SW\ Aqua}$, $CRE_{SW\ Terra}$, $CRE'_{SW\ Aqua}$ y $CRE'_{SW\ Terra}$ en superficie se muestra en la Figura 6.7 (superior). El promedio de CRE_{SW} se realiza con los datos obtenidos en las horas de paso de Aqua y Terra. Se observa como la evolución de CRE_{SW} es similar a la que muestra $CRE_{SW\ Aqua}$, incluso en 2013 y 2014 poseen prácticamente el mismo valor promedio. Se aprecia en CRE_{SW} un ligero descenso desde 2012 a 2016, desde -86 a -106 Wm^{-2} , con una desviación estándar alrededor de 45 Wm^{-2} . Este descenso indica que, desde 2012 a 2016, el efecto de las nubes en SW es cada vez más intenso, consecuencia de un aumento en CN (Figura 6.1).

Este mismo descenso existe en los efectos obtenidos desde satélite, aunque al disponer de una serie temporal más amplia se pueden analizar los años previos a 2012. En todos los casos, el promedio anual está alrededor de -130 Wm^{-2} (excepto en el año 2003), hasta el año 2011, cuando se produce un aumento importante del efecto, para volver a disminuir en los años posteriores. En 2012, la cobertura nubosa también

6. Análisis temporal

presenta un mínimo (Figura 6.1), con lo que este descenso en los efectos de las nubes queda justificado.

En cuanto a la modificación aplicada sobre los datos de satélite, en el caso de Aqua existen pocas diferencias entre $CRE_{SW\ Aqua}$ y $CRE'_{SW\ Aqua}$. Esto es razonable ya que $CRE'_{SW\ Aqua}$ se obtiene de la comparación entre CRE_{SW} y $CRE_{SW\ Aqua}$ y en algunos años sus promedios de estos dos últimos son muy cercanos, como se ha comentado anteriormente. No ocurre lo mismo con Terra. La modificación hace que la diferencia entre CRE_{SW} y $CRE'_{SW\ Terra}$ sea mayor que entre CRE_{SW} y $CRE_{SW\ Aqua}$, con lo que aplicarla no supone ninguna mejora.

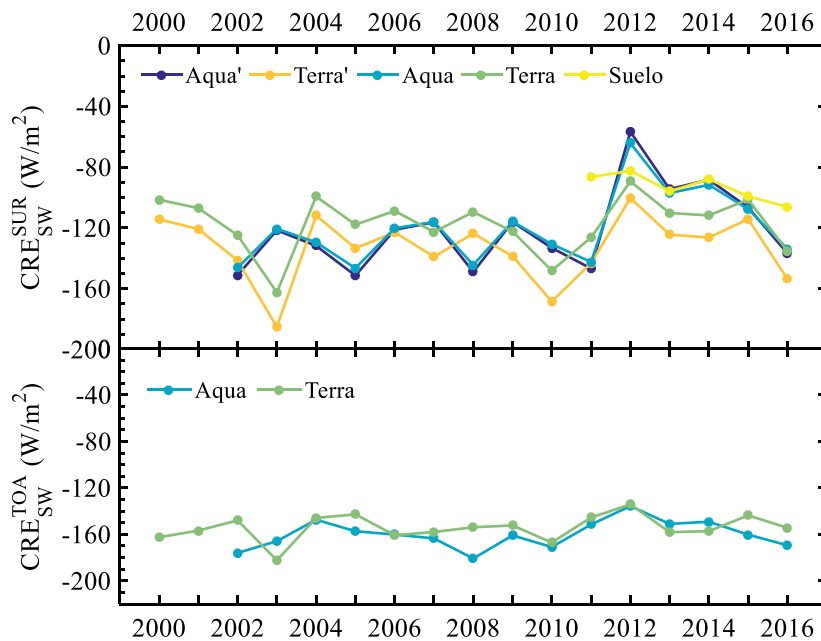


Figura 6.7: Evolución anual de CRE_{SW} en superficie (superior) y en TOA (inferior).

Los efectos en TOA se calculan a partir de las observaciones realizadas por CERES de los flujos de radiación SW ascendentes. Como el producto SSF no incluye los flujos ascendentes en cielo despejado, se ha utilizado el producto SYN1deg de nivel 3 que sí los proporciona y, así, poder calcular $CRE_{SW\ Aqua}^{TOA}$ y $CRE_{SW\ Terra}^{TOA}$ (Figura 6.7, inferior). $CRE_{SW\ Terra}^{TOA}$ tiene unos promedios anuales que rondan los $-155 \pm 30 \text{ Wm}^{-2}$,

mientras que $CRE_{SW\ Aqua}^{TOA}$ toma valores alrededor de -160 Wm^{-2} con una desviación estándar cercana a 40 Wm^{-2} . En ambos casos se obtiene un máximo (efecto mínimo) en el año 2012, como se ha visto también en los efectos en superficie.

Las diferencias entre Aqua y Terra en los efectos radiativos de las nubes son debidos, como se ha mencionado anteriormente, a la calibración de los instrumentos (Minnis et al., 2008).

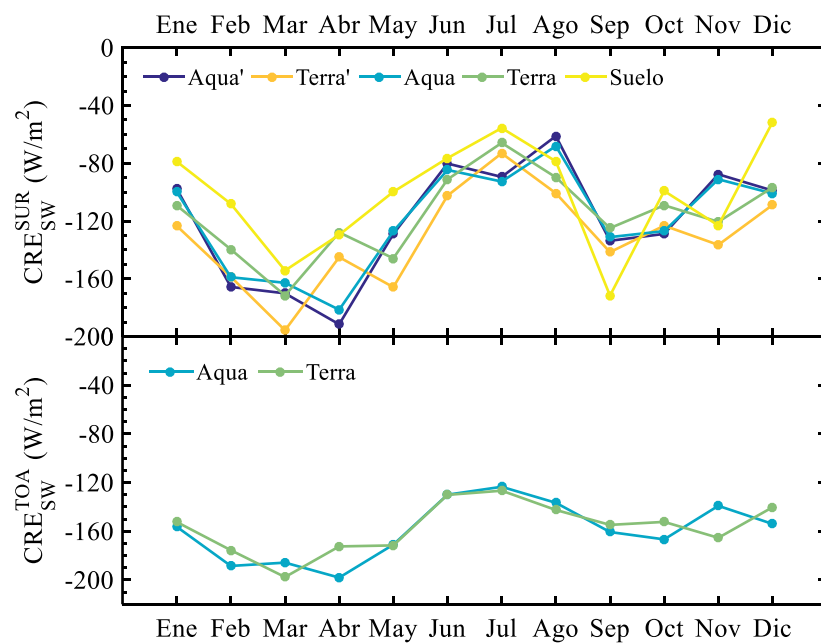


Figura 6.8: Evolución mensual de CRE_{SW} en superficie (superior) y en TOA (inferior).

En la Figura 6.8 (superior) se presenta la variación mensual CRE_{SW} , $CRE_{SW\ Aqua}$, $CRE_{SW\ Terra}$, $CRE_{SW\ Aqua}^*$ y $CRE_{SW\ Terra}^*$ en superficie. De forma general, se observa un efecto más intenso en primavera y otoño, y más débil en invierno y verano. Estos resultados se confirman con los promedios estacionales incluidos en la Tabla 6.4. En todos los casos, el máximo se da en primavera y el mínimo en verano, coincidiendo con los resultados de CN. Con respecto a las modificaciones aplicadas, los promedios de $CRE_{SW\ Aqua}$ y $CRE_{SW\ Aqua}^*$ son muy cercanos, como ocurre con los promedios

6. Análisis temporal

anuales, y su tendencia no siempre sigue la de CRE_{SW} , como en el mes de julio. Los valores de $CRE'_{SW\ Terra}$ son inferiores a los de $CRE_{SW\ Terra}$ y están más alejados de CRE_{SW} en general, aunque en algunos casos, como septiembre, ocurre justo lo contrario.

Los efectos SW en TOA (Figura 6.8, inferior) muestran la misma tendencia que en superficie, mínimo en verano y máximo en primavera, como confirman también los resultados incluidos en la Tabla 6.5.

En todos los casos, el promedio global de los efectos de las nubes en la radiación SW es negativo, indicando que las nubes producen un enfriamiento en la superficie y en TOA con respecto a la radiación SW.

Tabla 6.4: Promedio y desviación estándar estacional de CRE_{SW} en superficie.

	$CRE_{SW\ Aqua}$	$CRE'_{SW\ Aqua}$	$CRE_{SW\ Terra}$	$CRE'_{SW\ Terra}$	CRE_{SW}
Invierno	-120 ± 34	-121 ± 39	-115 ± 22	-130 ± 26	-80 ± 28
Primavera	-157 ± 28	-164 ± 32	-148 ± 22	-169 ± 25	-128 ± 27
Verano	-82 ± 13	-77 ± 14	-82 ± 14	-92 ± 16	-70 ± 13
Otoño	-116 ± 22	-117 ± 25	-118 ± 8	-134 ± 9	-131 ± 37
Global	-119 ± 35	-120 ± 40	-116 ± 29	-131 ± 33	-102 ± 37

Tabla 6.5: Promedio y desviación estándar estacional de CRE_{SW} en TOA.

	$CRE_{SW\ Aqua}^{TOA}$	$CRE_{SW\ Terra}^{TOA}$
Invierno	-166 ± 19	-156 ± 18
Primavera	-185 ± 14	-181 ± 15
Verano	-130 ± 7	-133 ± 8
Otoño	-155 ± 14	-157 ± 7
Global	-159 ± 24	-157 ± 21

6.5. Efectos radiativos de las nubes en LW

Los promedios anuales de los efectos de las nubes en la radiación LW en superficie y en TOA se muestran en la Figura 6.9. Concretamente, están incluidos los promedios calculados con medidas de suelo (CRE_{LW}), desde satélite ($CRE_{CERES LW}$ y $CRE_{CERES LW}^{TOA}$) y desde satélite con la modificación dada por la comparación hecha en el apartado 5.5 ($CRE'_{CERES LW}$). Al contrario que en SW, los promedios se determinan a partir de todas las medidas disponibles en cada caso, ya que la radiación LW no guarda ninguna relación con α .

La evolución anual de CRE_{LW}^{TOA} es relativamente uniforme (Figura 6.9), a excepción de casos como el año 2012 donde se aprecia un ligero descenso del efecto, como se refleja también en los efectos en superficie y en la cobertura nubosa. CRE_{LW} presenta una evolución menos uniforme que los otros casos, consecuencia del mínimo del año 2012 y un máximo en el año 2016, que en los otros casos no es tan pronunciado. A pesar de estos altibajos, sus valores se encuentran alrededor de los 10 Wm^{-2} con una desviación estándar de 5 Wm^{-2} . $CRE_{CERES LW}$ posee unos promedios más elevados que CRE_{LW} , cerca de $21 \pm 7 \text{ Wm}^{-2}$. Al aplicar la modificación se consigue acercar los datos de satélite a CRE_{LW} , como muestra $CRE'_{CERES LW}$. Estos nuevos valores se encuentran aproximadamente en 12 Wm^{-2} con una desviación estándar de 7 Wm^{-2} . Con esto queda demostrado la gran utilidad de la modificación aplicada sobre los datos de satélite.

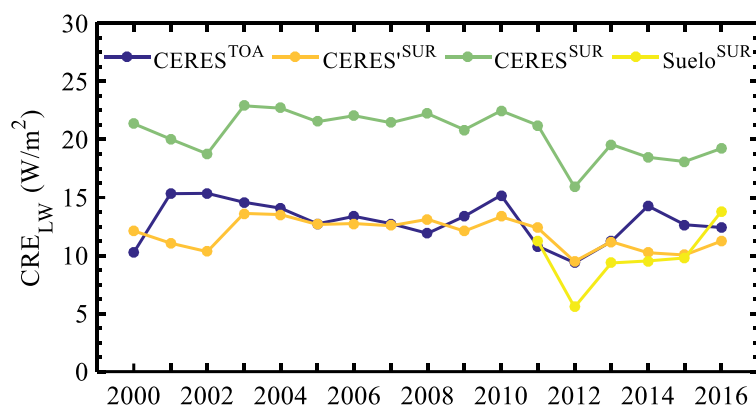


Figura 6.9: Evolución anual de CRE_{LW} en superficie y en TOA.

6. Análisis temporal

Por otro lado, se observa que los efectos en TOA son similares a los de superficie, pues se encuentran alrededor de los 13 Wm^{-2} con una desviación estándar de 9 Wm^{-2} . Además del mínimo en el año 2012, se observan máximos en 2010 y 2014, aunque este último no se aprecia en los efectos en superficie.

La Figura 6.10 presenta los promedios mensuales de los efectos en la radiación LW. En todos los casos, se obtiene un mínimo en verano. El máximo varía según la base de datos considerada (Tabla 6.6). La evolución mensual de CRE_{LW}^{TOA} es más pronunciada que en superficie, con una diferencia de 16 Wm^{-2} entre el mínimo en julio y el máximo en mayo. A medio camino entre estos dos valores, se encuentran los efectos en superficie. Por tanto, del balance entre superficie y TOA, se concluye que en verano la atmósfera absorbe radiación LW, mientras que en primavera u otoño la emite hacia el exterior del sistema Tierra-atmósfera. En el trabajo de Chen et al. (2000), los resultados muestran que el tipo de nube influye en el signo que toma este balance, haciendo que sea positivo o negativo dependiendo de las propiedades de estas.

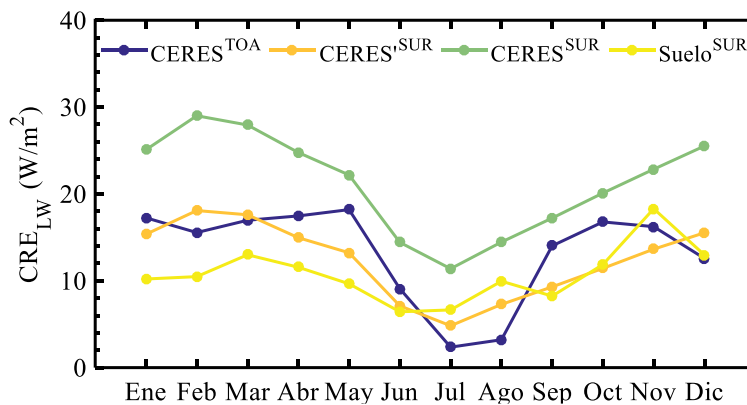


Figura 6.10: Evolución mensual de CRE_{LW} en superficie y en TOA.

El promedio global del efecto de las nubes en la radiación LW es positivo, es decir, las nubes provocan un calentamiento en la superficie y en TOA.

Tabla 6.6: Promedio y desviación estándar estacional de CRE_{LW} en superficie y en TOA.

	$CRE_{LW\ CERES}^{TOA}$	$CRE_{LW\ CERES}$	$CRE'_{LW\ CERES}$	CRE_{LW}
Invierno	15 ± 2	27 ± 2	16.3 ± 1.5	11 ± 2
Primavera	17.5 ± 0.6	25 ± 3	15 ± 2	11 ± 2
Verano	5 ± 4	13 ± 2	6.4 ± 1.4	8 ± 2
Otoño	16 ± 2	20 ± 3	12 ± 2	13 ± 5
Global	13 ± 6	21 ± 6	12 ± 4	10 ± 2

6.6. Efectos radiativos de las nubes netos

El efecto radiativo de las nubes neto se obtiene a partir de la suma de los efectos sobre la radiación SW y la radiación LW. La Figura 6.11 (superior) contiene los promedios anuales de los efectos netos en superficie calculados desde suelo (CRE_{NET}), desde satélite con la modificación aplicada sobre los efectos SW y LW ($CRE'_{NET\ Aqua}$ y $CRE'_{NET\ Terra}$). Por otro lado, en la Figura 6.11 (inferior), se presentan los efectos en TOA calculados desde satélite ($CRE_{NET\ Aqua}^{TOA}$ y $CRE_{NET\ Terra}^{TOA}$). Del mismo modo que se ha hecho en los efectos sobre la radiación SW y ya que estos forman parte del efecto neto, se distinguen los promedios obtenidos desde Aqua y Terra.

En general, se aprecia que el efecto neto sigue la misma tendencia que el efecto SW, aunque con una intensidad inferior. Al ser el valor absoluto del efecto SW considerablemente mayor que el valor del efecto LW, es el primero el que predomina en el efecto neto de las nubes y, por tanto, el que marca la tendencia seguida por este.

Aunque se observan una serie de altibajos en la tendencia, los promedios anuales de $CRE'_{NET\ Aqua}$ están alrededor de $-17 \pm 15\text{ Wm}^{-2}$, mientras que los de $CRE'_{NET\ Terra}$ se encuentran cerca de $-22 \pm 17\text{ Wm}^{-2}$. El efecto neto proporcionado por las medidas de suelo es menos intenso que los anteriores y con una tendencia diferente. Sus promedios rondan los $-10 \pm 10\text{ Wm}^{-2}$. En TOA, los promedios de $CRE_{NET\ Aqua}^{TOA}$ y $CRE_{NET\ Terra}^{TOA}$ siguen tendencias más o menos uniformes alrededor de $-58 \pm 11\text{ Wm}^{-2}$ y $-53 \pm 15\text{ Wm}^{-2}$, respectivamente.

6. Análisis temporal

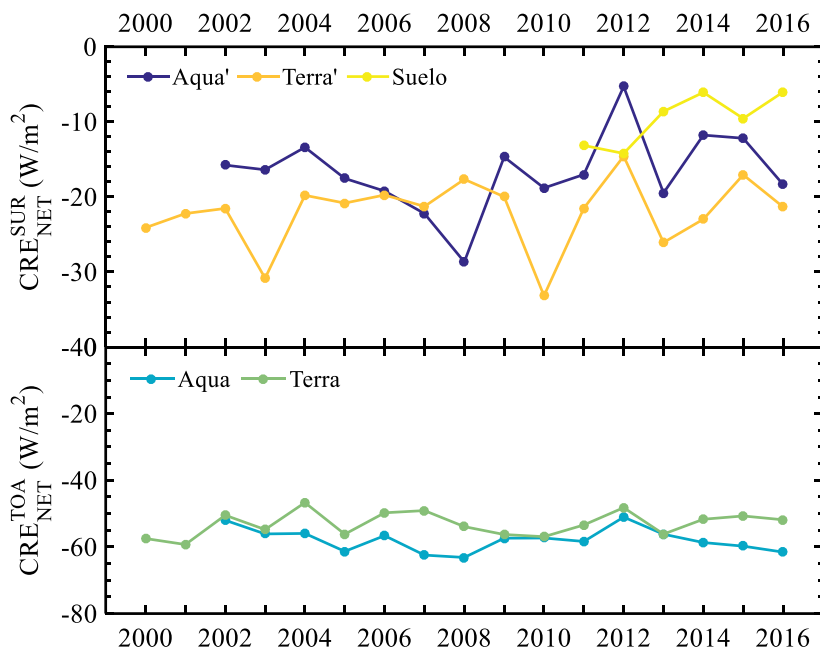


Figura 6.11: Evolución anual de CRE_{NET} en superficie (superior) y en TOA (inferior).

En la Figura 6.12 (superior) se representa la evolución mensual de los efectos radiativos netos en superficie, donde se puede ver la gran influencia de la época del año en esta magnitud. En superficie el máximo se encuentra en primavera, y el mínimo puede variar según los datos considerados (Tabla 6.7). Desde satélite el mínimo se encuentra en verano, mientras que desde suelo se presenta en invierno. Además, en enero y diciembre CRE_{NET} es positivo, al contrario de lo que ocurre en el resto del año, dando lugar a un ligero calentamiento de la superficie. Este fenómeno se produce a causa de que en esta época del año CRE_{SW} es relativamente bajo, mientras que CRE_{LW} posee un valor intermedio, de modo que CRE_{LW} llega a ser mayor que CRE_{SW} en promedio. Los mismo resultados se encuentran exactamente en estos meses en el trabajo de Pyrina et al. (2015).

Los promedios globales indican, en todos los casos, que el efecto radiativo neto de las nubes en superficie y en TOA es de enfriamiento, es decir, provocan que la cantidad neta de radiación que sale de la superficie o del sistema Tierra-atmósfera es mayor en su presencia que en su ausencia. Son muchos los trabajos que analizan los

efectos de las nubes, aunque a nivel global y utilizando otros productos CERES o de otros instrumento (Allan, 2011; Berg et al., 2011; Calisto et al., 2014). En todos ellos se llega a la misma conclusión que en este análisis.

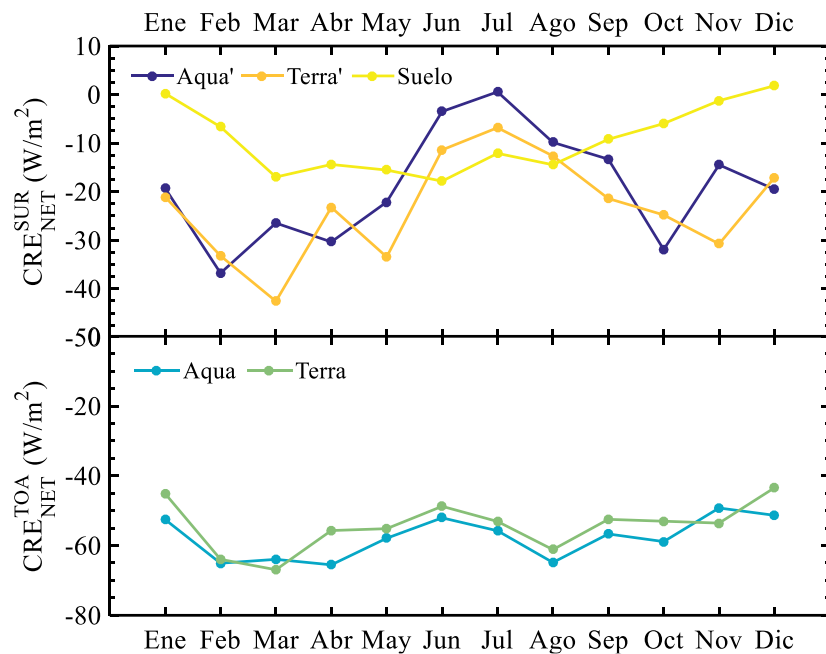


Figura 6.12: Evolución mensual de CRE_{NET} en superficie (superior) y en TOA (inferior).

Tabla 6.7: Promedio y desviación estándar estacional de CRE_{NET} en superficie y en TOA.

	CRE_{NET}^{TOA} Aqua	CRE_{NET} Aqua	CRE_{NET}^{TOA} Terra	CRE_{NET} Terra	CRE_{NET}
Invierno	-56 ± 8	-25 ± 39	-51 ± 11	-24 ± 8	-2 ± 5
Primavera	-62 ± 4	-26 ± 32	-59 ± 7	-33 ± 10	-16 ± 1
Verano	-58 ± 7	-4 ± 14	-54 ± 6	-10 ± 3	-15 ± 3
Otoño	-55 ± 5	-20 ± 25	-53 ± 1	-26 ± 5	-5 ± 4
Global	-58 ± 6	-19 ± 40	-54 ± 7	-23 ± 10	-9 ± 7

Conclusiones

En este trabajo, se han determinado las propiedades de las nubes y sus efectos mediante diferentes metodologías utilizando medidas de suelo registradas en la estación de medidas del Campus de Burjassot de la Universidad de Valencia, entre los años 2011 y 2016. Por otro lado, se ha realizado una comparación de estas propiedades con las que proporciona el instrumento CERES a bordo de los satélites Aqua y Terra. Por último, se han analizado los promedios anuales y mensuales de las propiedades de las nubes y sus efectos, incluyendo las determinadas desde suelo entre 2011 y 2016 y desde CERES entre 2000 y 2016. Además, se han aplicado sobre los datos de CERES las ecuaciones obtenidas de la comparación con datos de suelo y se ha estudiado la utilidad de esta modificación. A continuación, se resumen los resultados obtenidos más relevantes.

1. Se ha calculado la cobertura nubosa a partir de medidas de radiación LW utilizando el procedimiento presentado por Dürr y Philipona (2004). Este método automático proporciona la cobertura nubosa 24 horas al día, aunque no detecta nubes con una base por encima de los 6 km. Además, se ha demostrado que el cálculo de la desviación estándar utilizando un intervalo de 20 minutos centrados en el instante de estudio aumenta el número de coincidencias de un 43 % a un 67 %.
2. Se ha obtenido también la cobertura nubosa utilizando medidas de radiación SW siguiendo los procedimientos descritos por Long y Ackerman (2000) y Long et al. (2006). Este método también es automático y consigue identificar nubes altas, con una base más allá de los 6 km de altura, aunque solamente proporciona la cobertura de día. El número de coincidencias en la cobertura entre CN_{SW} y CN_{CL} disminuye gradualmente cuando la altura de la base aumenta.
3. Cuando se compara CN_{LW} con CN_{SW} se obtiene coincidencia en un 40 % de los casos. Aunque cada método por separado tiene sus ventajas e inconvenientes, juntos se complementan, de forma que cuando no es posible contar con uno (durante la noche o en presencia de nubes altas) el segundo sí puede dar información. En general, después de todas las comparaciones realizadas, se concluye que CN_{LW} proporciona resultados más acordes con el resto de técnicas.

Conclusiones

4. Los valores de CRE_{LW} están entre -20 y 80 Wm^{-2} , mientras que los de CRE_{SW} están entre -700 y 200 Wm^{-2} . La suma de ambos, CRE_{NET} , se encuentra entre -600 y 200 Wm^{-2} .
5. La función que describe la relación de la cobertura nubosa con CRE_{SW} y CRE_{LW} es una ecuación de segundo grado, de forma que el efecto es más intenso al crecer la cobertura nubosa. Además se demuestra la influencia de la altura solar en la relación entre CRE_{SW} y CN.
6. Los stratus, cumulonimbus y nimbostratus son los tipos de nubes que producen efectos más intensos, tanto el LW como en SW. Por otro lado, los cumulus poseen un $CRE_{NET} > 0 \text{ Wm}^{-2}$, lo cual indica que su efecto neto en la superficie es de calentamiento, al contrario de los otros tipos de nubes analizados. Este comportamiento es consecuencia del realce de la radiación SW.
7. El COD influye en CRE_{SW} y en CRE_{LW} , haciendo que los efectos crezcan de forma potencial al aumentar su valor. En el caso de CRE_{LW} , a partir de $COD = 75$, las nubes empiezan a emitir como un cuerpo negro y la sensibilidad de CRE_{LW} a COD desaparece.
8. El albedo de las nubes influye en CRE_{SW} , debido a que al aumentar CAIb disminuye la cantidad de radiación SW que llega a la superficie y, por tanto, aumenta CRE_{SW} .
9. La altura de las nubes tiene gran influencia en CRE_{LW} . Cuanto menor es la altura, mayor es la temperatura y, en consecuencia, mayor es la emisión de radiación LW de las nubes. Es decir, CRE_{LW} en superficie aumenta a medida que disminuye la altura de las nubes.
10. La combinación de una ventana temporal de 60 minutos y una ventana espacial de $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ para comparar datos de suelo con datos CERES es la que mejores resultados proporciona.
11. La radiación registrada desde el instrumento CERES muestra una gran correspondencia con la radiación medida desde suelo. Las similitudes aumentan en la radiación SW en cielos despejados y sin aerosoles.

12. La cobertura nubosa CN_{Aqua} se ajusta mejor a CN_{LW} y CN_{SW} , según muestran los valores estadísticos obtenidos. Las diferencias entre CN_{LW} y $CN_{Aqua/Terra}$ aumentan cuando las nubes tienen una altura superior a 6 km de altura.
13. El espesor óptico proporcionado por CERES presenta un gran acuerdo con el que se determina con medidas de suelo, con una pendiente en el ajuste a una recta del 1 % y del 3 % para Aqua y Terra. Las diferencias que existen las provocan alteraciones en la radiancia que no son contempladas en la parametrización de las propiedades de las nubes (Minnis et al., 2011a).
14. En la comparación de CRE_{SW} se observa que las diferencias entre suelo y satélite aumentan cuanto más intenso es el efecto, es decir, cuanto más importante es la nubosidad. Estos resultados están relacionados con los de la comparación de la radiación, donde las nubes disminuyen la precisión en la modelización de la radiación SW. El mismo comportamiento se observa en CRE_{LW} . En todos los casos se obtiene un coeficiente de determinación alto.
15. En el análisis de los efectos de las nubes en la radiación SW se distinguen los resultados obtenidos desde CERES-Aqua y CERES-Terra, ya que la radiación SW depende de la altura solar y al pasar cada satélite a horas del día distintas, sus promedios pueden variar. La evolución mensual de los efectos en superficie muestra una tendencia marcada por un máximo (efecto mínimo) en verano y un mínimo (efecto máximo) en primavera. Los mismos resultados se obtienen en TOA. El promedio global de los efectos en la radiación SW en superficie se encuentra entre -102 y -131 Wm^{-2} , según la fuente que se considere. Este valor indica que las nubes producen un efecto de enfriamiento con respecto a la radiación SW, haciendo que la cantidad de radiación que llega a la superficie o al sistema Tierra-atmósfera sea inferior en su presencia que en cielos despejados, ya que reflejan parte de la radiación que les llega. El cálculo de $CRE'_{SW \text{ Terra}}$ no aporta ninguna mejora sobre $CRE_{SW \text{ Terra}}$, al menos con respecto a los promedios anuales. En los promedios mensual sí es eficaz en algún caso.
16. Los efectos de las nubes en la radiación LW se analizan considerando los datos de CERES-Aqua y CERES-Terra conjuntamente. Los promedios mensuales de los efectos en superficie y en TOA presentan un mínimo

Conclusiones

pronunciado en verano, mientras que el máximo varía según los datos considerados. La modificación aplicada sobre CRE_{LW}^{CERES} sí resulta útil para aproximar los datos de satélite a los de suelo. En todos los casos, el promedio global es positivo, es decir, las nubes provocan calentamiento con respecto a la radiación LW. Esto ocurre debido a la emisión de radiación LW de las nubes, que hace que aumente la cantidad de radiación que llega a la superficie. Por otro lado, disminuye la radiación que sale del sistema Tierra-atmósfera. Este fenómeno se denomina efecto invernadero de las nubes.

17. Los efectos netos de las nubes muestran una tendencia marcada por los efectos en la radiación SW, debido a que estos son más intensos que los efectos en LW. La evolución mensual presenta valores mínimos (efecto máximo) en primavera, mientras que el máximo (efecto mínimo) varía dependiendo de los datos considerados. Los promedios globales indican que el efecto neto global de las nubes es de enfriamiento dado su valor negativo, aunque existen excepciones. CRE_{NET} es positivo en los promedios mensuales de enero y diciembre, es decir, el efecto neto es de calentamiento. Esto es causa de la época del año, ya que en estos meses CRE_{SW} es relativamente bajo y CRE_{LW} supera su valor.
18. En general, a la vista de los buenos resultados obtenidos después de aplicar las modificaciones sobre los datos de satélite, se puede afirmar que dadas las sinergias entre los datos de suelo y satélite es posible trabajar con ellos conjuntamente para, por ejemplo, ampliar series climáticas.

Perspectivas futuras

Como perspectiva futura, en primer lugar, se plantea continuar con el cálculo de las propiedades de las nubes y sus efectos realizado hasta el momento. Con este objetivo se pretende ampliar la base de datos actual de modo que el análisis temporal con medidas de suelo realizado en esta tesis sea más amplio y permita establecer una climatología de las propiedades y efectos de las nubes.

En cuanto a las dos técnicas utilizadas para el cálculo de la cobertura nubosa, en esta tesis se han analizado las limitaciones que presentan. Conociendo dichas limitaciones, es de gran interés intentar encontrar solución para que los resultados proporcionados se ajusten mejor a las situaciones reales. Concretamente, sería conveniente que el límite establecido en el test 2 aplicado a los datos en la determinación de la cobertura nubosa con medidas de radiación de onda corta, dependa del espesor óptico de los aerosoles. Así, la falsa identificación de aerosoles como nubes estaría solucionada.

Otra limitación importante la presenta el método utilizado para el cálculo de la cobertura nubosa con medidas de radiación de onda larga. Este método no identifica nubes con una altura de la base superior a 6 km. Para resolver esto, sería interesante combinar en una misma técnica medidas de radiación de onda larga y de onda corta, de modo que las ventajas que supone utilizar una de las dos cubran las carencias de la otra. Por ejemplo, utilizando radiación de onda corta se identifican nubes con bases superiores a 6 km. Por otro lado, la radiación de onda corta no proporciona información de la cobertura por la noche, mientras que la radiación de onda larga sí.

En cuanto a los datos proporcionados por satélite, quedan pendientes las comparaciones con otras las propiedades que proporciona CERES, como el radio efectivo o el camino de agua líquida o hielo.

Anexo A

En este anexo se incluyen los ajustes realizados para determinar la constante k y Δk necesarias para calcular CN_{LW} como se explica en el apartado 3.1.1.

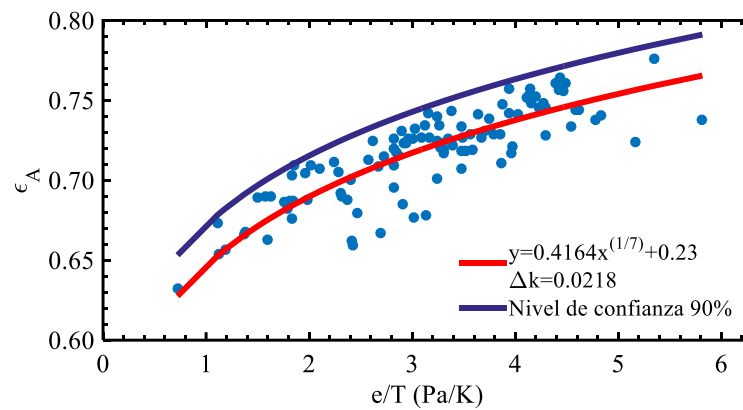


Figura A.1: Ajuste realizado para obtener la constante k de día en invierno.

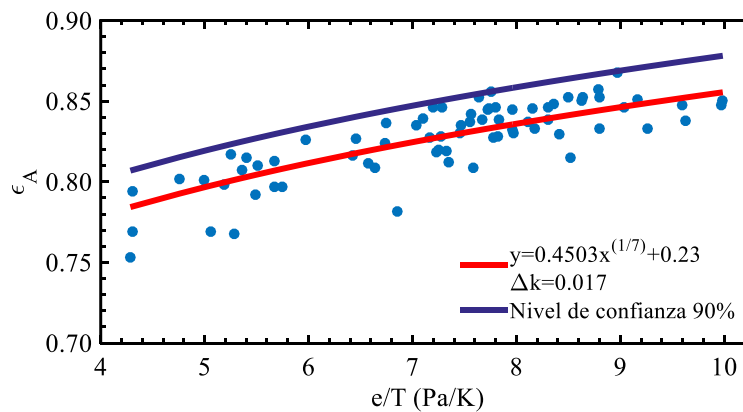


Figura A.2: Ajuste realizado para obtener la constante k de noche en verano.

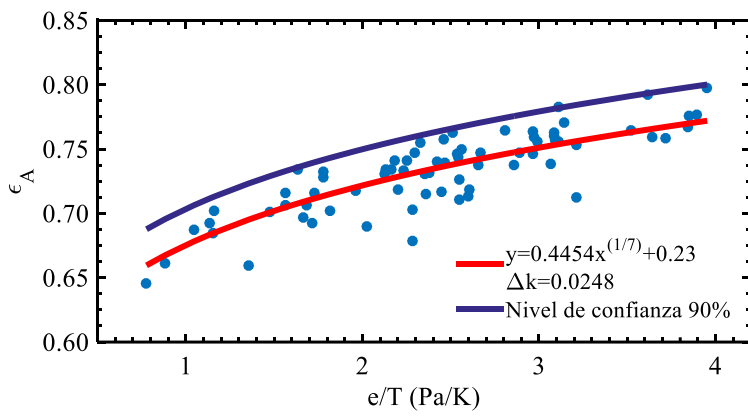


Figura A.3: Ajuste realizado para obtener la constante k de noche en invierno.

Anexo B

Este anexo contiene los ajustes realizados para la comparación de la radiación medida desde suelo con la radiación que proporciona el satélite CERES. Estas comparaciones se analizan en el apartado 5.2.

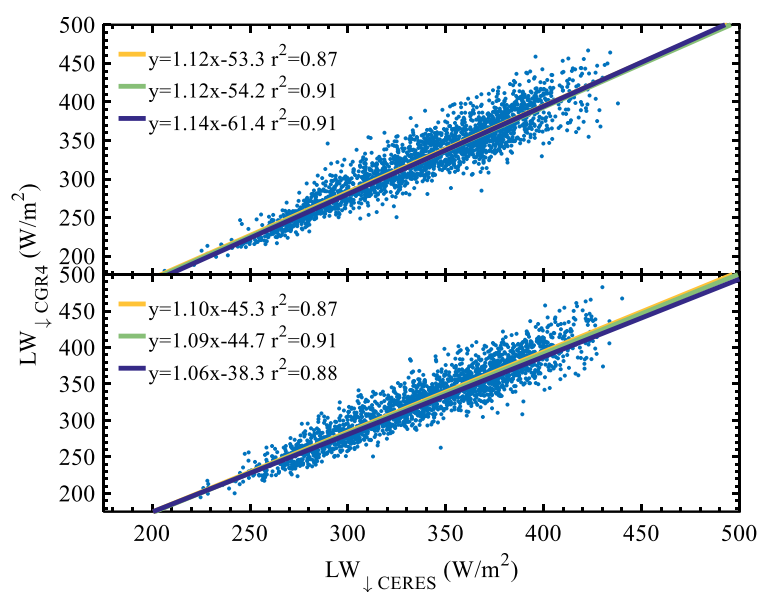


Figura B.1: Comparación de la radiación LW medida por un pirgeómetro CGR4 y por CERES-Aqua (superior) y CERES-Terra (inferior), utilizando todos los datos (naranja), en cielos despejados (verde) y en cielos despejados y sin aerosoles (azul).

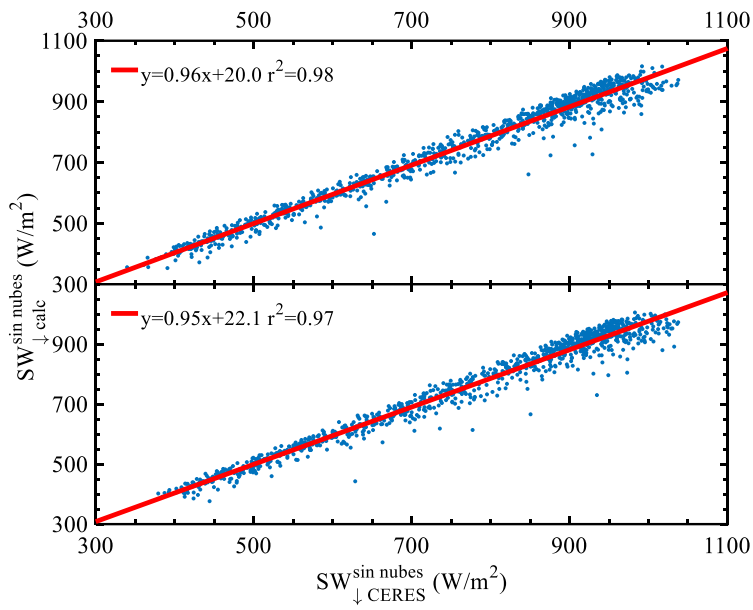


Ilustración 0.1

Figura B.2: Comparación de la radiación SW en cielo despejado calculada desde superficie y proporcionada por CERES-Aqua (superior) y CERES-Terra (inferior).

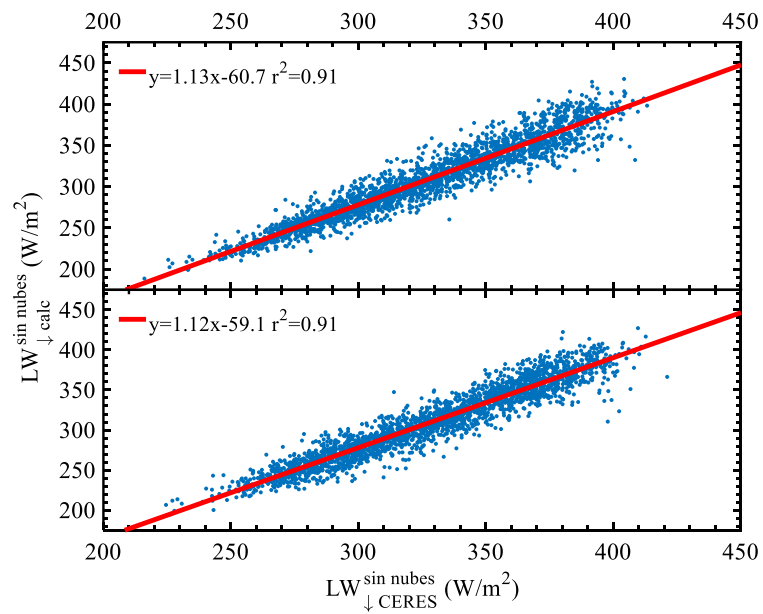


Figure B.3: Comparación de la radiación LW en cielo despejado calculada desde superficie y proporcionada por CERES-Aqua (superior) y CERES-Terra (inferior).

Referencias

Aebi, C., Gröbner, J., Kämpfer, N. and Vuilleumier, L., 2017. Cloud radiative effect, cloud fraction and cloud type at two stations in Switzerland using hemispherical sky cameras. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(12), pp. 4587.

Aelsnet,2013.http://www.aelsnet.net/eportal/pluginfile.php/413/mod_imsdp/content/1/weather_station_model_continue.html.

AEMET, 2012. Guía resumida del clima en España (1981-2010) - Agencia Estatal de Meteorología - AEMET. Gobierno de España.

Allan, R.P., 2011. Combining satellite data and models to estimate cloud radiative effect at the surface and in the atmosphere. *Meteorological Applications*, 18(3), pp. 324-333.

Barkstrom, B.R., Kratz, D.P., Cess, R.D., Li, Z., Inamdar A. K., Ramanathan V. and Gupta, S.K., 1997. Empirical estimates of Shortwave and Longwave Surface Radiation Budget involving CERES measurements. CERES Algorithm Theoretical Basis Document.

Barnard, J.C. and Long, C.N., 2004. A simple empirical equation to calculate cloud optical thickness using shortwave broadband measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 43(7), pp. 1057-1066.

Berg, L.K., Kassianov, E.I., Long, C.N. and Mills, D.L., 2011. Surface summertime radiative forcing by shallow cumuli at the Atmospheric Radiation Measurement Southern Great Plains site. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116, D01202, pp. 1-13.

Betts, A.K., Köhler, M. and Zhang, Y., 2009. Comparison of river basin hydrometeorology in ERA-Interim and ERA-40 reanalyses with observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D2), pp. 1-12.

Bloom, S., da Silva, A., Dee, D., Bosilovich, M., Chern, J., Pawson, S., Schubert, S., Sienkiewicz, M., Stajner, I. and Tan, W., 2005. Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, Vol.26: Documentation and validation of the Goddard Earth Observing System (GEOS) data assimilation system–Version 4.

Referencias

- Boers, R., De Haij, M., Wauben, W., Baltink, H.K., Van Uft, L., Savenije, M. and Long, C.N., 2010. Optimized fractional cloudiness determination from five ground-based remote sensing techniques. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D24), pp. 1-16.
- Brutsaert, W., 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 11(5), pp. 742-744.
- Calbó, J., González, J. A., and Pagès, D., 2001. A method for sky-condition classification from ground-based solar radiation measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 40(12), 2193-2199.
- Calbó, J., Pagès, D. and González, J. A., 2005. Empirical studies of cloud effects on UV radiation: A review. *Reviews of Geophysics*, 43.
- Calisto, M., Folini, D., Wild, M. and Bengtsson, L., 2014. Cloud radiative forcing intercomparison between fully coupled CMIP5 models and CERES satellite data. *Annales Geophysicae*, 32(7), pp. 793-807.
- CERES Science Team, 2016. Data Quality Summary CERES SSF Terra Aqua Edition 4A.
- CERES Science Team, 2013. Data Quality Summary CERES SYN1deg Edition 3A.
- Chen, T., Rossow, W.B. and Zhang, Y., 2000. Radiative effects of cloud-type variations. *Journal of Climate*, 13(1), pp. 264-286.
- Costa-Surós, M., Calbó, J., González, J. A., and Martin-Vide, J., 2013. Behavior of cloud base height from ceilometer measurements. *Atmospheric research*, 127, pp. 64-76.
- Darnell, W.L., Staylor, W.F., Gupta, S.K., Ritchey, N.A. and Wilber, A.C., 1992. Seasonal variation of surface radiation budget derived from International Satellite Cloud Climatology Project C1 data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D14), pp. 15741-15760.
- de Bruyn, V., 2014. <https://www.sciencelearn.org.nz/images/691-cloud-types>.
- Dong, X., Mace, G.G., Minnis, P., Smith Jr, W.L., Poellot, M., Marchand, R.T. and Rapp, A.D., 2002. Comparison of stratus cloud properties deduced from surface,

- GOES, and aircraft data during the March 2000 ARM Cloud IOP. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(23), pp. 3265-3284.
- Dong, X., Minnis, P., Xi, B., Sun-Mack, S. and Chen, Y., 2008. Comparison of CERES-MODIS stratus cloud properties with ground-based measurements at the DOE ARM Southern Great Plains site. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113, D03204, pp. 1-17.
- Duchon, C.E. and O'Malley, M.S., 1999. Estimating Cloud Type from Pyranometer Observations. *Journal of Applied Meteorology* (1988-2005), 38(1), pp. 132-141.
- Dürr, B. and Philipona, R., 2004. Automatic cloud amount detection by surface longwave downward radiation measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D5), pp. 1-9.
- Ebert, E.E. and Curry, J.A., 1992. A parameterization of ice cloud optical properties for climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D4), pp. 3831-3836.
- Eitzen, Z.A., Xu, K. and Wong, T., 2008. Statistical analyses of satellite cloud object data from CERES. Part V: Relationships between physical properties of marine boundary layer clouds. *Journal of Climate*, 21(24), pp. 6668-6688.
- Esteve, A., Marin, M., Tena, F., Utrillas, M. and Martínez-Lozano, J., 2010. Influence of cloudiness over the values of erythemal radiation in Valencia, Spain. *International Journal of Climatology*, 30(1), pp. 127-136.
- Freile-Aranda, M., Gomez-Amo, J., Utrillas, M., Pedros, R. and Martinez-Lozano, J., 2017. Seasonal analysis of cloud characteristics and radiative effect over the Iberian Peninsula using MODIS-CERES observations. *Tethys-Journal of Mediterranean Meteorology and Climatology*, (14), pp. 3-9.
- Fu, Q. and Liou, K.N., 1993. Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(13), pp. 2008-2025.
- Fu, Q. and Liou, K., 1992. On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49(22), pp. 2139-2156.

Referencias

- Geier, E.B., Green, R.N., Kratz, D.P., Minnis, P., Miller, W.F., Nolan, S.K. and Franklin, C.B., 2003. Single Satellite Footprint TOA/Surface Fluxes and Clouds (SSF) Collection Document. CERES Data Management System. 2 edn.
- Green, R. and Wielicki, B.A., 1997. Convolution of Imager Cloud Properties with CERES Footprint Point Spread Function. *CERES Algorithm Theoretical Basis Document*.
- Gupta, S.K., 1989. A parameterization for longwave surface radiation from sun-synchronous satellite data. *Journal of Climate*, 2(4), pp. 305-320.
- Gupta, S.K., Darnell, W.L. and Wilber, A.C., 1992. A parameterization for longwave surface radiation from satellite data: Recent improvements. *Journal of Applied Meteorology*, 31(12), pp. 1361-1367.
- Gupta, S.K., Kratz, D.P., Stackhouse Jr, P.W. and Wilber, A.C., 2001. The Langley Parameterized Shortwave Algorithm (LPSA) for Surface Radiation Budget Studies. 1.0. *NASA Langley Research Center, Hampton*.
- Gupta, S.K., Kratz, D.P., Stackhouse Jr, P.W., Wilber, A.C., Zhang, T. and Sothcott, V.E., 2010. Improvement of surface longwave flux algorithms used in CERES processing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(7), pp. 1579-1589.
- Hahn, C.J., Rossow, W.B. and Warren, S.G., 2001. ISCCP Cloud Properties Associated with Standard Cloud Types Identified in Individual Surface Observations. *Journal of Climate*, 14(1), pp. 11-28.
- Hartmann, D.L., Ockert-Bell, M.E. and Michelsen, M.L., 1992. The effect of cloud type on Earth's energy balance: Global analysis. *Journal of Climate*, 5(11), pp. 1281-1304.
- Heymsfield, A.J., Matrosov, S. and Baum, B., 2003. Ice water path–optical depth relationships for cirrus and deep stratiform ice cloud layers. *Journal of Applied Meteorology*, 42(10), pp. 1369-1390.
- Howard, L., 1803. Essay on the Modifications of Clouds. *The Philosophical Magazine*.
- Ignatov, A., Minnis, P., Loeb, N., Wielicki, B., Miller, W., Sun-Mack, S., Tanré, D., Remer, L., Laszlo, I. and Geier, E., 2005. Two MODIS aerosol products over ocean

on the Terra and Aqua CERES SSF datasets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(4), pp. 1008-1031.

Ignatov, A. and Nalli, N.R., 2002. Aerosol retrievals from the multiyear multisatellite AVHRR pathfinder atmosphere (PATMOS) dataset for correcting remotely sensed sea surface temperatures. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(12), pp. 1986-2008.

Inman, R.H., Chu, Y. and Coimbra, C.F., 2016. Cloud enhancement of global horizontal irradiance in California and Hawaii. *Solar Energy*, 130, pp. 128-138.

IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

ISCCP, 2014. <https://isccp.giss.nasa.gov/cloudtypes.html>.

Kassianov, E., Long, C.N. and Ovtchinnikov, M., 2004. Cloud sky cover versus cloud fraction: Whole-sky simulations and observations. *Journal of Applied Meteorology*, 44(1), pp. 86-98.

Kipp&Zonen, 2011. Manual pyranometers CMP series.

Lamarck, J.B., 1802. Sur la forme des nuages. *Annuaire Météorologique pour l'an X de la République Française*.

Lamb, D. and Verlinde, J., 2011. Physics and chemistry of clouds. Cambridge University Press.

Lau, N. and Crane, M.W., 1995. A satellite view of the synoptic-scale organization of cloud properties in midlatitude and tropical circulation systems. *Monthly Weather Review*, 123(7), pp. 1984-2006.

Lean, J. and Rind, D., 1998. Climate forcing by changing solar radiation. *Journal of Climate*, 11(12), pp. 3069-3094.

Lin, X., Randall, D.A. and Fowler, L.D., 2000. Diurnal variability of the hydrologic cycle and radiative fluxes: Comparisons between observations and a GCM. *Journal of Climate*, 13(23), pp. 4159-4179.

Liou, K.N., 2002. An introduction to atmospheric radiation. Academic press.

Referencias

Liou, K.N., 1993. Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere. Oxford Monographs on Geology and Geophysics.

Liou, K., 1972. Light scattering by ice clouds in the visible and infrared: A theoretical study. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(3), pp. 524-536.

Liu, Y., Wu, W., Jensen, M. and Toto, T., 2011. Relationship between cloud radiative forcing, cloud fraction and cloud albedo, and new surface-based approach for determining cloud albedo. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(14), pp. 7155-7170.

Long, C.N. and Ackerman, T.P., 2000. Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D12), pp. 15609-15626.

Long, C.N. and Turner, D.D., 2008. A method for continuous estimation of clear-sky downwelling longwave radiative flux developed using ARM surface measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D18), pp. 1-16.

Long, C.N., Ackerman, T.P., Gaustad, K.L. and Cole, J.N.S., 2006. Estimation of fractional sky cover from broadband shortwave radiometer measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D11204), pp. 1-11.

Marcos, C.R., Gómez-Amo, J.L., Peris, C., Pedrós, R., Utrillas, M.P. and Martínez-Lozano, J.A., 2018. Analysis of four years of ceilometer-derived aerosol backscatter profiles in a coastal site of the western Mediterranean. *Atmospheric Research*, 213, pp. 331-345.

Marty, C. and Philipona, R., 2000. The clear-sky index to separate clear-sky from cloudy-sky situations in climate research. *Geophysical Research Letters*, 27(17), pp. 2649-2652.

McArthur, L., 2005. Baseline Surface Radiation Network (BSRN)-Operation Manual Version 2.1.

Minnis, P., Doelling, D.R., Nguyen, L., Miller, W.F. and Chakrapani, V., 2008. Assessment of the visible channel calibrations of the VIRS on TRMM and MODIS on Aqua and Terra. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(3), pp. 385-400.

- Minnis, P., Garber, D.P., Young, D.F., Arduini, R.F. and Takano, Y., 1998. Parameterizations of reflectance and effective emittance for satellite remote sensing of cloud properties. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(22), pp. 3313-3339.
- Minnis, P., Sun-Mack, S., Chen, Y., Khaiyer, M.M., Yi, Y., Ayers, J.K., Brown, R.R., Dong, X., Gibson, S.C. and Heck, P.W., 2011a. CERES edition-2 cloud property retrievals using TRMM VIRS and Terra and Aqua MODIS data—Part II: Examples of average results and comparisons with other data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(11), pp. 4401-4430.
- Minnis, P., Trepte, Q.Z., Sun-Mack, S., Chen, Y., Doelling, D.R., Young, D.F., Spangenberg, D.A., Miller, W.F., Wielicki, B.A. and Brown, R.R., 2008. Cloud detection in nonpolar regions for CERES using TRMM VIRS and Terra and Aqua MODIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(11), pp. 3857-3884.
- Minnis, P., Szedung Sun-Mack, Young, D.F., Heck, P.W., Garber, D.P., Yan Chen, Spangenberg, D.A., Arduini, R.F., Trepte, Q.Z., Smith, W.L., Ayers, J.K., Gibson, S.C., Miller, W.F., Hong, G., Chakrapani, V., Takano, Y., Kuo-Nan Liou, Yu Xie and Ping Yang, 2011b. CERES Edition-2 Cloud Property Retrievals Using TRMM VIRS and Terra and Aqua MODIS Data—Part I: Algorithms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(11), pp. 4374-4400.
- Núñez, M., Marín, M., Serrano, D., Utrillas, M., Fienberg, K. and Martínez-Lozano, J., 2016. Sensitivity of UVER enhancement to broken liquid water clouds: A Monte Carlo approach. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(2), pp. 949-964.
- Olcina, J., 2014. Clima, naturaleza y desastre: España e Hispanoamérica durante la Edad Moderna. *Universitat de València*.
- Plass, G.N. and Kattawar, G.W., 1971. Radiative transfer in water and ice clouds in the visible and infrared region. *Applied Optics*, 10(4), pp. 738-748.
- Pyrina, M., Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Fotiadi, A., Papadimas, C., Pavlakis, K. and Vardavas, I., 2015. Cloud effects on the solar and thermal radiation budgets of the Mediterranean basin. *Atmospheric Research*, 152, pp. 14-28.

Referencias

- Ramanathan, V., Cess, R.D., Harrison, E.F., Minnis, P., Barkstrom, B.R., Ahmad, E. and Hartmann, D., 1989. Cloud-radiative forcing and climate: results from the Earth radiation budget experiment. *Science*, 243(4887), pp. 57-63.
- Raschke, E., Ohmura, A., Rossow, W., Carlson, B., Zhang, Y., Stubenrauch, C., Kottek, M. and Wild, M., 2005. Cloud effects on the radiation budget based on ISCCP data (1991 to 1995). *International Journal of Climatology*, 25(8), pp. 1103-1125.
- Rockel, B., Raschke, E. and Weyres, B., 1991. A parameterization of broadband radiative transfer properties of water, ice, and mixed clouds. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 64, pp. 1-12.
- Rogers, R.R., 1977. Física de las Nubes. Reverté.
- Rossow, W.B. and Schiffer, R.A., 1991. ISCCP cloud data products. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72(1), pp. 2-20.
- Rossow, W.B. and Schiffer, R.A., 1999. Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(11), pp. 2261-2287.
- Schiffer, R. and Rossow, W., 1983. The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) The first project of the World Climate Research Programme. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 64(7), 779-784.
- Serrano, D., Marín, M., Núñez, M., Gandía, S., Utrillas, M. and Martínez-Lozano, J., 2015. Relationship between the effective cloud optical depth and different atmospheric transmission factors. *Atmospheric Research*, 160, pp. 50-58.
- Serrano, D., Núñez, M., Utrillas, M., Marín, M., Marcos, C. and Martínez-Lozano, J., 2014. Effective cloud optical depth for overcast conditions determined with a UV radiometer. *International Journal of Climatology*, 34(15), pp. 3939-3952.
- Serrano, D., 2015. Estudio del espesor óptico de nubes a partir de radiación solar, Universitat de València, València.
- Shi, L., 1994. Cloud radiative forcing on surface shortwave fluxes: a case study based on Cloud Lidar and Radar Exploratory Test. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D12), pp. 25909-25919.

- Shupe, M.D. and Intrieri, J.M., 2004. Cloud Radiative Forcing of the Arctic Surface: The Influence of Cloud Properties, Surface Albedo, and Solar Zenith Angle. *Journal of Climate*, 17(3), pp. 616-628.
- Stephens, G.L., 1980. Radiative properties of cirrus clouds in the infrared region. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(2), pp. 435-446.
- Su, W., Corbett, J., Eitzen, Z. and Liang, L., 2015. Next-generation angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux calculation from CERES instruments: methodology. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(2), pp. 611-632.
- Takano, Y. and Liou, K., 1989. Solar radiative transfer in cirrus clouds. Part I: Single-scattering and optical properties of hexagonal ice crystals. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(1), pp. 3-19.
- Tapakis, R., and Charalambides, A. G., 2013. Equipment and methodologies for cloud detection and classification: A review. *Solar Energy*, 95, 392-430.
- Thomas, G.E. and Stamnes, K., 2002. Radiative transfer in the atmosphere and ocean. Cambridge University Press.
- Twomey, S., 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(7), pp. 1149-1152.
- Vaisala, O., 2010a. Sky Condition Algorithm for Vaisala Ceilometer's. Helsinki (Finland).
- Vaisala, O., 2010b. Vaisala Ceilometer CL51 User's Guide. Helsinki (Finland).
- Wielicki, B.A., Barkstrom, B.R., Harrison, E.F., Lee III, R.B., Louis Smith, G. and Cooper, J.E., 1996. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An earth observing system experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(5), pp. 853-868.
- Wild, M., Folini, D., Schär, C., Loeb, N., Dutton, E.G. and König-Langlo, G., 2012. The global energy balance from a surface perspective. *Climate Dynamics*, 40(11-12), pp. 3107-3134.
- World Meteorological Organization, 2017. International Cloud Atlas. Available: <https://cloudatlas.wmo.int/home.html>

Referencias

World Meteorological Organization, 2008. Guide to meteorological instruments and methods of observation (WMO-No. 8). World Meteorological Organization.

Yan, H., Huang, J., Minnis, P., Wang, T. and Bi, J., 2011. Comparison of CERES surface radiation fluxes with surface observations over Loess Plateau. *Remote Sensing of Environment*, 115(6), pp. 1489-1500.

Yang, S., Zhou, S. and Miller, A., 2006. SMOBA: A 3-dimensional daily ozone analysis using SBUV/2 and TOVS measurements. National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington.

Young, D., Minnis, P., Doelling, D., Gibson, G. and Wong, T., 1998. Temporal interpolation methods for the Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Experiment. *Journal of Applied Meteorology*, 37(6), pp. 572-590.

