

TRABAJO DE FIN DE MASTER EN GEOFÍSICA Y METEOROLOGÍA

# Interacción nubes-aerosol en Amazonia durante GoAmazon

Autor:

*Mario Castro Santiago*

Tutores:

*Juan Luis Guerrero Rascado (Universidad de Granada)*

*Henrique de Melo Jorge Barbosa (Universidade de São Paulo)*



Septiembre de 2019



# **Interacción nubes-aerosol en Amazonia durante GoAmazon**

Autor:

*Mario Castro Santiago*

Tutores:

*Juan Luis Guerrero Rascado (Universidad de Granada)*

*Henrique de Melo Jorge Barbosa (Universidade de São Paulo)*

## **Resumen**

El aerosol atmosférico tiene una gran influencia en el clima (de forma directa e indirecta), y la actuación humana está modificando este fenómeno. Hasta la fecha, no poseemos una buena imagen global del efecto de las partículas de aerosol en las nubes, y por tanto en el clima, de forma indirecta. En consecuencia, los modelos climáticos de previsión poseen un elevado grado de incertidumbre. Este trabajo aborda el estudio de la interacción nube-aerosol mediante datos recogidos durante la campaña GoAmazon 2014-2015 (Green Ocean Amazon) realizada en la Selva Amazónica, en las cercanías de la ciudad de Manaus, ya que la Amazonia es un paraje vital para nuestro planeta y es un laboratorio atmosférico inigualable. Este enclave presenta tanto condiciones prístinas de la era pre-industrial como episodios de gran contaminación procedentes del núcleo urbano de Manaus y de la quema de biomasa. Para el periodo completo de la campaña se ha llevado a cabo una caracterización atmosférica según los tipos de aerosol predominantes en la región basada en trabajos previos: aerosol de fondo, partículas de quema de biomasa y contaminación urbana. Se ha investigado el efecto indirecto del aerosol atmosférico mediante el índice de interacción nube-aerosol para el espesor óptico de la nube, encontrándose resultados significativos para las partículas procedentes de quema de biomasa. Finalmente, se ha analizado un posible efecto semi-directo del aerosol en la altura de la base de las nubes.



*Está el tiempo loco*



# Índice

<b>Lista de acrónimos y símbolos</b>	1
<b>1. Introducción</b>	3
1.1 El aerosol atmosférico y su influencia en el clima	3
1.2 La atmósfera de la Amazonia y la campaña GoAmazon2014-2015	5
<b>2. Objetivos</b>	7
<b>3. Fundamento teórico</b>	9
3.1 Efecto indirecto	9
3.2 Efecto semi-directo	11
<b>4. Estación de medida e instrumentación</b>	13
<b>5. Metodología</b>	17
5.1 Base de datos	17
5.2 Clasificación de masas de aire	19
5.3 Obtención del índice de interacción nube-aerosol	21
5.3.1 Filtrado según variables atmosféricas	21
5.3.2 Filtrado según tipo de aerosol	22
5.4 Filtrado para el tratamiento de base de nubes y termodinámica	23
<b>6. Resultados y discusión</b>	25
6.1 Clasificación de masas de aire	25
6.2 Análisis del efecto indirecto: índices ACI	28
6.3 Análisis del efecto semi-directo: impacto de las partículas de aerosol en la altura de base de nube	30
<b>7. Conclusiones</b>	33
<b>8. Trabajo futuro</b>	35
<b>Agradecimientos</b>	37
<b>Referencias</b>	39



# **Lista de acrónimos y símbolos**

## **Acrónimos**

- ACI:** Aerosol-Cloud Interaction
- AOD:** Aerosol Optical Depth
- AOS:** Aerosol Observation System
- AOSMET:** Aerosol Observation System Surface Meteorology
- ARM:** Atmospheric Radiation Measurement
- AVHRR:** Advanced Very High Resolution Radiometer
- BC:** Black Carbon
- CBH:** Cloud Base Height
- CCN:** Cloud Condensation Nuclei
- CN:** Condensation Nuclei
- COD:** Cloud Optical Depth
- ECMWF:** European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
- IN:** Ice Nuclei
- IPCC:** Intergovernmental Panel on Climate Change
- LCL:** Lifting Condensation Level
- LWP:** Liquid Water Path
- MFRSR:** Multifilter Rotating Shadowband Radiometer
- MPL:** Micro Pulse Lidar
- MWR:** Microwave Radiometer
- PBLH:** Planetary Boundary Layer Height
- PSAP:** Particle Soot Absorption Photometer
- SMPS:** Scanning Mobility Particle Sizer
- SP2:** Single-Particle Soot Photometer
- VAP:** Value-Added Product
- WACR:** W-band ARM Cloud Radar

## **Símbolos**

**ds:** Longitud diferencial de camino

**$f_{<70\text{nm}}$ :** Fracción de partículas con diámetro inferior a 70 nm

**$L_\lambda$ :** Radiancia espectral

**$n(\mathbf{r})$ :** Distribución de tamaños de partículas de aerosol

**$N_a$ :** Concentración de partículas de aerosol

**$N_d$ :** Concentración de gotas de nube

**r:** Razón de mezcla de vapor de agua

**$r_{\text{eff}}$ :** radio efectivo de gota de nube

**T:** Temperatura superficial

**$\lambda$ :** Longitud de onda

**$\rho_{\text{aire}}$ :** Densidad del aire

**$\sigma_{a550}$ :** Coeficiente de absorción de aerosol en 550 nm

**$\sigma_{d550}$ :** Coeficiente de dispersión de aerosol en 550 nm

**$\sigma_e$ :** coeficiente de extinción de aerosol

**$\tau_\lambda$ :** Profundidad óptica espectral

# 1. Introducción

## 1.1 El aerosol atmosférico y su influencia en el clima

El término ‘partícula de aerosol atmosférico’ engloba a todo tipo de partícula, sólida o líquida, que permanece en suspensión en la atmósfera durante un tiempo considerable (desde horas hasta años), exceptuando las nubes (Horvath et al., 1998). El rango de tamaños es muy amplio, abarcando entre 1 milésima y un centenar de micrómetros. Atendiendo a su origen se pueden clasificar en partículas de aerosol naturales (polvo mineral, ceniza volcánica, sal marina, granos de polen, ...) o antropogénicas (partículas de contaminación urbana, polvo de minería...). Este último, el debido a la actividad humana, sigue siendo actualmente el responsable de la gran incertidumbre en el papel de la actuación humana en el cambio climático. Como es sabido, las partículas de aerosol pueden afectar al clima, ya sea de forma directa o indirecta, en un grado considerable.

El conocimiento actual de la influencia del aerosol atmosférico y otros agentes en el cambio climático se recoge y evalúa periódicamente gracias al llamado Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC, del inglés ‘*Intergovernmental Panel on Climate Change*’). Este organismo fue fundado en 1988 por las Naciones Unidas con el objetivo de recopilar información científica sobre el cambio climático y proponer políticas para frenarlo. Entre otros temas, en sus informes se analiza el papel de las partículas de aerosol y las nubes en el clima. La Figura 1 (IPCC, 2013), procedente del quinto informe del IPCC, recoge la influencia de los diferentes protagonistas del cambio climático, indicando su forzamiento radiativo medio global. Esta magnitud, expresada en  $W/m^2$ , expresa el cambio en el flujo energético en la cima de la atmósfera debida al agente correspondiente. En lo que respecta a las partículas de aerosol, se divide su efecto en dos grupos: el debido directamente a las propias partículas de aerosol (efecto directo) y el debido a cambios en las propiedades de las nubes (efectos semi-directo e indirecto). Se conoce como efecto directo del aerosol a la interacción entre la radiación solar o terrestre con las partículas de aerosol mediante los procesos de dispersión o absorción, modificando así los flujos radiativos en la atmósfera. Este fenómeno es relativamente fácil de modelar y se conoce con un nivel de confianza alto, con una tendencia de enfriamiento global (Figura 1).

Por otro lado, las partículas de aerosol también pueden modificar las propiedades microfísicas de las nubes, ya que pueden actuar como núcleos de condensación (CCN, del inglés ‘*Cloud Condensation Nuclei*’) o núcleos glaciógenos (IN, del inglés ‘*Ice Nuclei*’). Cambios en la concentración de partículas de aerosol o en sus características pueden modificar el radio de las gotas de las nubes, así como su concentración numérica, lo que a su vez tendrá un impacto en cómo la nube interacciona con la radiación solar y térmica terrestre. Pese a que los mecanismos físicos son bien conocidos, la influencia total en el clima a lo largo de los últimos siglos (tras la era pre-industrial) posee un elevado grado de incertidumbre. Actualmente, la variabilidad de estos procesos bajo diferentes escenarios climáticos o la escala a la que suceden a lo largo del globo, son conocidas insuficientemente (Sarna and Russchenberg, 2017). Al igual que el efecto directo, el efecto indirecto global de las partículas de aerosol parece haber contribuido globalmente también en forma de un enfriamiento. Por lo general, el aumento en la concentración de las partículas de aerosol disminuyen el radio efectivo de las gotas de nube, aumenta su concentración y por tanto el espesor óptico de nubes, así como su albedo (Twomey, 1977) y tiempo de vida (Albrecht, 1989), reduciendo finalmente la radiación solar neta en superficie. El estudio de algunos de estos fenómenos es el principal objetivo de este trabajo.

Una tercera forma de actuación del aerosol en el clima es el llamado efecto semi-directo, según el cual el aerosol afecta a ciertas características atmosféricas (temperatura, humedad relativa, estabilidad atmosférica...) debido a la absorción de radiación. En esta línea, (Gonçalves et al.,

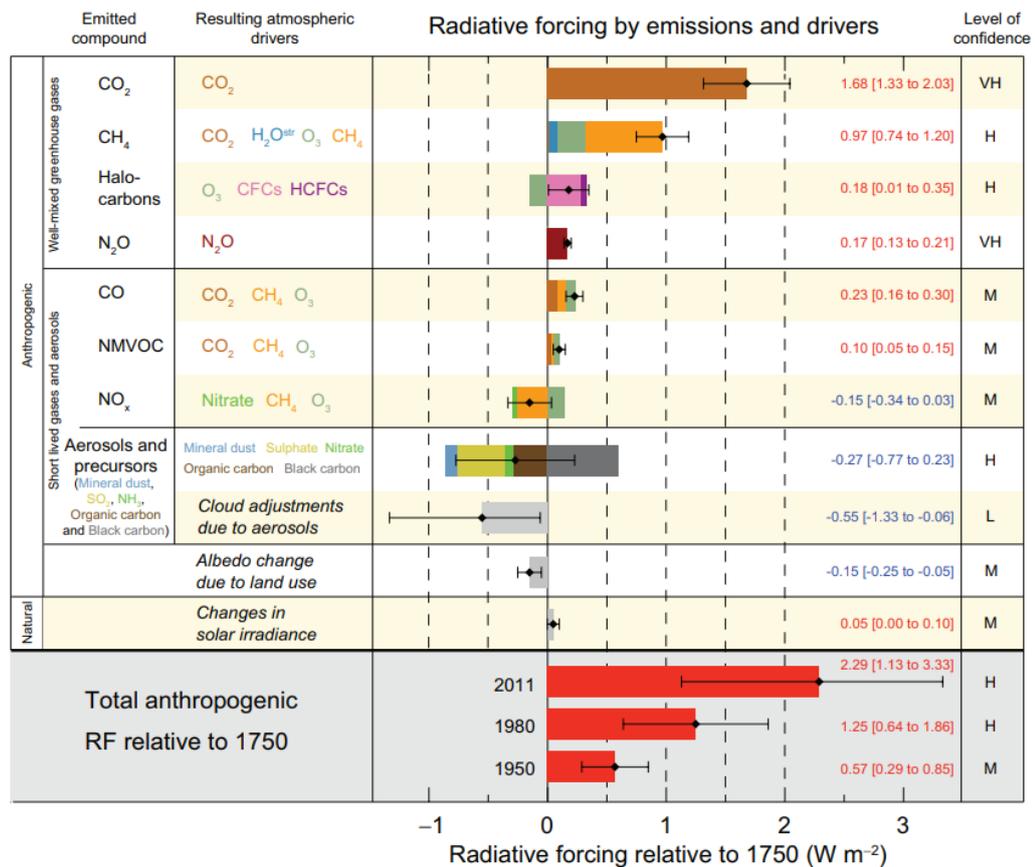
2015) encontró una fuerte reducción de cúmulos dispersos en condiciones de alta concentración de partículas de quema de biomasa. En este sentido, parte del presente trabajo pretende contribuir a incrementar el conocimiento acerca del efecto semi-directo, concretamente analizando el papel de la concentración de partículas en la posible variación de la altura de la capa nubosa.

Durante las últimas décadas, encontramos numerosos estudios acerca de la interacción nube-aerosol. Por lo general, esta relación se investiga desde tres frentes: modelización, técnicas de teledetección y técnicas de medidas in-situ tanto en estaciones de tierra como en aeronaves. En este estudio, se emplearán datos procedentes de medidas realizadas en tierra, tanto de teledetección como in-situ.

La existencia de una red global de estaciones con instrumentos de alta resolución temporal y espacial para monitorizar propiedades de las partículas de aerosol (como sistemas lidar y fotómetros solares/lunares) y de nube (como radares, radiómetros de microondas) se postula como posible solución al problema de la gran incertidumbre en el papel de las partículas de aerosol en el cambio climático (Sarna and Russchenberg, 2017). Este trabajo presenta una combinación de medidas in-situ y de teledetección desde tierra para el estudio de interacción nube-aerosol en la selva amazónica, donde hasta ahora la gran mayoría de investigaciones mediante teledetección se han realizado desde plataformas satelitales. Por ejemplo, en Kaufman (1997) se encontró una disminución del radio de gota de nube de 14 a 9  $\mu\text{m}$  debido a las partículas de quema de biomasa, mediante medidas del radiómetro AVHRR (del inglés, '*Advanced Very High Resolution Radiometer*'), a bordo de diversos satélites estadounidenses y europeos. En la región de Rondônia, en la cuenca Amazónica, se encontraron dependencias entre el albedo de las nubes y la concentración de partículas de aerosol mediante datos del satélite MODIS (Ten Hove et al., 2011). El espesor óptico de la capa nubosa se mostró creciente para valores de espesor óptico de aerosol (en 550 nm) por debajo de 0.3, invirtiéndose esta tendencia para valores superiores. Estos resultados son consecuentes con lo expuesto en Koren et al. (2008), donde se analizó mediante modelización y medidas de satélite la existencia de dos fenómenos opuestos: un efecto semi-directo del aerosol de quema de biomasa para altos valores de AOD, el cual, al absorber la radiación solar, enfriaba la superficie y suprimía la formación de cúmulos; y el efecto indirecto dominante cuando la concentración de partículas de aerosol era baja que promovía la formación de nubosidad. Estos efectos resultaron ser fuertemente dependientes de la fracción nubosa (cobertura del cielo por nubes) inicial.

Un ejemplo de teledetección desde tierra en el Amazonia es Gonçalves et al. (2015), en el que mediante un radar de nubes y medidas in-situ se encontró una dependencia directa entre la concentración de partículas procedentes de quema de biomasa y la lluvia. La lluvia aumentaba con la carga de este aerosol cuando la inestabilidad atmosférica era alta; en cambio, el efecto era inverso para condiciones atmosféricas de baja inestabilidad.

En cuanto a estudios de interacción nube-aerosol mediante modelización, encontramos recientemente el estudio de Lin et al. (2018) que analiza la contribución de las partículas de aerosol al descenso de lluvias extremas y lluvia de media intensidad en India y Norte de China, probándose que únicamente los modelos que incluyen conjuntamente el efecto en el albedo y vida media de las nubes explican estas tendencias. En el Sur de China, en cambio, el efecto era inverso. Como puede comprobarse, es común encontrar diferentes tendencias para la interacción nube-aerosol dependiendo de la región de estudio. Por ello, una vez más, cabe recalcar la importancia de una red global de medidas de teledetección en tierra, ampliamente distribuida, para comprender las interacciones nube-aerosol en diferentes partes del mundo y bajo diferentes escenarios.



**Figura 1.** Forzamiento radiativo de distintos componentes (antropogénicos y naturales) entre 1750 y 2005. Fuente: IPCC (2013).

## 1.2 La atmósfera de la Amazonia y la campaña GoAmazon2014-2015

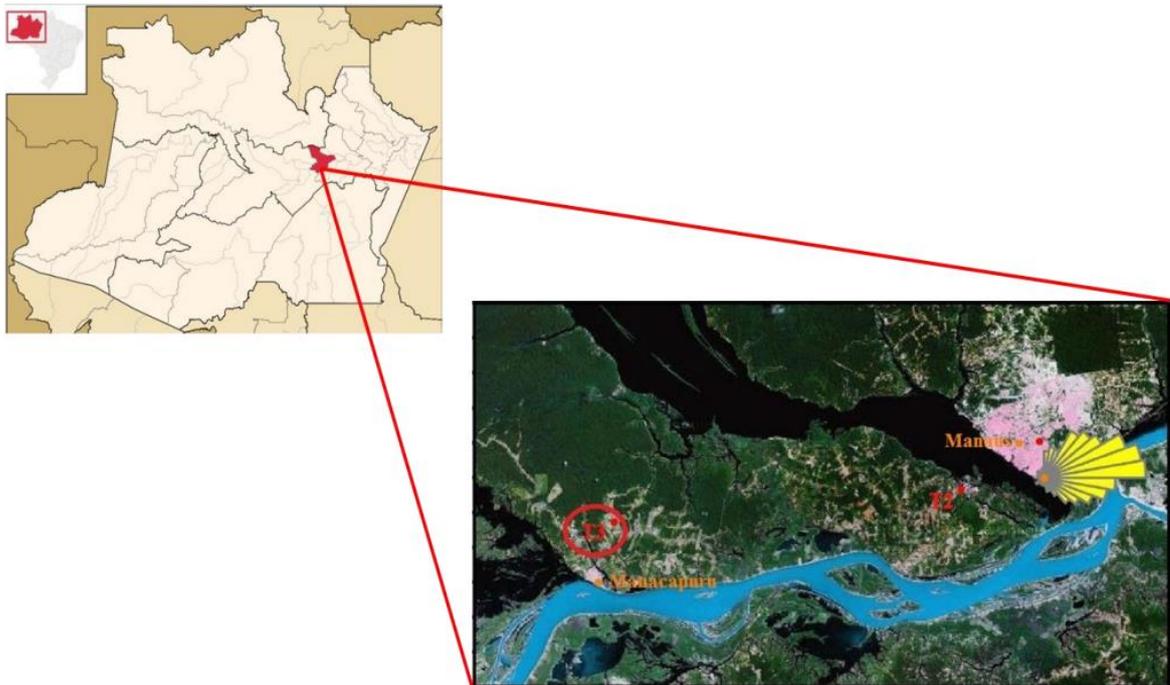
La cuenca del Amazonas es una gran selva con una extensión de unos 3000 km este-oeste y 2000 km norte-sur. Cruza el ecuador, pero está localizada en gran parte en el hemisferio sur (Figura 2). A lo largo del año, la selva presenta diferentes estaciones. La investigación de Horel et al. (1989) mediante medidas de radiación de onda larga desde satélite sirvió para caracterizarlas. Se encontró una distinción clara entre una estación seca y una húmeda, con dos periodos de transición entre ambas. La duración de estas estaciones no es la misma para toda la cuenca, de forma que para la zona central los meses más secos son los de julio, agosto y septiembre.

La convección (elevación de masas de aire que se calientan sobre la superficie) es más fuerte durante la transición de la estación seca a húmeda. Durante la estación seca, las partículas de aerosol procedentes de quema de biomasa (quema de caña de azúcar) en Sudamérica Central invaden prácticamente la totalidad de la región. Por el contrario, en el resto del año la atmósfera está prácticamente limpia, en condiciones prístinas de la era pre-industrial.

La selva amazónica posee un importante ciclo hidrológico, cuyo conocimiento es fundamental a la hora de modelar el clima terrestre. Diversos autores se han referido a este paraje como el ‘Océano Verde’, debido al parecido entre la convección que forma nubes de lluvia sobre los océanos templados (Williams et al., 2002; Andreae et al., 2004). Sin embargo, los mecanismos de fuerte convección que allí tienen lugar son actualmente entendidos insuficientemente. Además, el desarrollo de la región ha traído consigo un incremento del aerosol antropogénico, cuya interacción con las nubes es en gran parte desconocida. Por ejemplo, durante la estación

seca, las partículas de aerosol procedentes de quema de biomasa en Sudamérica Central invaden prácticamente la totalidad de la región. También podemos encontrar aerosol urbano en las cercanías de grandes ciudades. Por otra parte, la deforestación y el calentamiento global están propiciando una conversión de selva a sabana en ciertas áreas de la Cuenca Amazónica, cuyo efecto futuro en el clima no se puede predecir actualmente.

Así, la campaña GoAmazon (Green Ocean Amazon) surge para incrementar el conocimiento científico respecto a estas cuestiones, generando una ingente base de datos de medidas de teledetección e in-situ durante las distintas estaciones de Amazonia (estación seca y húmeda, así como en sus transiciones). Las medidas con las que se trabaja en nuestro estudio se realizaron en unas instalaciones contenidas en el marco de la ARM Climate Research Facility<sup>1</sup>. Concretamente, la base cuyas medidas se usan en este estudio (Figura 2) se encontraba cerca de Manacapuru (36' 47" S, 60 1' 31" O), un municipio situado a sotavento de la ciudad de Manaus, una ciudad con más de 2 millones de habitantes. Su emplazamiento cerca de esta gran ciudad permite analizar el comportamiento de las partículas de aerosol urbano transportado por los vientos que atraviesan la base de medida. En cambio, cuando el viento cambia de dirección, las partículas de aerosol transportadas son propias de la selva virgen, permitiendo analizar condiciones prístinas de la era pre-industrial. Por último, durante la estación seca es común encontrar episodios de alta concentración de partículas procedentes de quema de biomasa (quema de caña de azúcar).



**Figura 2.** La selva amazónica está localizada en la cuenca del río Amazonas. Está repartida entre territorios de Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia y Brasil. La ubicación de la ciudad de Manaus aparece señalada en color rojo. Fuente: Carneiro and Fisch (2019).

<sup>1</sup> <https://www.arm.gov/>

## 2. Objetivos

Dado el papel crucial que juegan las partículas de aerosol y las nubes en la atmósfera, y dada la importancia de la Amazonia en el sistema climático de nuestro planeta, el objetivo general del trabajo es el estudio de la interacción aerosol-nube en la selva amazónica. Para esto, usaremos datos de la campaña GoAmazon2014-2015, uno de los mayores experimentos realizados en la región. Los objetivos específicos de este estudio son los siguientes:

### OE#1. Caracterización de masas de aire en el periodo 2014-2015

Se pretende clasificar las masas de aire en función del tipo de partículas de aerosol presentes durante las diferentes estaciones del periodo 2014-2015. Así, se adoptará una clasificación previamente aplicada en la región: partículas de aerosol de fondo (condiciones de selva amazónica virgen), partículas de contaminación procedentes de la ciudad de Manaus o partículas procedentes de quema de biomasa (abundantes durante la estación seca).

### OE#2. Análisis de las interacciones nubes-aerosol

Se pretende obtener el índice de interacción nubes-aerosol aplicando diferentes métricas, basándonos en una combinación de técnicas de teledetección y medidas in situ, para las diferentes estaciones del año en función de la clasificación de masas de aire obtenida en el OE#1.

### OE#3. Impacto de las partículas de aerosol en la base de las nubes

Se pretende estudiar el hipotético incremento de la altura de la base de las nubes para concentraciones altas de partículas de aerosol. Un aspecto importante será determinar el papel del aerosol atmosférico en propiedades termodinámicas sobre la atmósfera, para estudiar un posible efecto semi-directo.



### 3. Fundamento teórico

La actuación indirecta de las partículas de aerosol en las nubes es un fenómeno complejo, dependiente de la naturaleza de éste y del entorno. Para su estudio es necesario caracterizar tanto las propiedades de las partículas de aerosol como de las nubes. La base teórica se presenta en dos subsecciones: por un lado, se desarrolla el fundamento teórico del efecto indirecto, describiendo la métrica usada en este trabajo para cuantificar los denominados índices ACI; por otro lado, se describe brevemente el efecto semi-directo del aerosol atmosférico así como el concepto de ‘nivel de condensación por elevación’, ya que este nivel puede verse influenciado por la naturaleza absorbente de las partículas de quema de biomasa presentes en nuestro estudio.

#### 3.1 Efecto indirecto

Como se ha explicado en la sección 1, las partículas de aerosol pueden actuar como núcleos de condensación, y de esta forma posibilitar la formación de gotas de agua en la atmósfera. Basándose en estudios experimentales, Twomey y Warner (1967) encontraron una relación entre el número de gotas de agua ( $N_d$ ) y el número de partículas de aerosol ( $N_a$ ):

$$N_d \propto N_a^\gamma \quad (1)$$

con  $\gamma$  variando teóricamente entre 0 y 1 ya que para que una gota de agua se forme, se requiere una partícula de aerosol. Este exponente, como vemos, relaciona la capacidad del aerosol para favorecer en mayor o menor medida la condensación. No obstante, para cuantificar este efecto indirecto, se define el término ACI (del inglés, ‘*Aerosol-Cloud Interaction index*’), como la pendiente de ajuste del logaritmo neperiano de  $N_d$  frente al de  $N_a$ :

$$ACI_N = \frac{d \ln(N_d)}{d \ln(N_a)} \quad (2)$$

En este cociente, el numerador contiene una variable relacionada con las nubes, y el denominador una variable relacionada con las partículas de aerosol. El subíndice ‘N’ indica que se usa la concentración de gotas de nube en el numerador.

La medida de la concentración de gotas de nube no suele ser sencilla. Por ello, se pueden definir diferentes índices ACI para otras variables de nube. Así, podremos usar diferentes métricas (i.e. diferentes formas de definir índices ACI) sin más que reemplazar las propiedades definitorias por alguna otra variable que se proporcional (en la literatura, son conocidos como ‘proxies’). Esto queda justificado analíticamente a partir de las propiedades de los logaritmos: cualquier coeficiente introducido dentro del logaritmo será separado como una constante, no afectando por tanto al valor de la pendiente (i.e. el valor del índice ACI buscado) calculado a partir de la ecuación (2). A continuación, se introducen algunos proxies de nube y aerosol que serán usadas para la obtención de los índices ACI en este trabajo.

Una de las magnitudes básicas empleadas comúnmente en las técnicas de teledetección es el denominado profundidad óptica de aerosol o espesor óptico normal de aerosol ( $AOD_\lambda$ ). La profundidad óptica de aerosol es una magnitud adimensional que cuantifica la atenuación que se produce en la radiación electromagnética incidente de una determinada longitud de onda a su paso a través de una capa de aerosol atmosférico en la dirección vertical, ya sea por procesos de absorción o dispersión. Así, podemos determinar la profundidad óptica de toda la columna atmosférica a través de la siguiente expresión:

$$AOD_\lambda = \int_0^\infty \sigma_e(z, \lambda) dz \quad (3)$$

donde  $\sigma_e(z, \lambda)$  es el llamado coeficiente de extinción de aerosol, suma de los coeficientes de absorción y dispersión de aerosol, definidos a partir del cambio diferencial que experimenta una radiancia incidente en un medio ( $L_\lambda$ ) tras atravesar una longitud diferencial de éste ( $dz$ ):

$$\sigma_a(z, \lambda) + \sigma_d(z, \lambda) = -\frac{dL_\lambda}{L_\lambda dz} \quad (4)$$

Estas magnitudes cuantifican el comportamiento general del aerosol en la atmósfera. Similarmente al AOD se puede definir la profundidad óptica de la nube

(COD, del inglés ‘*Cloud Optical Depth*’), que permite evaluar la capacidad atenuadora de radiación de las nubes. En este trabajo, se utiliza el COD de radiación visible. Su medida puede realizarse de diversas maneras, principalmente mediante fotómetros que comparen la radiación solar teórica y la medida a través de las nubes, sustrayendo las contribuciones de partículas de aerosol y gases atmosféricos (Chiu et al., 2010).

Otra magnitud esencial a la hora de caracterizar las nubes es el denominado contenido en agua líquida integrado en columna (LWP, del inglés ‘*Liquid Water Path*’). Según la American Meteorological Society esta magnitud se define como el peso de las gotas de agua líquida en la atmósfera sobre una superficie unitaria en la Tierra y expresa la cantidad de agua líquida que posee el total de las capas nubosas sobre cierto punto en la superficie del planeta. Así, el LWP puede evaluarse mediante la expresión:

$$LWP = \int_0^\infty r \rho_{aire} dz \quad (5)$$

donde  $r$  es la razón de mezcla de vapor de agua (masa de vapor de agua dividida por la masa de aire seco) y  $\rho_{aire}$  es la densidad del aire húmedo. Los límites de integración permiten evaluar esta magnitud desde superficie (0) hasta el tope de la atmósfera ( $\infty$ ). En el sistema internacional el LWP posee unidades de  $[kg/m^2]$ . No obstante, es usual encontrarla expresada en  $[g/m^2]$ .

La capacidad de atenuar la radiación electromagnética y el contenido en agua líquida de la nube, están, obviamente, relacionados. Así, el COD crecerá a medida que aumenta el LWP. A consecuencia de esto, el empleo del COD como una variable de estudio para la interacción nube-aerosol requerirá mantener constante (o en intervalos relativamente pequeños) el LWP (Feingold, 2001).

Por otro lado, las nubes poseen gotas de diversos tamaños. Para caracterizar las gotas de una capa nubosa se puede introducir el concepto de radio de gota efectivo ( $r_{eff}$ ), definido como una media ponderada de la distribución de tamaños de las gotas:

$$r_{eff} = \frac{\int_0^\infty \pi r^3 n(r) dr}{\int_0^\infty \pi r^2 n(r) dr} \quad (6)$$

donde  $n(r)$  es la distribución de radios de las gotas de nube. Como se ha mencionado anteriormente, en una nube el COD y el LWP están relacionados y, a su vez, puede relacionarse con el radio de gota efectivo, suponiendo que el LWP es constante en la vertical (Chiu et al., 2012):

$$LWP = \frac{2}{3} \rho_w COD r_{eff} \quad (7)$$

De esta relación se desprende que, para un LWP constante, una disminución del radio efectivo conducirá a un aumento del COD.

En este trabajo, se usará el  $ACI_{COD}$ , esto es, el particularizado para la profundidad óptica de la nube. En primer lugar, observemos la relación encontrada por Twomey (1977) entre el COD y  $N_d$ :

$$COD \propto N_d^{\frac{1}{3}} \quad (8)$$

Esta ecuación, junto con la ecuación (1) y (7), describen el llamado efecto Twomey: la presencia de partículas de aerosol modula el número de gotas de agua posibles (1), lo que a su vez modula el espesor óptico de la nube (7). La ecuación (7) nos confirma una reducción del radio de las gotas de agua en el proceso.

Si despejamos en (8) el número de gotas y lo introducimos en la ecuación (2), obtenemos:

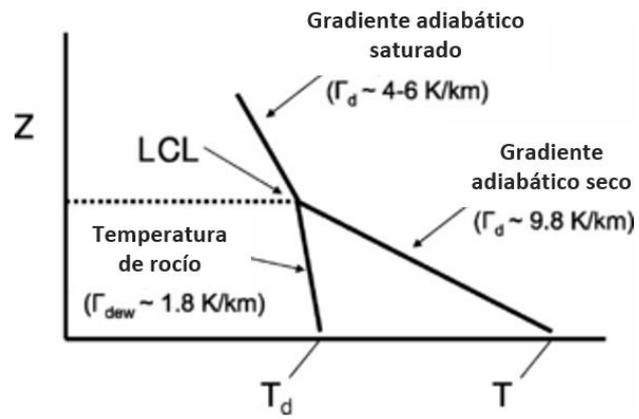
$$ACI_{COD} = \frac{1}{3} ACI_N \quad (9)$$

Es decir, el ACI correspondiente al COD tomará valores entre 0 y 0.33.

### 3.2 Efecto semi-directo

Las partículas de aerosol pueden modificar propiedades de nube sin afectar directamente a sus propiedades microfísicas. Fundamentalmente, el aerosol puede modificar las propiedades termodinámicas del entorno de las nubes mediante la absorción de radiación. Por ello, la presencia de partículas absorbentes en determinadas capas de la atmósfera puede dar lugar a la supresión o favorecimiento de determinados tipos de nubes (Koch y Del Genio, 2010).

En este trabajo, nos centraremos en el cambio producido en la altura de las nubes. Para ello, es necesario introducir un concepto fundamental en física de la atmósfera: el nivel de condensación por elevación (LCL, del inglés '*Lifting Condensation Level*'). Se trata de la altura a la que una masa de aire, que asciende adiabáticamente desde la superficie, alcanza la saturación de vapor de agua (Figura 3). Esta magnitud, por tanto, nos da un límite generalmente inferior para la altura de las nubes. Su valor dependerá de la humedad relativa y la temperatura de la parcela de aire en superficie, así como de la presión atmosférica, magnitudes que pueden ser alteradas por la presencia de partículas de aerosol absorbentes.



**Figura 3.** Representación esquemática del nivel de condensación por elevación (LCL) evaluado a partir de la temperatura y temperatura de rocío. Se representan las curvas de gradiente adiabático seco y gradiente adiabático saturado.

## 4. Estación de medida e instrumentación

Durante la campaña GoAmazon, se ha recogido información de numerosos instrumentos, tanto sistemas de teledetección como de medidas in-situ.

La estación de medida instalada dentro de la red ARM se encuentra en el punto T3 (Figura 4) del conjunto de bases de la campaña, 70 km de la ciudad de Manaus.



**Figura 4.** Izquierda: las distintas bases instaladas en la cercanía de Manaus. Los datos analizados en este estudio provienen de la base T3, situada a sotavento y a unos 70 km de la ciudad. Fuente: Cirino et al. (2018). Derecha: dirección de los vientos dominantes durante la estación seca y húmeda. Fuente: Rosário et al. (2018)

En esta sección se muestra una breve descripción de las características más importantes de los instrumentos empleados. En la web <https://www.arm.gov/research/campaigns/amf2014goamazon> se puede ampliar esta información.

### Radiómetro de microondas

Sistema que recoge radiación de microondas emitida por la atmósfera en 23.8 GHz y 31.4 GHz en su versión de valores integrados en columna (MWR, del inglés ‘*micro-wave radiometer*’). Este instrumento de teledetección pasiva proporciona información relativa a la cantidad de agua en la atmósfera, su temperatura, y otras magnitudes derivadas. Se usará para obtener el valor de LWP con una incertidumbre de 25 g/m<sup>2</sup> y una resolución temporal de 20 s.

### Lidar de micro-pulsos MPL (ARM AMF-1)

Pequeño sistema lidar empleado principalmente para la detección de capas de nubes. La longitud de onda empleada es 532 nm, con una resolución temporal de 10 s y resolución espacial de 15 m. La altura de solapamiento completo para el dispositivo usado en la campaña resultó ser de 7 km (Barbosa et al., 2016).

### Radar de nubes en banda W (WACR)

Radar en la frecuencia de 95.04 GHz, usado para detectar los límites de las nubes (bases y cimas). Se usa junto con el lidar MPL para generar un producto de valor añadido (Kollias et al., 2007) que, entre otras cosas, contiene la altura de base de nube. La incertidumbre en la altura de la base de nube obtenida mediante esta base de datos es de 7.5 m (Liu, 2019).

### Cámara de nubes (Total Sky Imager Model TSI-660)

Se trata de una cámara apuntando a un espejo circular que graba permanentemente toda la bóveda celeste, permitiendo determinar la cobertura mediante tratamiento de imágenes. Distingue entre nubes finas y gruesas. Realiza fotografías del cielo cada 30 s con una resolución de 352 x 288 píxel a todo color.

#### **Aethalómetro (modelo AE-16)**

Dispositivo de medidas in-situ utilizado para contabilizar la densidad másica de partículas de carbono negro. Detecta densidades entre 0 y 500  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , con una resolución de 0.1  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , y la incertidumbre asociada es del 10% de la medida. Las medidas son proporcionadas cada 5 min. La longitud de onda empleada es de 880 nm.

#### **Espectrómetro de partículas SMPS (modelo 3936)**

Espectrómetro que mide la distribución de tamaños de partículas basada en el diámetro de movilidad eléctrica. Posee dos rangos de medida: 10-500 nm, y 2-150 nm. La incertidumbre en la medida del diámetro es alrededor del 10%. En este trabajo se utiliza para calcular la concentración total de partículas.

#### **Fotómetro de partículas de hollín SP2**

Al igual que el anterior instrumento, es un dispositivo de medidas in-situ usado para medir la densidad de partículas de BC. La incertidumbre es de un 25% de la medida, con una sensibilidad de 10  $\text{ng}/\text{m}^3$ . Detecta las partículas de BC una a una, pudiendo detectar hasta 25000 por segundo.

#### **Nefelómetro (TSI model 3563)**

Instrumento que mide el coeficiente de dispersión de las partículas de aerosol en las longitudes de onda de 700, 550 y 450 nm. Los valores se muestran promediados cada 60 s. La precisión del instrumento es del 10% de la medida. El rango de medida va desde entre 0.1-0.3  $\text{Mm}^{-1}$  hasta 20000  $\text{Mm}^{-1}$ .

#### **Analizador de monóxido de carbono**

Analiza la concentración de monóxido de carbono entre aproximadamente 50 ppbv y 5 ppm. La precisión es de un 2% de la medida o inferior, según las condiciones externas.

#### **Analizador de óxidos de nitrógeno**

Analiza la concentración de óxidos de nitrógeno (esto es, moléculas en la forma NO<sub>x</sub>).

Además de los datos proporcionados por los instrumentos mencionados anteriormente, en este trabajo se han considerado las siguientes bases de datos o productos:

#### **Propiedades intensivas del aerosol (VAP)**

Conjunto de propiedades del aerosol determinadas mediante instrumentos del Sistema de Observación del Aerosol (AOS, del inglés '*Aerosol Observation System*'). En este trabajo, el coeficiente de absorción se ha obtenido de este producto. El coeficiente, medido mediante un fotómetro PSAP (del inglés, '*Particle Soot Absorption Photometer*'), se muestra para partículas con diámetros inferiores a 1  $\mu\text{m}$  y entre 1 y 10  $\mu\text{m}$ . El instrumento trabaja en tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm).

### **Análisis de flujos radiativos (VAP)**

Este producto contiene estimaciones de los flujos en superficie para onda corta y larga. Entre otros parámetros, encontramos el COD según el algoritmo descrito en Barnard et. al. (2008). El radiómetro utilizado para obtener el COD es el MFRSR (del inglés '*Multifilter Rotating Shadowband Radiometer*'), un radiómetro capaz de medir la radiación en onda corta global, directa y difusa. Trabaja en las longitudes de onda de 415, 500, 615, 673, 870 y 940 nm.

### **Estación meteorológica AOSMET**

La estación meteorológica AOSMET se encuentra en los contenedores de instrumentos de in-situ. Se ha utilizado para cuantificar la precipitación.

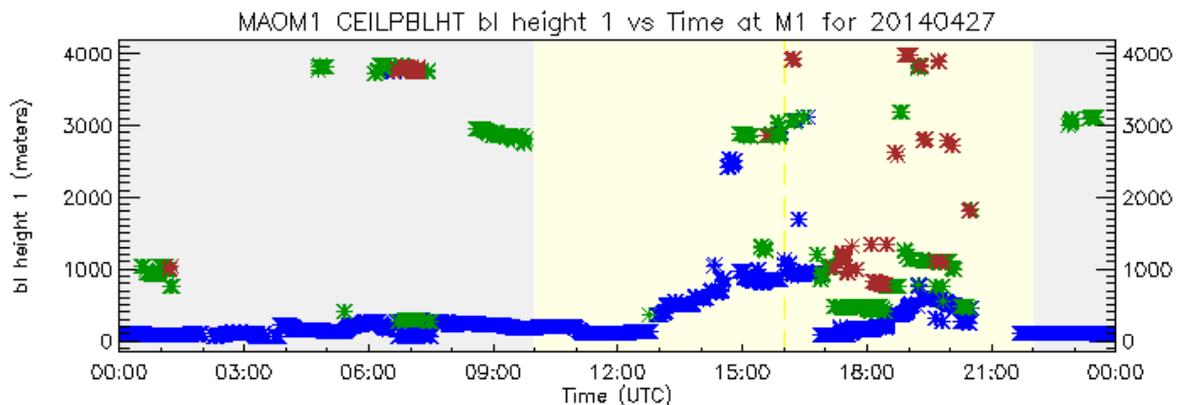


## 5. Metodología

### 5.1 Base de datos

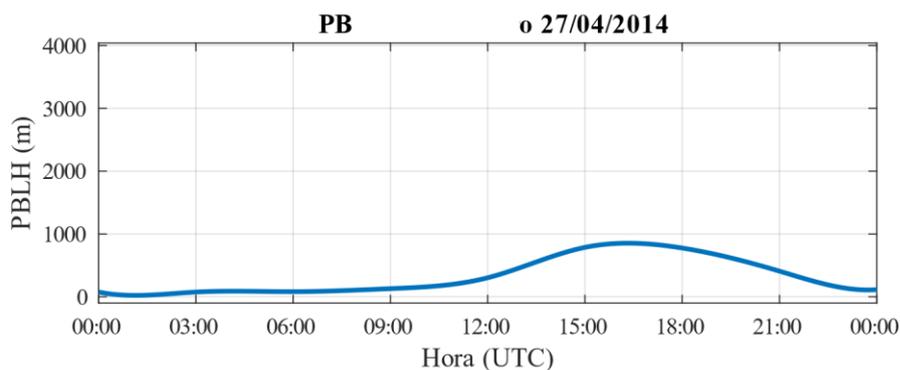
La recopilación de datos de diversos instrumentos se ha realizado desde varias fuentes, siendo la principal de todas ellas el repositorio de ARM llamado 'Data Discovery' (<https://www.archive.arm.gov/discovery/>), que incluye tanto datos de otras campañas y como de estaciones permanentes. Este enorme repositorio contiene cientos de variables diferentes de aerosol, radiación, nubes y gases atmosféricos. Dada la diversa naturaleza de las propiedades necesarias así como particularidades de las técnicas de medida, se ha creado una base de datos con una resolución temporal común de un minuto para el periodo completo analizado (2014-2015) mediante interpolación lineal para aquellas variables con resolución temporal diferente, como se recoge en las Tablas 1 a 4.

Una variable de gran importancia, la altura de la capa límite planetaria (PBLH, del inglés '*Planetary Boundary Layer Height*'), no ha sido tomada de este repositorio debido al nulo o escaso procesamiento actual de los datos existentes. A modo de ejemplo la Figura 5 ilustra la inexactitud y dificultad de tratamiento de los datos. Como se puede ver, la tendencia de la capa límite se intuye visualmente de forma clara, alcanzando una altura máxima de algo menos de 1000 m en torno a las 16:00 UTC. No obstante, los diferentes puntos candidatos (azul, verde y rojo) muestran valores muy dispersos en ciertas horas. Por ejemplo, a las 18:00 UTC es claro que la determinación de la PBLH indicada por el color rojo es la que presenta mayor coherencia temporal con los valores previos marcados en azul, completando la evolución temporal de la PBLH esperada. Pese a que cada candidato viene acompañado de un índice de confianza, se ha verificado que, en muchas ocasiones, los valores con índices altos no coinciden con el valor más coherente.



**Figura 5.** Valores de PBLH para el 24 de abril de 2014, mostrando los tres candidatos que proporciona el instrumento usado (un ceilómetro). Fuente: <https://plot.dmf.arm.gov/plotbrowser/>.

Por ello, se ha optado por usar una fuente diferente, concretamente la base de datos de reanálisis ERA-Interim del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (Dee et al., 2011). Esta base de datos contiene multitud de variables climáticas, derivadas mediante modelos con ayuda de medidas disponibles en todo el mundo. Proporciona el valor de la PBLH con una resolución de 6 horas. Para crear la base de datos de un minuto de resolución, se han empleado *splines* cúbicos con el fin de interpolar la información proporcionada por el ECMWF. La Figura 6 muestra los valores interpolados de la PBLH para el 27 de abril de 2014 (mismo día que en la Figura 5). Como puede apreciarse, el comportamiento es muy similar, debido a la gran cantidad de datos disponibles para la zona (radiosondeos) de los que dispone la ECMWF.



**Figura 6.** Valores de PBLH interpolados mediante *splines* cúbicos. Los valores proporcionados por la base de datos ERA-Interim corresponden a las 00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 horas.

En este trabajo se han empleado una ingente variedad de variables para la generación de la base de datos. Las siguientes tablas recogen las restantes demás variables empleadas en el estudio:

### Variables relacionadas con aerosol

Se han empleado diversas variables relacionadas con las partículas de aerosol para cada una de las secciones de resultados del trabajo.

Los coeficientes de absorción y dispersión empleados, ya descritos en la sección 2, cuantifican la atenuación sufrida por la radiación en la longitud de onda de 550 nm. Por otro lado, la variable denominada CN (concentración de partículas, del inglés ‘*Condensation Nuclei*’), equivale al total de partículas contabilizadas por el SMPS. La concentración de carbono negro (BC, del inglés ‘*Black Carbon*’) es la densidad numérica de este componente. El carbono negro es un tipo de aerosol fino (cuyo diámetro aerodinámico es inferior a 2.5  $\mu\text{m}$ ) compuesto por moléculas de carbono procedentes de la combustión incompleta de combustibles fósiles o biomasa. Es muy absorbente, por lo que su efecto directo produce un forzamiento positivo (Figura 1). Finalmente, encontramos la fracción de partículas por debajo de 70 nm ( $f_{<70\text{ nm}}$ ) obtenida por el SMPS. Este valor, entre 0 y 1, da cuenta de la fracción de partículas con diámetros inferiores a 70 nm respecto del total de partículas.

Variable	Instrumento / VAP	Observaciones
Coef. Absorción, $\sigma_{a550}$ [ $\text{Mm}^{-1}$ ]	Aerosol Intensive Properties (VAP)	550 nm, partículas $D < 1\mu\text{m}$
Concentración de carbono negro, BC [ $\text{ng m}^{-3}$ ]	SP2 y Aethalómetro	Aethalometro interpolado de 5 min a 1 min, corregido con SP2 (Sección 5.2)
Fracción de partículas bajo 70nm, $f_{<70\text{ nm}}$	SMPS	
Concentración de partículas, CN [ $\text{cm}^{-3}$ ]	SMPS	
Coef. Dispersión, $\sigma_{a550}$ ó $\sigma_{550}$ [ $\text{Mm}^{-1}$ ]	Nefelómetro	550 nm

**Tabla 1.** Variables que caracterizan las partículas de aerosol atmosférico usadas en este estudio.

### Variables de nube

Dos de las variables de nube ya han sido descritas en la sección 1: el COD y el LWP. Adicionalmente, en este trabajo se ha empleado la altura de la base de la nube (CBH, del inglés ‘*Cloud Base Height*’), filtrando los casos en los que el MPL y/o radar detecten varias capas nubosas, debido a que sólo nos interesa estudiar la profundidad óptica de nubes de aquellas que están en contacto con las partículas de aerosol (nubes bajas). Además, se ha empleado el porcentaje de cielo cubierto por nubes proporcionado por la cámara, ya que los análisis radiativos empleados para obtener el COD sólo son válidos bajo condiciones de cielo cubierto.

Variable	Instrumento / VAP	Observaciones
Altura de base de nube, CBH [m]	MPL y radar	Solo cuando hay 1 capa
Camino de agua líquida, LWP [g/m <sup>2</sup> ]	MWR	
Cobertura nubosa	Cámara de nubes	Gruesa y fina
COD	Análisis radiativos	Válido con cobertura nubosa > 99%

**Tabla 2.** Variables que caracterizan las nubes usadas en este estudio.

### VARIABLES DE ESTADO ATMOSFÉRICO

En este apartado encontramos dos alturas importantes ya descritas: la PBLH, y el LCL (sección 3.2.). Adicionalmente, hemos considerado los valores de precipitación lluviosa.

Variable	Instrumento / VAP	Observaciones
Nivel de condensación por elevación, LCL [m]	Fórmula analítica	
Altura de la capa límite, PBLH [m]	Reanálisis (ERA-Interim)	Interpolación splines (datos cada 6 horas)
Precipitación	AOSMET	

**Tabla 3.** Variables que caracterizan el estado atmosférico usadas en este estudio.

### VARIABLES DE GASES

Los gases empleados para el estudio son el monóxido de carbono y los óxidos de nitrógeno.

Variable	Instrumento / VAP	Observaciones
Concentración de monóxido de carbono, CO [ppmv]	Carbon Monoxide Analyzer	
Concentración de óxidos de nitrógeno, NO <sub>y</sub> [ppbv]	Oxides of Nitrogen Analyzer	

**Tabla 4.** Variables que caracterizan los gases atmosféricos usadas en este estudio.

## 5.2 Clasificación de masas de aire

El tipo de masa de aire presente en un determinado instante puede clasificarse según el tipo de aerosol presente. Así, Thalman et al. (2017) realizó una clasificación discriminando entre partículas de aerosol de la pluma de Manaus (aire procedente de la ciudad cargada de partículas urbanas), partículas de quema de biomasa (procedente de la quema de caña de azúcar) y partículas de aerosol de fondo (natural). Esos autores hicieron una clasificación con una resolución de 5

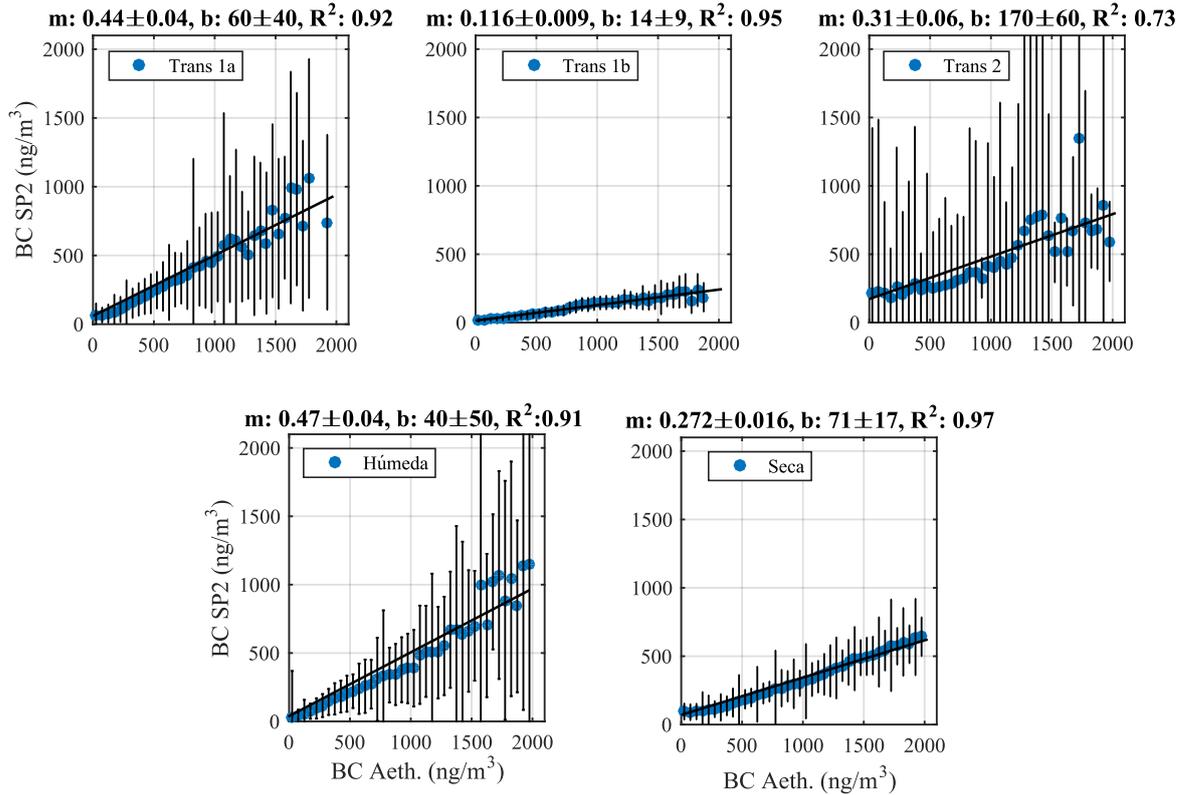
minutos para el año 2014 (desde el 25 de enero) y los primeros meses (hasta mediados de marzo) de 2015. En este trabajo, se ha extendido esa clasificación para el periodo completo de la campaña (2014-2015). Para ello, se han aplicado los mismos criterios que los autores a los datos disponibles (Tabla 5).

Tipo de masa de aire	Estación			
	Húmeda/húmeda 2	Transición 1	Seca	Transición 2
<b>Fondo</b>	CN < 500 cm <sup>-3</sup> CO < 0.14 ppm NO <sub>y</sub> < 1.5 ppbv	CN < 900 cm <sup>-3</sup> CO < 0.14 ppm NO <sub>y</sub> < 1.5 ppbv	CN < 1500 cm <sup>-3</sup> NO <sub>y</sub> < 1.5 ppbv	CN < 1500 cm <sup>-3</sup> NO <sub>y</sub> < 1.5 ppbv
<b>Contaminación Urbana</b>	CN > 500 cm <sup>-3</sup> f <sub>&lt;70</sub> > 0.45	CN > 900 cm <sup>-3</sup> f <sub>&lt;70</sub> > 0.45	CN > 1500 cm <sup>-3</sup> f <sub>&lt;70</sub> > 0.45	CN > 1500 cm <sup>-3</sup> f <sub>&lt;70</sub> > 0.45
<b>Quema de biomasa local</b>	CN > 500 cm <sup>-3</sup> f <sub>&lt;70</sub> < 0.45 CO > 0.14 ppm	CN > 900 cm <sup>-3</sup> f <sub>&lt;70</sub> < 0.45 CO > 0.14 ppm	CN > 1500 cm <sup>-3</sup> f <sub>&lt;70</sub> < 0.45	CN > 1500 cm <sup>-3</sup> f <sub>&lt;70</sub> < 0.45
<b>Contaminación local</b>	BC > 1 μg m <sup>-3</sup> CN > 10 <sup>4</sup> cm <sup>-3</sup>	BC > 1 μg m <sup>-3</sup> CN > 10 <sup>4</sup> cm <sup>-3</sup>	BC > 1 μg m <sup>-3</sup> CN > 10 <sup>4</sup> cm <sup>-3</sup>	BC > 1 μg m <sup>-3</sup> CN > 10 <sup>4</sup> cm <sup>-3</sup>

**Tabla 5.** Criterios para la clasificación de las masas de aire a partir de medidas in situ, para cada una de las estaciones en las que se ha dividido el periodo de estudio (2014-2015).

No obstante, como afirman los autores de este trabajo, se cree que los valores de carbono negro proporcionados por el aethalómetro se ven afectados por el propio proceso de medida, como indican numerosos artículos que han cuantificado este fenómeno (e.g. Collaud-Coen et al., 2010; Virkkula et al., 2015). Por ello, en este trabajo el valor de la concentración de carbono negro obtenido con el aethalómetro ha sido corregidos respecto del valor proporcionado por el instrumento SP2.

En este trabajo, este ajuste se ha hecho de forma más específica para los distintos periodos del año respecto al artículo original. Concretamente, se ha realizado el ajuste lineal de los valores de carbono negro de SP2 frente a los de aethalómetro discriminando entre estación seca, estación húmeda las diferentes transiciones. Así, se han considerado hasta cinco periodos distintos: para la estación húmeda (segunda mitad de diciembre hasta mayo), la estación seca (agosto y septiembre), periodo de transición 1a (junio), el periodo de transición 1b (julio) y el periodo de transición 2 (octubre, noviembre y primera mitad de diciembre). La Figura 7 muestra cada uno de estos ajustes. En ellos, se ha realizado un filtrado de los datos consistente en promediar las ordenadas según intervalos del eje de abscisas, calculando para cada intervalo la desviación estándar del conjunto de ordenadas correspondiente, que se muestran como barras de error. Además, se han filtrado los valores de BC con concentraciones superiores a 2000 ng/m<sup>3</sup>, que suponen menos del 0.5% del total de datos en el peor de los casos. También se han descartado los valores negativos presentes en la base de datos.



**Figura 7.** Comparación de los valores de BC del aethalómetro respecto a los de SP2 para cada uno de los periodos en los que se ha subdividido la campaña.

### 5.3 Obtención del índice de interacción nube-aerosol

#### 5.3.1 Filtrado según variables atmosféricas

Como se presentó en la sección, el estudio de ACI se realiza considerando la relación entre una propiedad de las partículas de aerosol y una propiedad de las nubes. De esta forma se puede obtener el índice ACI (ecuación 2, particularizada para COD y  $\sigma_{d550}$ , en adelante  $\sigma_{550}$ ) a partir de ajustes lineales del logaritmo neperiano del COD y el coeficiente de dispersión en 550 nm ( $\sigma_{550}$ ). Con el fin de obtener una relación más confiable y eliminar datos espurios, se ha realizado un filtrado de la base de datos atendiendo a distintos parámetros. La Tabla 6 recoge los diferentes criterios de filtrado aplicados, que se justifican más adelante.

Variable	Filtro
<b>COD</b>	$0.3 < \text{COD} < 1000$
<b>CBH</b>	$\text{CBH} < \text{PBLH}$
<b>Cobertura nubosa</b>	$>99\%$
<b><math>\sigma_{550}</math></b>	$2 < \sigma_{550} < 200 \text{ Mm}^{-1}$
<b>LWP</b>	Intervalos $10 \text{ g/m}^2$
<b>Precipitación</b>	Sin lluvia 30 min antes de cada medida (0 mm)
<b>Hora</b>	10 – 20 h UTC

**Tabla 6.** Criterios aplicados para ciertas variables atmosféricas en el estudio de los índices de interacción nube-aerosol.

En primer lugar, es importante destacar que el contenido de agua líquida integrado en columna (LWP) influye en la profundidad óptica de la nube. Por ello, el análisis debe realizarse bajo condiciones de LWP constante como pone de manifiesto Feingold et al. (2001). Así, de forma práctica, la evaluación del índice ACI se realiza por intervalos de LWP. En la literatura pueden encontrarse estudios realizados generalmente a intervalos de 20 o incluso 30 g/m<sup>2</sup> (e.g. Li et al., 2017, Kant et al., 2019). Por otro lado, algunos autores han apostado por intervalos de rango proporcional al valor medio de LWP de cada intervalo (e.g. Painemal y Zuidema, 2013). En este trabajo, dada la gran cantidad de datos de que disponemos en la campaña GoAmazon hemos optado por realizar los análisis un intervalo aún más pequeño, de 10 g/m<sup>2</sup>, por lo que nuestros resultados se acercan aún más a la condición ideal de LWP constante. Mediante este tipo de intervalos se han obtenido resultados más significativos que con intervalos más amplios, como se compara en Tao et al. (2012).

Las variables involucradas directamente en el ajuste (COD y  $\sigma_{550}$  presentan determinados valores 'extremos' (tanto altos y bajos), cuyo filtrado mejora notablemente la obtención de índices ACI. En el caso del COD, se excluyen las llamadas nubes ópticamente finas (COD < 0.3), generalmente de tipo cirros, que son nubes altas (típicamente sus bases se sitúan por encima de los 6 km de altura sobre el terreno) y que se esperan que sufran poca interacción con las partículas de aerosol cercanas a la superficie. También se excluyen nubes de COD extremadamente grandes (COD > 1000), ya que este tipo de capas nubosas poseen gran extensión vertical, quedando buena parte de ellas lejos de la interacción con las partículas de aerosol. En cuanto al coeficiente de dispersión, se eliminan valores bajos ( $\sigma_{550} < 2 \text{ Mm}^{-1}$ ) y altos ( $\sigma_{550} > 200 \text{ Mm}^{-1}$ ) alejados del grueso de la distribución, cuyo efecto en la pendiente es alto. Por ejemplo, puede darse el caso en el que la base de la nube se encuentre prácticamente libre de partículas de aerosol, pero aparezcan nubes viajeras. En cuanto a los valores altos, suelen darse en condiciones de poco desarrollo vertical de la capa límite (recordemos que son valores medidos en superficie), los cuales no son interesantes de cara a analizar la interacción entre nubes y aerosol. En esta línea, se filtra a un intervalo horario diurno, en el que la capa límite está suficientemente desarrollada (11-20 h UTC). Finalmente, para asegurar una conexión entre nube y capa de partículas de aerosol, se han empleado únicamente medidas en los instantes en que la CBH se encontrara por debajo de la PBLH.

Por otro lado, el radiómetro de microondas no proporciona medidas fidedignas en condiciones de lluvia o tras eventos de precipitación (por encontrarse mojado). Por ello, se han eliminado tanto los valores donde la estación meteorológica indicaba lluvia, así como aquellos datos recogidos durante la siguiente media hora tras finalizar el evento de precipitación, a fin de asegurar un completo secado del instrumento.

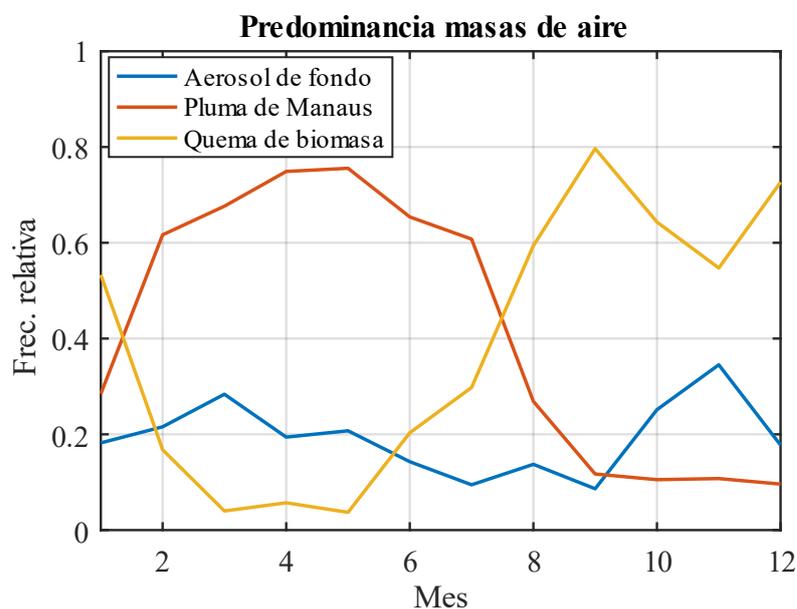
Finalmente, ha sido necesario un último filtro relacionado con el COD. Como se indica en la sección 4, esta magnitud proporcionada por la ARM es derivada mediante análisis radiativos descritos en Barnard et al. (2008). Una particularidad de esta metodología es la suposición de cielo cubierto, por lo que sólo tiene sentido emplear valores de COD para cielos con más del 99% cubierto por nubes. Pese a la evidente limitación que supone esta condición al total de datos, esta fuente de información proporciona más valores de COD durante la campaña GoAmazon que las demás disponibles a fecha de realizar este estudio.

### **5.3.2 Filtrado según tipo de aerosol**

Como se ha mencionado anteriormente, la estación de Manacapuru se ve expuesta a tres tipos de partículas de aerosol: partículas de aerosol de fondo propio de la selva amazónica, partículas de contaminación procedentes de la ciudad de Manaus, y partículas de quema de biomasa. Por ello,

es interesante discriminar los valores de los índices ACI según predomine un tipo de aerosol u otro. Sin embargo, restringir el estudio a los instantes temporales en los que se ha determinado que existe alguna de las tres masas de aire, limita demasiado el conjunto disponible de datos, haciendo imposible realizar un estudio estadístico del que extraer conclusiones. Esto es debido a los numerosos huecos existentes en la base de datos de la clasificación de masas de aire, como consecuencia de los criterios de clasificación aplicados (Tabla 5).

Así, hemos optado por dividir el periodo de estudio en distintos grupos de meses, según predomine un tipo u otro de aerosol. Para ello, se ha representado la frecuencia relativa por meses de los minutos en los que está presente cada uno de los tres tipos de partículas de aerosol sobre el total de instantes temporales en los que se ha determinado alguno de los tres tipos de aerosol). Como se puede ver, la Figura 8 sugiere que en los meses de febrero a julio predominan las partículas de aerosol procedentes de la pluma Manaus, mientras que en los meses de agosto a enero predominan las partículas de quema de biomasa.



**Figura 8.** Frecuencia relativa de las distintas predominancias de masas de aire (respecto al total de tiempo en los que se ha podido clasificar el estado del aire según uno de los tres tipos de aerosol).

#### 5.4 Filtrado para el tratamiento de base de nubes y termodinámica

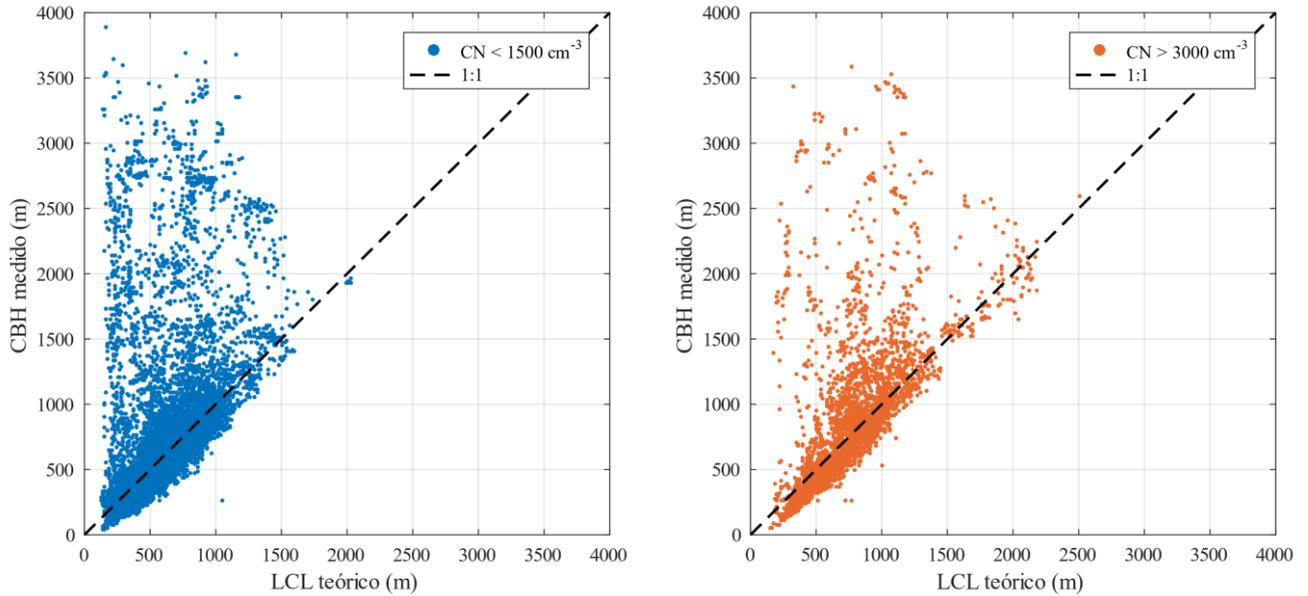
Para el análisis de la influencia de la concentración de partículas en la altura de la base de las nubes, se vuelven a considerar, al igual que en el apartado anterior, intervalos nubosos en los que la CBH es menor que la PBLH, de forma que las nubes estén en contacto con las partículas en suspensión.

A fin de obtener valores estadísticos significativos, se han realizado promedios de CBH por horas y meses, de forma que los efectos observados no sean debidos a las dependencias temporales (ya sean estacionales u horarias) de la concentración de partículas. A continuación, se ha diferenciado entre baja concentración de partículas (valores de CN < 1500 partículas/cm<sup>3</sup>), y alta concentración de partículas (> 3000 partículas/cm<sup>3</sup>) para comprobar la influencia de CN en la altura de las nubes.

Como se mencionó en la sección 3, un cambio en la CBH por efecto de las partículas de aerosol será debido a la influencia de estos en las propiedades termodinámicas de la atmósfera, ya que

es el cambio en el LCL el que determinará la altura de la capa nubosa. Para estudiar este efecto semi-directo, se ha obtenido el LCL a partir de valores de temperatura, presión y humedad relativa aplicando la fórmula analítica derivada en (Romps, 2017), cuyo código está disponible en MATLAB.

La Figura 9 muestra un gráfico en el que se presentan los valores de CBH frente a los de LCL. Previamente, se ha realizado un filtrado para eliminar las nubes de bajo COD ( $<0.3$ ) para eliminar nubes cirrus viajeras procedentes de cúmulos ya envejecidos. Puede verse que el grueso de valores de LCL y CBH caen en las cercanías de la recta 1:1, por lo que los cambios que se observen en el CBH serán en gran parte debidos a cambios en el LCL.

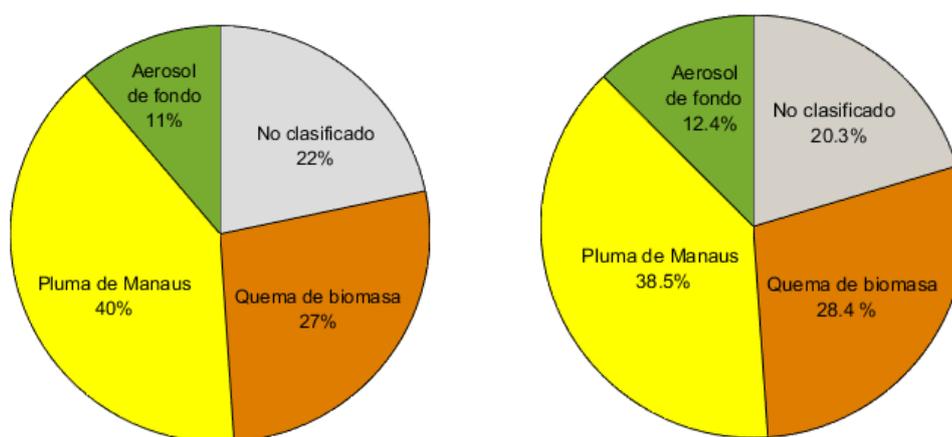


**Figura 9.** Valores obtenidos de CBH frente a valores calculados de LCL para esos instantes, dividiendo para baja concentración de partículas (izquierda) y alta (derecha).

## 6. Resultados y discusión

### 6.1 Clasificación de masas de aire

La predominancia de cada tipo de masa de aire durante el periodo completo de la campaña se muestra recogida en el diagrama de la Figura 10. Estos porcentajes son coherentes con los obtenidos en el estudio de Thalman et al. (2017) durante el periodo del 25 de enero de 2014 a 16 de marzo de 2015. Así la distribución de masas de aire en nuestro periodo (en el periodo del artículo de referencia) son 11% (12.4%) para aerosol de fondo, 40% (38.5%) para aerosol de la pluma de contaminación de Manaus, y 27% (28.4%) para el aerosol de quema de biomasa. El porcentaje de datos no clasificados es 22% y 20.3% en nuestro estudio y el estudio previo, respectivamente.



**Figura 10.** Porcentaje temporal de predominancia de cada masa de aire (aparecen instantes no clasificados, debido a la falta de variables usadas para la clasificación en dichas situaciones): (derecha) valores para este trabajo, (izquierda) valores para la clasificación original de Thalman et al. (2017).

A continuación, se presentan los histogramas para las variables más relevantes para nuestro estudio según el tipo de masa de aire (Figuras 11 y 12).

Las variables que afectan a la cantidad y el tipo de partículas de aerosol son, respectivamente, la CN y los coeficientes de dispersión y absorción (Figura 11). La concentración de partículas de aerosol (CN) muestra valores sustancialmente más elevados que en condiciones de aerosol de fondo ( $700 \text{ cm}^{-3}$ ) para aquellos instantes con presencia contaminación de Manaus ( $3000 \text{ cm}^{-3}$ ) y quema de biomasa ( $4500 \text{ cm}^{-3}$ ), siendo estos últimos los más elevados. El 80% de valores de CN para pluma de Manaus está comprendido entre  $800$  y  $5500 \text{ cm}^{-3}$ . Para las partículas de quema de biomasa, este rango resulta ser entre  $1500$  y  $9000 \text{ cm}^{-3}$ . La estadística para el aerosol de fondo, por la definición de la clasificación empleada, nunca supera las  $1500 \text{ partículas} \cdot \text{cm}^{-3}$ .

El coeficiente de dispersión aumenta respecto al de las partículas de aerosol de fondo (media  $13.7 \text{ Mm}^{-1}$ ) para los instantes con pluma de Manaus (media  $15.4 \text{ Mm}^{-1}$ ) y quema de biomasa (media  $81.7 \text{ Mm}^{-1}$ ). Mientras que en los dos primeros casos las distribuciones siguen formas exponenciales, para las partículas de quema biomasa encontramos una distribución log-normal cuya frecuencia relativa máxima se da para valores de dispersión en torno a  $40 \text{ Mm}^{-1}$ , estando el 80% de los valores comprendidos entre  $14.7$  y  $150 \text{ Mm}^{-1}$ . Para el aerosol de fondo y la contaminación urbana, el 80% de valores se encuentran entre  $1.7$  y  $26 \text{ Mm}^{-1}$ , y entre  $3.2$  y  $24.9 \text{ Mm}^{-1}$ , respectivamente. Vemos, por tanto, que las partículas de quema de biomasa son mucho más dispersivas que las demás.

El coeficiente de absorción exhibe un comportamiento muy similar al de dispersión al comparar los tipos de aerosoles: aumenta para valores de aerosol urbano (media  $1.0 \text{ Mm}^{-1}$ ) y partículas de

quema de biomasa (media  $5.7 \text{ Mm}^{-1}$ ). Nuevamente, las distribuciones para los dos primeros tipos de aerosol son exponenciales, con el 90% de los datos por debajo de  $2.4 \text{ Mm}^{-1}$  para las situaciones con aerosol de fondo, y por debajo de  $4.3 \text{ Mm}^{-1}$  para los episodios de contaminación urbana. En el caso de las partículas de quema de biomasa, el cual exhibe una distribución log-normal, el coeficiente de absorción tiene el 80% de sus valores entre  $1.9$  y  $10.7 \text{ Mm}^{-1}$ .

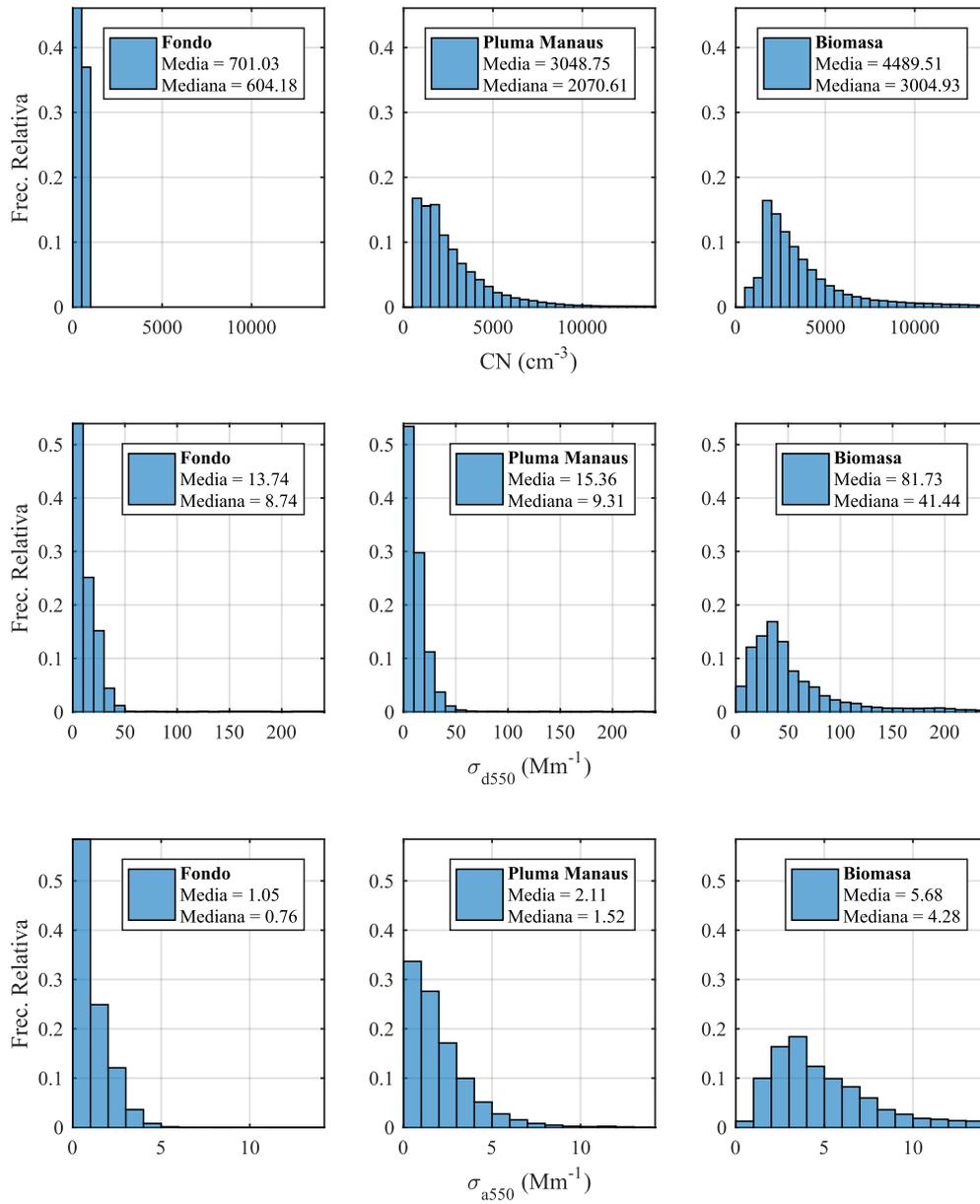
Estos histogramas indican, como era esperado, una alta concentración de partículas de aerosol durante los periodos con quema de biomasa. Además, durante los periodos de presencia de estas partículas, el coeficiente de absorción muestra valores muy elevados. Esto, como se analizará en la sección 6.3, podría tener una influencia en la termodinámica atmosférica.

En cuanto a las variables relacionadas con las nubes (Figura 12), cabe destacar las diferencias estacionales esperables en estos histogramas. Por ejemplo, los episodios con presencia de partículas de quema de biomasa son mucho más frecuentes durante la estación seca, lo cual tendrá un efecto en la cantidad de agua de la atmósfera.

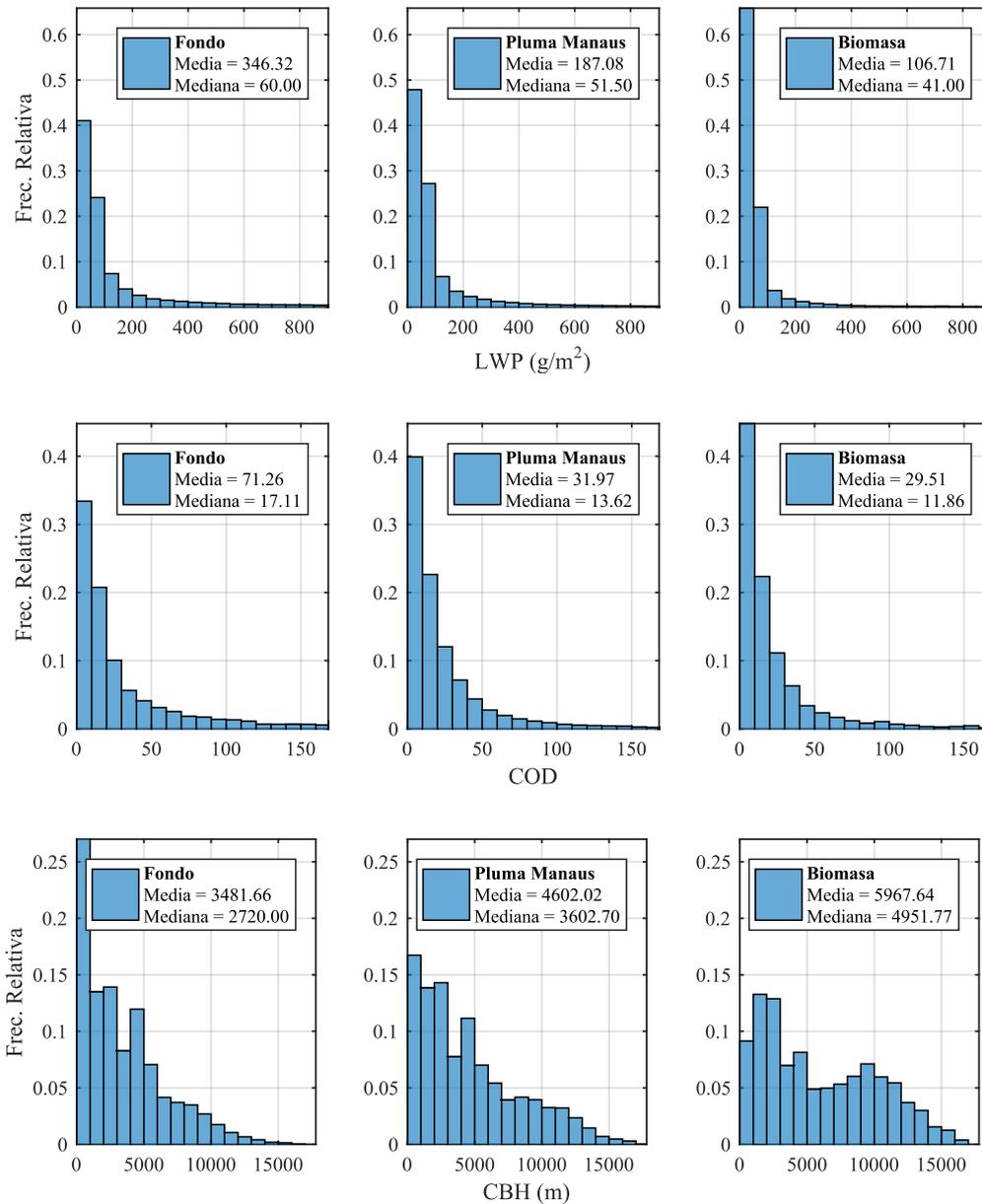
Comenzamos analizando el contenido de agua líquida (LWP). Éste de media es más elevado para episodios libres de contaminación (media de  $350 \text{ g/m}^2$ ) que de contaminación urbana (media de  $190 \text{ g/m}^2$ ) y de partículas de quema de biomasa (media de  $110 \text{ g/m}^2$ ). No obstante, las medianas solo se diferencian en  $10 \text{ g/m}^2$ , por lo que los valores extremos deben ser los responsables de las grandes diferencias observadas en la media. Las distribuciones son de tipo exponencial. El 90% de los datos se encuentran por debajo de  $900 \text{ g/m}^2$  para aerosol de fondo, por debajo de  $330 \text{ g/m}^2$  para contaminación de Manaus y finalmente por debajo de  $124 \text{ g/m}^2$  para quema de biomasa. Estos resultados concuerdan con lo expuesto en el párrafo anterior.

Las distribuciones para el COD están ligadas a las del LWP, ya que la profundidad óptica de nube aumenta con el contenido de agua líquida. El valor medio para instantes libres de contaminación es de 71, bajando a 32 y 30 para contaminación de Manaus y de quema de biomasa, respectivamente. Al igual que en el caso anterior, las medianas no están tan alejadas (Figura 12). Las distribuciones son también exponenciales, con el 90% de datos por debajo de COD de 170, 65 y 58, para aerosol de fondo, contaminación de Manaus y quema de biomasa.

Finalmente, los valores más elevados de altura de la base de nube (CBH) aparecen durante los episodios de quema de biomasa (6000 m de media), frente a los 4600 m de media para contaminación urbana y 3400 m para situaciones de aerosol de fondo. Las frecuencias relativas para aerosol de fondo y contaminación de Manaus son decrecientes con la altura. Sin embargo, para instantes con aerosol de quema de biomasa, aparece una distribución bimodal, con un segundo pico centrado en torno a 10000 m. Nuevamente, esta variable será fuertemente dependiente de las estaciones. En la sección 6.3, un análisis más exhaustivo permitirá indagar en el posible efecto del aerosol en esta variable, analizando los datos con promedios mensuales y horarios.



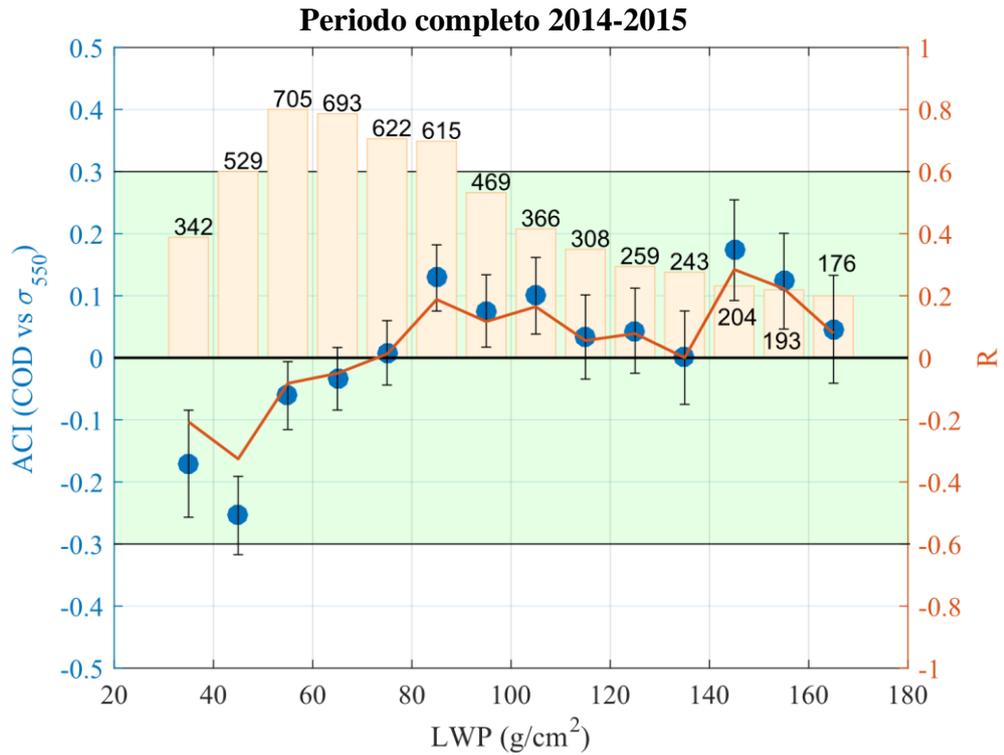
**Figura 11.** Histogramas para las variables de aerosol según tipo de partículas. De arriba abajo, concentración de partículas (CN), coeficiente de dispersión de aerosol en 550 nm ( $\sigma_{d550}$ ) y coeficiente de absorción de aerosol en 550 nm ( $\sigma_{a550}$ ).



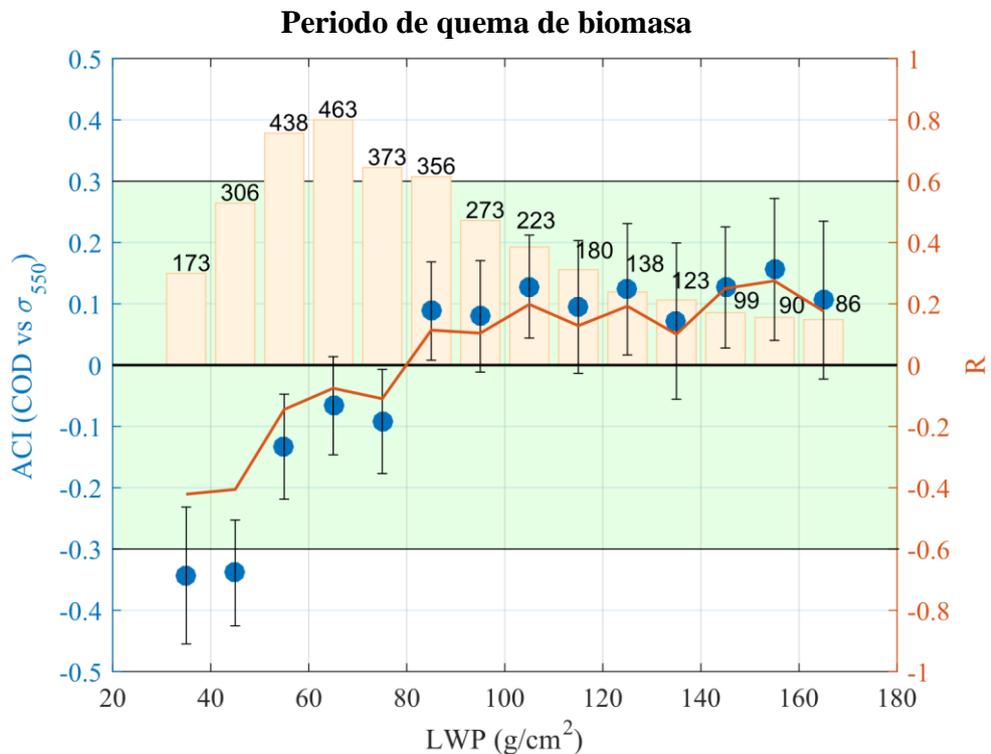
**Figura 12.** Histogramas para las variables atmosféricas más importantes en función del tipo de partículas de aerosol presente, de arriba abajo: camino de agua líquido (LWP), profundidad óptica de nube (COD) y altura de base de nube (CBH).

## 6.2 Análisis del efecto indirecto: índices ACI

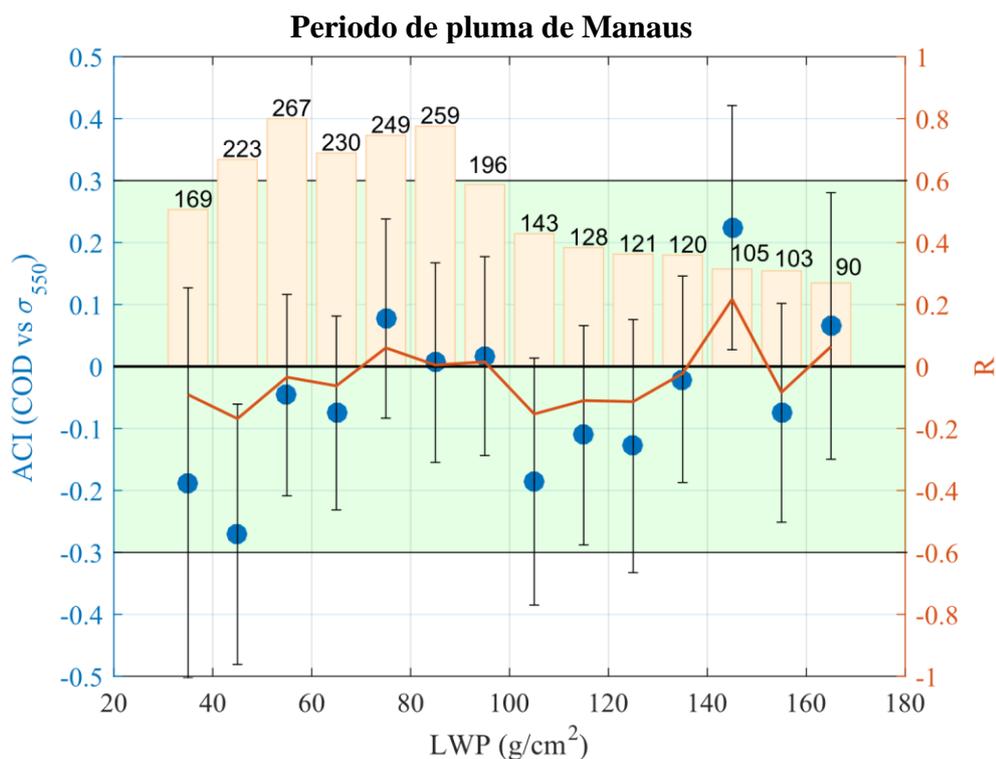
Tras el conveniente filtrado expuesto en la sección 5, se han logrado obtener ciertos índices ACI no compatibles con cero (esto es, con un intervalo de error asociado que excluye al cero) para algunos de los intervalos de LWP explorados. Las Figuras 13-15 sintetizan los valores de estos ACIs en función del intervalo de LWP correspondiente, así como los coeficientes de correlación  $R$  asociados.



**Figura 13.** ACIs obtenidos empleando los datos del periodo completo utilizando la métrica basada en el espesor óptico de la nube y el coeficiente de dispersión de aerosol. Los puntos azules representan los valores del ACI (eje vertical izquierdo). La línea naranja muestra los valores del coeficiente de correlación  $R$  para cada ajuste (eje vertical derecho). Las barras naranja claro representan el número de puntos disponibles en cada ajuste. La zona sombreada en verde corresponde a los límites teóricos del ACI en la métrica empleada. Las barras de error representan el intervalo del 95% de confianza de la pendiente (ACI).



**Figura 14.** Idem que la figura 13 para los meses desde agosto hasta enero con predominancia de quema de biomasa.



**Figura 15.** Idem que la figura 13 para los meses desde febrero hasta septiembre con predominancia de pluma de Manaus.

La Figura 13, referente al periodo completo, muestra índices ACI estadísticamente significativos para intervalos bajos (menores 60 g/cm<sup>2</sup>) e intermedios (80-130 g/cm<sup>2</sup>) de LWP, con pendientes no compatibles con cero según los intervalos de confianza del 95%. Los coeficientes de ajuste R obtenidos (entre 0.2 y 0.4 en los mejores casos) son similares a los obtenidos en previos estudios de interacción nube-aerosol (e.g. Liu et al., 2017; McComiskey et al., 2009).

Al separar el análisis en los intervalos de predominancia de quema de biomasa (Figura 14) y de aerosol urbano (Figura 15), se observa una estadística mucho más significativa en el primer caso. Los índices ACI muestran valores negativos (en algunos casos, superan el valor límite teórico) para intervalos de LWP por debajo de 80 g/m<sup>2</sup>. Pasado este límite, muestran un valor estable en torno a 0.10-0.15. Por tanto, las partículas de quema de biomasa parecen aumentar la profundidad óptica de las nubes sobre el lugar de estudio, consecuencia de disminuir el radio efectivo de sus gotas (ecuación 7).

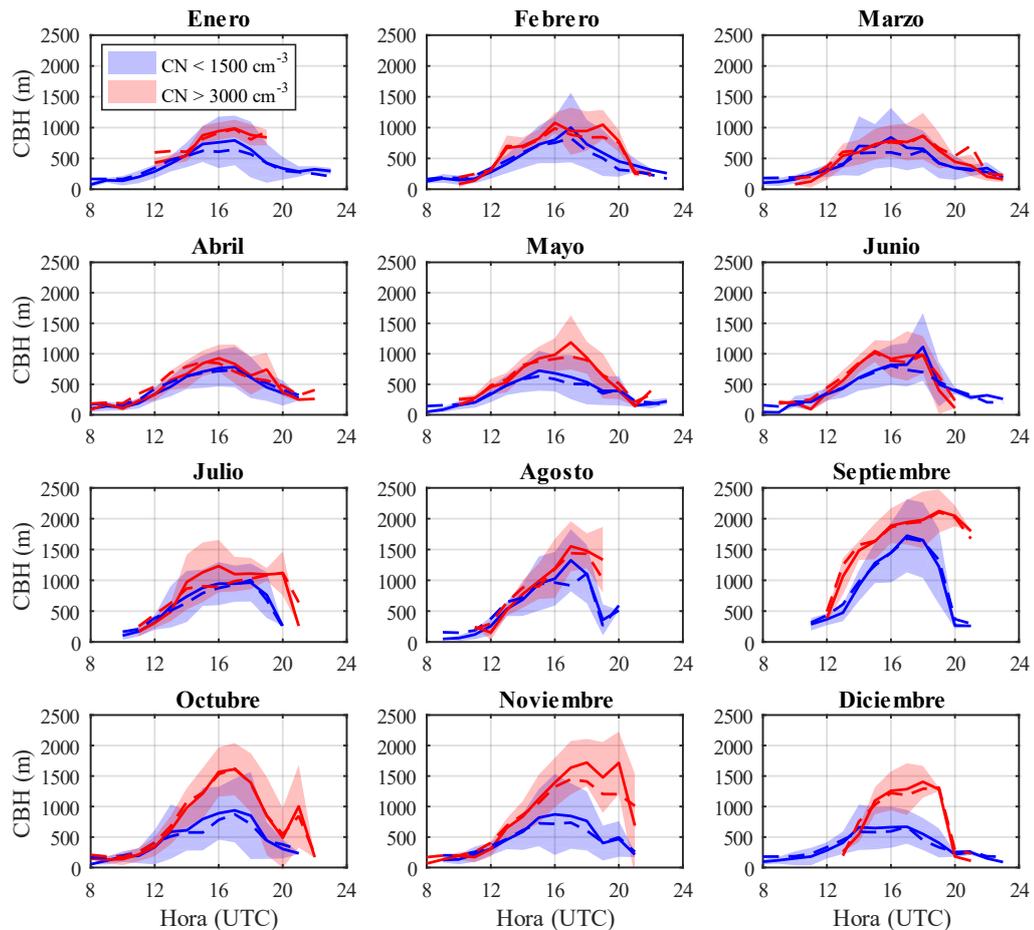
Para el periodo en el cual predomina la presencia de partículas urbanas de la pluma de Manaus, los intervalos de error de los índices ACI aumentan considerablemente, haciendo difícil determinar una tendencia clara. No obstante, estos poseen valores generalmente negativos, pero todos ellos compatibles con el cero. Probablemente, un estudio más exhaustivo que discrimine según distintos subtipos de aerosol urbano, reduzca las incertidumbres observadas, por lo que se analizará en un futuro.

### 6.3 Análisis del efecto semi-directo: impacto de las partículas de aerosol en la altura de base de nube

El posible efecto de las partículas de aerosol sobre la altura media de la capa nubosa se ha analizado realizando promedios horarios para cada mes del año. La Figura 16 revela un el

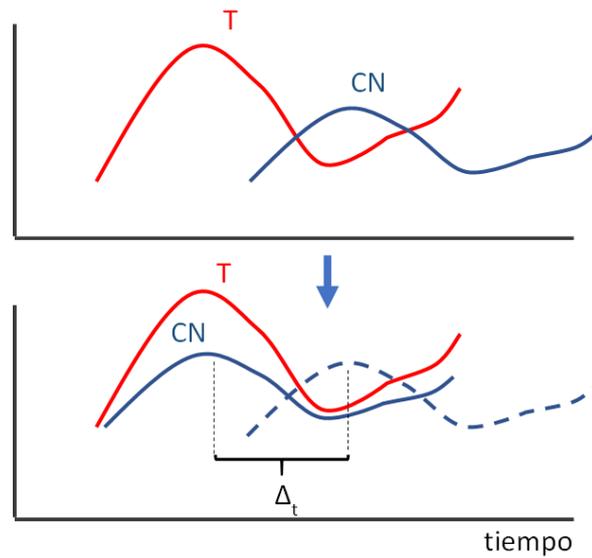
aumento del CBH en presencia de alta concentración de partículas para todos los meses del año, especialmente entre los meses de septiembre y diciembre. Los valores de CBH más elevados aparecen en torno a las 16:00 UTC todo el año.

Las curvas de LCL calculado teóricamente mediante los datos de presión, humedad relativa y temperatura en superficie muestran que la diferencia de altura durante alta y baja concentración de partículas se debe fundamentalmente a motivos termodinámicos. Una hipótesis para explicar este hecho es que el calentamiento producido por las partículas de aerosol absorbente es el responsable del aumento del LCL.



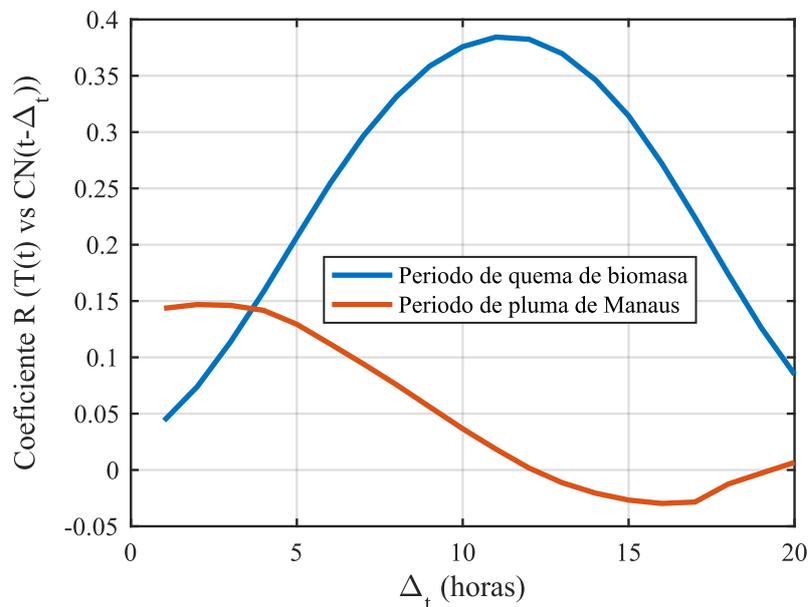
**Figura 16.** Promedios horarios de los valores de CBH (línea continua), discriminando entre valores altos ( $>3000 \text{ cm}^{-3}$ ) y bajos ( $<1500 \text{ cm}^{-3}$ ) de CN. La línea discontinua muestra el valor de LCL teórico.

No obstante, puede darse el caso de que el LCL no cambie por un aumento de concentración de partículas de aerosol, sino que las condiciones meteorológicas más cálidas traigan consigo un aumento de partículas. Para tratar de investigar este asunto, se ha representado en la Figura 18 los coeficientes de ajuste  $R$  resultado de ajustar la temperatura superficial ( $T$ ) frente al valor de CN, pero introduciendo un desfase temporal en los valores de CN, con el fin de cuantificar el potencial desfase temporal entre  $T$  y CN. Mediante este análisis pretendemos investigar si es el aumento de  $T$  el que produce el aumento en CN o viceversa. El esquema de la Figura 17 aclara esta idea.



**Figura 17.** Serie de valores de CN es adelantada en el tiempo.

Como muestra la Figura 18, la correlación entre la temperatura y la concentración de partículas aumenta y alcanza un máximo cuando los valores de CN se adelantan en el tiempo unas 11 horas en el periodo en el que predomina la quema de biomasa. Este desfase es de un par de horas en el caso de predominancia de pluma de Manaus y es del orden de magnitud del tiempo que suele tardar el viento en transportar partículas desde la ciudad a la estación de medida (Martin et al., 2016). Por tanto, la hipótesis inicial puede ser descartada, ya que parece ser que el aumento de temperatura superficial es el que trae consigo la alta concentración de partículas, y no al contrario. Esto significaría que el aumento del CBH observado al clasificar por intervalos de CN puede ser independiente de la cantidad de aerosol.



**Figura 18.** Correlación entre la serie temporal de datos de temperatura superficial y concentración de partículas tras introducir sucesivos desfases en la serie temporal de CN.

## 7. Conclusiones

Se ha creado una gran base de datos de alta resolución temporal, que contiene decenas de variables medidas durante la campaña GoAmazon 2014-2015, tanto relacionadas con las partículas de aerosol y nubes como otras propiedades atmosféricas. Además, se han incorporado los valores de la altura de la capa límite planetaria del modelo ERA-Interim del ECMWF. La naturaleza de esta base de datos, con los valores promediados en los mismos intervalos temporales, permite una rápida y sencilla comparación y filtrado de las distintas variables para el análisis de las interacciones nube-aerosol.

Se ha elaborado una clasificación de las masas de aire predominantes sobre Manacapuru para todo el periodo de la campaña GoAmazon2014-2015 en función del tipo de aerosol existente, categorizando la atmósfera de la zona de estudio en partículas de aerosol de fondo (11%), partículas procedentes de la pluma de Manaus (40%) y partículas procedentes de la quema de biomasa (27%). Los resultados obtenidos son coherentes coinciden con el estudio previo de Thalman et al. (2017) para la misma localización, pero en un periodo menor, mostrando porcentajes de predominancia prácticamente idénticos al estudio previo.

En cuanto al estudio de los índices ACI, se han encontrado correlaciones medias entre el coeficiente de dispersión medido in-situ en los 550 nm con la profundidad óptica de nube para cielos completamente cubiertos obtenida mediante análisis radiativos ( $R$  entre 0.2 y 0.4). Los valores del coeficiente de correlación obtenidos son parecidos a otros encontrados en estudios previos de ACI (e.g. Liu et al., 2017; McComiskey et al., 2009). Los resultados más concluyentes se han logrado para el periodo en el que predomina el aerosol de quema de biomasa, observándose un cambio de tendencia de valores negativos a positivos a partir de intervalos de LPW superiores a  $80 \text{ g/cm}^2$ . No ha sido así para el caso de predominancia de partículas de aerosol urbano procedente de la pluma de Manaus, donde se han encontrado valores con demasiada incertidumbre, siendo todos ellos compatibles con cero, y generalmente negativos.

Finalmente, se ha postulado una posible influencia de las partículas de quema de biomasa en el nivel de condensación por elevación y, de esta forma, en la altura base promedio de las nubes. El análisis realizado tanto por horas permite evitar en efectos estacionales. Sin embargo, un posterior análisis entre el desfase de la serie temporal de valores de temperatura superficial y concentración de partículas parece indicar que el aumento en la concentración de partículas es debido al incremento de la temperatura. Por ello, el aumento del CBH observado al clasificar por intervalos de CN puede ser independiente de la cantidad de aerosol.



## 8. Trabajo futuro

Los resultados obtenidos en el apartado del cálculo de ACIs sugieren una mejora en el filtrado a fin de obtener coeficientes más robustos para la interacción entre las nubes y el aerosol urbano de Manaus. En primer lugar, los huecos en la clasificación de masas de aire han impedido restringir los ajustes lineales a periodos donde era conocida la existencia de aerosol urbano. Como mejora, se sugiere complementar la clasificación con un análisis de trayectorias de masas de aire, de modo que los huecos existentes debidos a la falta de algún parámetro usado en la clasificación, puedan ser reemplazados cuando las masas de aire provengan de la ciudad de Manaus.

Por otro lado, es posible que la composición del aerosol urbano varíe a lo largo del día o del año. Por ello, se propone mejorar la base de datos, dividiendo los periodos de pluma de Manaus en varios subtipos de aerosol.

En cuanto al efecto en la base de las nubes, es necesario profundizar en probar el efecto semi-directo del aerosol de quema de biomasa, ya que se ha visto que la separación entre intervalos de CN puede quedar enmascarada debido a aumentos en la temperatura no causados por el aerosol. Se sugieren dos posibles vías: en primer lugar, intentar obtener el forzamiento radiativo del aerosol. Un primer intento fallido se llevó acabo para este trabajo accediendo a la base de datos de AERONET; sin embargo, el número de datos disponibles era insuficiente para realizar una estadística. Por ello, se plantea la opción de modelar el comportamiento del aerosol mediante algún software de cálculos radiativo como libRadtran.



## **Agradecimientos**

En primer lugar, el autor quiere agradecer al grupo de científicos y técnicos del proyecto GoAmazon por proporcionar la ingente base de datos para este estudio, así como al Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Climate Research Facility del departamento de Energía (Oficina de Ciencia) de los Estados Unidos por la gestión de datos e información técnica proporcionada en su repositorio. Además, el autor agradece el apoyo recibido en el marco de los proyectos españoles CGL2013-45410-R, CGL2016-81092-R, CGL2017-83538-C3-1-R y CGL2017-90884-REDT, el programa de investigación e innovación Horizonte 2020 de la Unión Europea a través del proyecto ACTRIS-2 (acuerdo de subvención no. 654109), y las becas de profesor visitante financiadas por FASPESP (2018 / 08934-6) y la Fundación Carolina. Agradece también a la Universidad de Granada que apoyó este estudio a través del Programa de Unidades de Excelencia del ‘Plan Propio. Programa 23, Convocatoria 2017’. A continuación, pasa a agradecer a los investigadores que han colaborado directamente en este trabajo. El autor agradece en primer lugar al profesor Alexandre Lima Correira de la Universidad de São Paulo por su ayuda en la discusión de la última parte de resultados. Especial agradecimiento al profesor Henrique de Melo Jorge Barbosa, por su labor de supervisión como tutor de este trabajo pese a la enorme diferencia horaria.

Finalmente, agradecer al profesor y amigo Juan Luis Guerrero Rascado por su gran ayuda, no solo durante este trabajo, sino durante los últimos cuatro años. Gracias por la oportunidad de investigar en el mundo de la física atmosférica, y todo lo demás.



## Referencias

Albrecht, B. (1989). Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. *Science*, 245(4923), pp.1227-1230. doi:10.1126/science.245.4923.1227

Andreae, M., O. Rosenfeld, P. Artaxo, A. Costa, G. Frank, K. Longo, and M. Silva Dias (2004), Smoking Rain Clouds over the Amazon, *Science*, 303(5662), 1337-1342, doi:10.1126/science.1092779.

Barbosa, H., B. Barja, and E. Landulfo (2016), Lidar Comparison for GoAmazon 2014/15 Field Campaign Report, *Osti.gov*. Disponible en: <https://www.osti.gov/biblio/1250896-lidar-comparison-goamazon-field-campaign-report>.

Barnard, J., C. Long, E. Kassianov, S. McFarlane, J. Comstock, M. Freer, and G. McFarquhar (2008), Development and Evaluation of a Simple Algorithm to Find Cloud Optical Depth with Emphasis on Thin Ice Clouds, *The Open Atmospheric Science Journal*, 2(1), 46-55, doi:10.2174/1874282300802010046.

Carneiro, R., and G. Fisch (2019), Observational analysis of the daily cycle of the planetary boundary layer in the central amazon during a typical year and under the influence of the ENSO (GoAmazon project 2014/5), *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 1-16, doi:10.5194/acp-2019-578.

Chiu, J., A. Marshak, C. Huang, T. Várnai, R. Hogan, D. Giles, B. Holben, E. O'Connor, Y. Knyazikhin, and W. Wiscombe (2012), Cloud droplet size and liquid water path retrievals from zenith radiance measurements: examples from the Atmospheric Radiation Measurement Program and the Aerosol Robotic Network, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(21), 10313-10329, doi:10.5194/acp-12-10313-2012.

Chiu, J., C. Huang, A. Marshak, I. Slutsker, D. Giles, B. Holben, Y. Knyazikhin, and W. Wiscombe (2010), Cloud optical depth retrievals from the Aerosol Robotic Network (AERONET) cloud mode observations, *Journal of Geophysical Research*, 115(D14), doi:10.1029/2009jd013121.

Cirino, G. et al. (2018), Observations of Manaus urban plume evolution and interaction with biogenic emissions in GoAmazon 2014/5, *Atmospheric Environment*, 191, 513-524, doi:10.1016/j.atmosenv.2018.08.031.

Collaud Coen, M. et al. (2010), Minimizing light absorption measurement artifacts of the Aethalometer: evaluation of five correction algorithms, *Atmospheric Measurement Techniques*, 3(2), 457-474, doi:10.5194/amt-3-457-2010.

Collaud Coen, M. et al. (2010), Minimizing light absorption measurement artifacts of the Aethalometer: evaluation of five correction algorithms, *Atmospheric Measurement Techniques*, 3(2), 457-474, doi:10.5194/amt-3-457-2010.

Dee, D. et al. (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597, doi:10.1002/qj.828.

Feingold, G., L. Remer, J. Ramaprasad, and Y. Kaufman (2001), Analysis of smoke impact on clouds in Brazilian biomass burning regions: An extension of Twomey's approach, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D19), 22907-22922, doi:10.1029/2001jd000732.

- Giles, D. et al. (2018), Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 Database: Automated Near Real-Time Quality Control Algorithm with Improved Cloud Screening for Sun Photometer Aerosol Optical Depth (AOD) Measurements, *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 1-78, doi:10.5194/amt-2018-272.
- Gonçalves, W., L. Machado, and P. Kirstetter (2015), Influence of biomass aerosol on precipitation over the Central Amazon: an observational study, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(12), 6789-6800, doi:10.5194/acp-15-6789-2015.
- Horel, J., A. Hahmann, and J. Geisler (1989), An investigation of the Annual Cycle of Convective Activity over the Tropical Americas, *Journal of Climate*, 2(11), 1388-1403, doi:10.1175/1520-0442(1989)002<1388:aiotac>2.0.co;2.
- Horvath, H. (1998) Influence of atmospheric aerosols upon the global radiation balance. Chapter 13 of “Environmental particles” R.M. Harrison and R.E. van Grieken, eds. pp 543-596, John Wiley & Sons, London,
- IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Kant, S., J. Panda, and R. Gautam (2019), A seasonal analysis of aerosol-cloud-radiation interaction over Indian region during 2000–2017, *Atmospheric Environment*, 201, 212-222, doi:10.1016/j.atmosenv.2018.12.044.
- Kaufman, Y., D. Tanré, H. Gordon, T. Nakajima, J. Lenoble, R. Frouin, H. Grassl, B. Herman, M. King, and P. Teillet (1997), Passive remote sensing of tropospheric aerosol and atmospheric correction for the aerosol effect, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16815-16830, doi:10.1029/97jd01496.
- Koch, D., and A. Del Genio (2010), Black carbon semi-direct effects on cloud cover: review and synthesis, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(16), 7685-7696, doi:10.5194/acp-10-7685-2010.
- Kollias, P., M. Miller, E. Luke, K. Johnson, E. Clothiaux, K. Moran, K. Widener, and B. Albrecht (2007), The Atmospheric Radiation Measurement Program Cloud Profiling Radars: Second-Generation Sampling Strategies, Processing, and Cloud Data Products, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(7), 1199-1214, doi:10.1175/jtech2033.1.
- Koren, I., J. Martins, L. Remer, and H. Afargan (2008), Smoke Invigoration Versus Inhibition of Clouds over the Amazon, *Science*, 321(5891), 946-949, doi:10.1126/science.1159185.
- Li, S., E. Joseph, Q. Min, and B. Yin (2017), Multi-year ground-based observations of aerosol-cloud interactions in the Mid-Atlantic of the United States, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 188, 192-199, doi:10.1016/j.jqsrt.2016.02.004.
- Lin, L., Xu, Y., Wang, Z., Diao, C., Dong, W., & Xie, S.-P. (2018). Changes in extreme rainfall over India and China attributed to regional aerosol-cloud interaction during the late 20th century rapid industrialization. *Geophysical Research Letters*, 45, 7857– 7865. <https://doi.org/10.1029/2018GL078308>

- Liu, J., and Z. Li (2019), Aerosol properties and their influences on low warm clouds during the Two-Column Aerosol Project, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(14), 9515-9529, doi:10.5194/acp-19-9515-2019.
- Liu, Y. et al. (2017), Analysis of aerosol effects on warm clouds over the Yangtze River Delta from multi-sensor satellite observations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(9), 5623-5641, doi:10.5194/acp-17-5623-2017.
- Martin, S. et al. (2016), Introduction: Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5), *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(8), 4785-4797, doi:10.5194/acp-16-4785-2016.
- McComiskey, A., G. Feingold, A. Frisch, D. Turner, M. Miller, J. Chiu, Q. Min, and J. Ogren (2009), An assessment of aerosol-cloud interactions in marine stratus clouds based on surface remote sensing, *Journal of Geophysical Research*, 114(D9), doi:10.1029/2008jd011006.
- Painemal, D., and P. Zuidema (2013), The first aerosol indirect effect quantified through airborne remote sensing during VOCALS-REx, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(2), 917-931, doi:10.5194/acp-13-917-2013.
- Romps, D. (2017), Exact Expression for the Lifting Condensation Level, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(12), 3891-3900, doi:10.1175/jas-d-17-0102.1.
- Rosário, N., T. Sauini, T. Pauliquevis, H. Barbosa, M. Yamasoe, and B. Barja (2018), Aerosol Optical Depth retrievals in Central Amazonia from a Multi-Filter Rotating Shadow-band Radiometer on-site calibrated, *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 1-25, doi:10.5194/amt-2018-88.
- Sarna, K., and H. Russchenberg (2017), Monitoring aerosol–cloud interactions at the CESAR Observatory in the Netherlands, *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(5), 1987-1997, doi:10.5194/amt-10-1987-2017.
- Tao, W., J. Chen, Z. Li, C. Wang, and C. Zhang (2012), Impact of aerosols on convective clouds and precipitation, *Reviews of Geophysics*, 50(2), doi:10.1029/2011rg000369.
- Ten Hoeve, J., L. Remer, and M. Jacobson (2011), Microphysical and radiative effects of aerosols on warm clouds during the Amazon biomass burning season as observed by MODIS: impacts of water vapor and land cover, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(7), 3021-3036, doi:10.5194/acp-11-3021-2011.
- Thalman, R. et al. (2017), CCN activity and organic hygroscopicity of aerosols downwind of an urban region in central Amazonia: seasonal and diel variations and impact of anthropogenic emissions, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(19), 11779-11801, doi:10.5194/acp-17-11779-2017.
- Twomey, S. (1977), The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(7), 1149-1152, doi:10.1175/1520-0469(1977)034<1149:tiopot>2.0.co;2.
- Twomey, S., and J. Warner (1967), Comparison of Measurements of Cloud Droplets and Cloud Nuclei, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 24(6), 702-703, doi:10.1175/1520-0469(1967)024<0702:comocd>2.0.co;2.
- Virkkula, A. et al. (2015), On the interpretation of the loading correction of the aethalometer, *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(10), 4415-4427, doi:10.5194/amt-8-4415-2015.

Williams, E. et al. (2002), Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification, *Journal of Geophysical Research*, 107(D20), doi:10.1029/2001jd000380.